

JÁN TURAN, LÍDIA VANČOVÁ*

DIE METAMORPHEN MINERALE VON KARBONATKÖRPERN DES KRISTALLINIKUMS DER KLENOVEC—SUBZONE DER VEPORIDEN

(*Tab. 1, Abb. 1—8*)



Kurzfassung: In der Arbeit werden die Ergebnisse des Studiums metamorpher Minerale von Karbonatkörpern der Klenovec—Subzone angeführt. Die einzelnen Minerale werden eingehend auf Grund von optischen, derivatographischen und röntgenographischen Untersuchungen charakterisiert.

Резюме: В работе опубликованы результаты изучения метаморфических минералов карбонатных тел кристаллинкума кленовецкой субзоны. Авторы характеризуют отдельные минералы на основании оптического, дериватографического и рентгенографического изучений.

Die abwechslungsreiche Minerale Assoziation von Karbonatkörpern, die im Kristallinikum der Klenovec-Subzone vorkommen, ist durch die Einwirkung von Metamorphose gekennzeichnet. Es kann sowohl regionale, als auch Kontaktmetamorphose in Erwägung gezogen werden, da unweit der Magnesitlagerstätten, Metamorphite der Klenovec-Subzone mit Rimavica—Granit in Berührung treten. Die gegenseitige Unterscheidung von regionalen und kontaktmässigen Einwirkungen ist recht schwierig. Da jedoch die Lagerstätte Mútnik entfernter vom Kontakt mit Graniten ist als die übrigen Magnesitlagerstätten nehmen wir an, dass die kontaktmässig metamorphen Einwirkungen im Vergleich mit den regionalen metamorphen vernachlässigt werden können. Ausgehend von den Arbeiten von B. Hejtmán (1962), H. G. F. Winkler (1967), M. Suk (1979) usw. können die Gesteine der näheren Umgebung der Lagerstätte Mútnik zu den niedertemperierte, nur ausnahmsweise den mitteltemperierte metamorphen Fazies zugeteilt werden. Der neusten Klassifikation zufolge (M. Suk, 1979) reihen wir sie zur Fazies grüner Schiefer und zur Fazies Albit — epidotische Amphibolite ein was bedeutet, dass im erforschten Gebiet nur Schiefer, Phyllite, ggf. Amphibolite sind.

Im studierten Gebiet treten vor allem granatische Glimmerschiefer und Paragneise auf. Hier gelangen wir in einen gewissen Widerspruch, da Glimmerschiefer, zumal jedoch Gneise keinesfalls in der Fazies grüner Schiefer, ggf. der Fazies von Albit — epidotischer Amphibolite, entstehen sollten. Für diese Gesteine sind mittel- und hochtemperierte metamorphe Fazies, die Fazies granatischer Amphibolite, ggf. bis Granulitfazies typisch (B. Hejtmán, 1962). Dieser Widerspruch ist jedoch nur anscheinend, da bei näherer Untersuchung der genannten Metamorphite festgestellt werden kann, dass sie sich in gewisser Hinsicht von den typischen Paragneisen unterscheiden. In der Mineralzusammensetzung dieser Metamorphite fehlen einige Index-Minerale der Gneise wie z. B. Staurolit, Cordierit, Sillimanit, Disthen usw. Es wurden

* Univ. — Doz. RNDr. J. Turan, C.Sc., RNDr. L. Vančová, Geologisches Institut der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität, 811 00 Bratislava, Zadunajská 15.

von uns auch keine Kalifeldspäte festgestellt. J. Kamennický (1977) führt zwar die Gegenwart von Cordierit und Sillimanit in der Umgebung von Hnúšta an, bringt diese aber mit kontaktmetamorphen, gegebenenfalls mit pneumatolitisch — metasomatischen Prozessen in Zusammenhang.

Die Paragneise des erforschten Gebietes besitzen folgende Mineralassoziation: Quarz — Albit — Muskovit (Sericit) — Mg-Chlorit \pm Biotit \pm gemeiner Amphibol \pm Granat. Von den Akzessorien sind sehr geläufig Ti-Mineralen (zumal Rutil, Anatas), aber auch Turmalin, Epidot — Zoisit und Erzminerale (Sulfide) und Karbonate.

Aus der oben genannten mineralischen Charakteristik der Paragneise resultiert eindeutig, dass es sich hier um eine Mineralassoziation handelt, deren Minerale typisch für die Fazies grüner Schiefer und Albit — epidotischer Amphibolite sind.

Eine ähnliche mineralische Zusammensetzung haben im erforschten Gebiet auch die Glimmer und Phyllite. Ein Unterschied besteht lediglich in der quantitativen Vertretung der einzelnen Minerale. Beispielsweise ist saurer Plagioklas gewöhnlich in allen Gesteinstypen mit einem An-Anteil unter 10 % vertreten. In Gneisen findet er jedoch als eines der häufigsten Minerale grundsätzliche Vertretung, in Glimmerschiefern übersteigt sein Gehalt 10 % nicht und ist in Phylliten unscheinbar vertreten oder kann gegebenenfalls auch gänzlich fehlen.

Aus dem Gesagten resultiert, dass die Metamorphite im erforschten Gebiet unter annähernd gleichen PT-Bedingungen entstanden, und zwar unter für die metamorphe Fazies grüner Schiefer und Albit — epidotischer Amphibolite typischen Bedingungen. Unterschiede in der quantitativen Vertretung einzelner Mineralassoziationen sind vor allem in den Unterschieden der Zusammensetzung der ursprünglichen vulkanosedimentären Serien zu erblicken.

In der Folge bringen wir eine nähere Charakteristik und die genetische Interpretation jener Minerale, die von uns an der Lagerstätte Mútnik, vor allem im hangenden Teil der Karbonathauptlinse im Stollen Nižná, die hauptsächlich von Dolomiten, begleitet von mehreren Lagen überreinstimmend gelagerter dunkler Schiefer gebildet wird, studiert wurden. Im Grossteil der Fälle handelt es sich um typisch metamorphe Minerale, wie z. B. Talk, Chlorite, Tremolit, Phlogopit, Klinozoisit, Epidot, Granate, Albit usw. Es handelt sich hierbei um grösstenteils bekannte Minerale aus den Magnesitlagerstätten des nördlichen Magnesitstreifens; einige wurden jedoch nicht näher charakterisiert und ohne eingehendere Begründung häufig für Erscheinungen hydrothermaler, gegebenenfalls hydrothermal — metasomatischer Tätigkeit erachtet.

Charakteristik metamorpher Minerale

T a l k

Er ist typisches Mineral von Magnesitlagen, kann weit bis grünlich sein, im Dünnschliff ist er farblos, feinkörnig, schuppig und vollkommen spaltbar. Der Brechungsindex bewegt sich um die Werte $N\gamma = 1,580$, $N\alpha = 1,540$ und Doppelbrechung 0,040.

Ausser diesem verhältnismässig reinen Talk wird noch der sogenannte technische Talk gewonnen und verwendet. Die technischen Arten des Talks stellen laut E. Lisý (1971) chloritisch — talkige bis schwach übertalkisierte chloritisch — sericitische Schiefer dar.

An der typischen Lokalität technischen Talkes, im obertägigen Bergwerk Kokava ist der sog. technische Talk, gemäss der von uns gemachten Analysen praktisch frei von Talk und besteht aus chloritischen Schiefern. Es handelt sich hierbei um einige Meter mächtige Lagen von Schiefern mit Einlagen von Quarz — Albit und hochquarziger Gesteine, ohne Lagen von Karbonaten. Die Grundkomponenten der Schiefer sind Chlorite und Sericit. Von den Chloriten ist Sheridanit am meisten vertreten, dessen physikalisch-mechanische Eigenschaften (chemische und thermische Beständigkeit, Gleitfähigkeit, Weichheit, Fettigkeit, Haftfähigkeit, thermische und elektrische Leitfähigkeit) denen des Talkes nahekommen.

Zu beobachten ist eine klare räumliche und genetische Abhängigkeit des Talkes von den Magnesitlagen. Die grössten Talkkonzentrationen sind an den Berührungsflächen von Magnesitlagen und Kristallschiefern zu beobachten. Die qualitativsten Talkarten befinden sich dort, wo SiO_2 in den Magnesitlagen in Form von klastischem Quarz zugegen ist oder während der Metamorphose aus den umliegenden Silikatgesteinen hinzugebracht wurde.

Im Derivatogramm des Talkes kommt im Temperaturbereich zwischen 900—1050 °C eine Endotherme zur Geltung, welche der Dehydratation des Minerals und der Bildung von Enstatit und amorphen SiO_2 entspricht. Bei weiterer Erhitzung entsteht laut V. P. Ivanová et al. (1974) Cristobalit.

Talk ist das erste Mineral, das sich in metamorphosierten Karbonaten bei regionaler Metamorphose in der Fazies grüner Schiefer fast im gesamten Konzentrationsbereich von $\text{CO}_2:\text{H}_2\text{O}$ entsteht (A. Miyashiro, 1975). Zu seiner Bildung kommt es vor allem aus Mg—Gesteinen und nur selten auf Kosten von an SiO_2 reichhaltigen Gesteinen. Das Milieu muss einerseits reich an MgO und SiO_2 sein, andererseits muss ein Mangel an Al_2O_3 herrschen. In Gegenwart von Al_2O_3 kommt es zur Bildung des stabileren Minerals — Chlorit. Durch Zufuhr von Ca im gleichen Intervall des Verhältnisses von $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ kommt es mit steigender Temperatur zur Bildung von Tremolit (A. Miyashiro, 1975). Bedeutende Rolle hat auch die Gegenwart von Karbonatgestein (C. Doelter, 1914, K. Metz 1949).

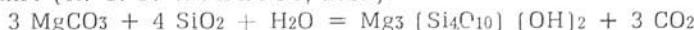
Der Talk der Lagerstätte Mútník, wie auch im sog. nördlichen Magnesitstreifen bindet sich vor allem an Magnesit (E. Lisý, 1971, J. Turan — L. Vančová, 1977). In dieser Hinsicht herrscht zwischen den Autoren Übereinstimmung, auch wenn andererseits die Möglichkeit nicht ausgeschlossen wird, dass Talk aus Dolomit, gegebenenfalls aus Chlorit unter Mitwirkung hydrothermaler Lösungen, welche Mg und Si zuführten, entstand (Z. Trdlička, 1961, M. Kužvart, 1955).

Auf seine Entstehung aus Magnesit weist auch seine chemische Zusammensetzung hin, d. h. Mangel, resp. niedriger Gehalt an Cr und Ni und niedriger Gehalt an Fe und Ca. Für Talle, die auf Kosten von Ultrabasika entstanden, sind höhere Cr- und Ni-Gehalte und der Gehalt an CaO um 0,007 % charakteristisch. Die aus Dolomiten entstandenen Talle haben erhöhten CaO-Gehalt — im Intervall 6,52 — 8,84 % (I. F. Romanovič, 1960).

In den metamorphosierten Gesteinen der Klenovec—Subzone des Kohút—Kristallinikums wurde von uns an mehreren Stellen die Gegenwart von Do-

lomit festgestellt. In der Fazies grüner Schiefer verändert sich Dolomit praktisch überhaupt nicht und bewahrt in den Metamorphiten seine ursprüngliche Form, zumal dann, wenn in der Gasphase ein niedrigerer CO_2 -Partialdruck zur Geltung kommt (H. G. F. Winkler, 1967).

Für die Entstehung von Talk aus Magnesit wird folgende Reaktion angeführt (H. G. F. Winkler, 1967):



Diese Reaktion kam im erforschten Gebiet regional zur Geltung, da praktisch jede Magnesitzone in diesem Gebiet, ohne Rücksicht auf deren geographische Position gegenüber den tektonischen Hauptlinien mehr oder minder übertalkisiert ist. Vor allem kommt es darauf an, ob die Magnesite in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung genügend Quarz hatten. Aus diesem Grunde werden die reichsten Talklagen an der Peripherie der Magnesitkörper gefunden, wo dieser mit benachbarten Schiefern in Berührung kam. Im Inneren von Magnesitkörpern finden wir nur dann reichere Talkpartien, wenn dort Einlagen von Schiefern vorkommen oder aber der Magnesit enthält höhere Werte klastischen Quarzes.

Aus dem Erwähnten resultiert, dass zur Bildung von Talk in Magnesitzonen die Zufuhr von SiO_2 aus externen Quellen nicht notwendig war, wie dies M. Kužvar (1955) oder Z. Trdlička (1961) voraussetzten. Das regionale Ausmass der Entstehung von Talk in Magnesitlagen, wie auch die markante Bindung von Talk an die Berührungsflächen von Magnesit mit Silikatgestein zeugen davon in vollem Masse.

Chlorite

Sie gehören zu den verbreitetsten Mineralen des studierten Gebietes. Sie treten oft zusammen mit Talk auf, bilden aber auch mehr oder minder selbständige Chloritlagen, welche sogar als sogenannter technischer Talk abgebaut werden.

Am geläufigsten sind Mg-Chlorite, Klinochlor und Leuchtenbergit, vertreten. Makroskopisch sind sie schmutziggrün, mikroskopisch gewöhnlich farblos oder schwach grünlich. Pleichroismus fehlt praktisch. Sie haben niedrigen Brechungsindex, $N_\gamma = 1,586$, $N_\alpha = 1,582$ und sehr niedrige Doppelbrechung von 0,006. Optisch gleichen sie senkrecht oder unter kleinem Winkel zur optischen Achse orientierten Quarzkörnern.

Häufig befinden sie sich mit Pennin in Assoziation, welcher indigoblau ist und einen noch niedrigeren Brechungsindex, $N_\gamma = 1,570$, $N_\alpha = 1,567$ und die Doppelbrechung von 0,003 hat.

Bei der DTA-Kurve des Derivatogramms der Chlorite dieser Gruppe (Abb. 1) kommen zur Geltung: eine schwache Endotherme bis zu 200 °C, welche dem Verlust des adsorbierten Wassers (0,6 %) entspricht, eine markante Endotherme bei der Temperatur von 650 °C, bei welcher das strukturell gebundene Wasser aus der sog. Brucitschicht (ca. 6–8 %) frei wird und eine weniger deutliche Endotherme bei der Temperatur von 780 °C, welche dem Wasserverlust aus der sog. Talkschicht entspricht. Letztere Endotherme geht bei 820 °C zu einer intensiven Exotherme über, welche der Entstehung von Forsterit, eines Minerals mit Olivinstruktur, entspricht. Die Intensität dieses

Exoeffektes steht laut V. P. Ivanova et al. (1974) in direktem Verhältnis mit der quantitativen Vertretung des Mg im Chlorit.

Klinochlor und Leuchtenbergit stellen typische Minerale der metamorphen Fazies grüner Schiefer dar (A. Miyashiro, 1975).

In die zweite Gruppe reihten wir die Chlorite vom Typ Sheridanit ein, welche in dem studierten Gebiet bislang noch nicht beschrieben wurden. Laut Klassifikation von M. H. Hey (1954) welche von K. Melka (1975) zitiert wird, gehört dieser Chlorit zu den Talkchloriten. Eine ebensolche Bewertung führt auch I. Kostov (1971) an.

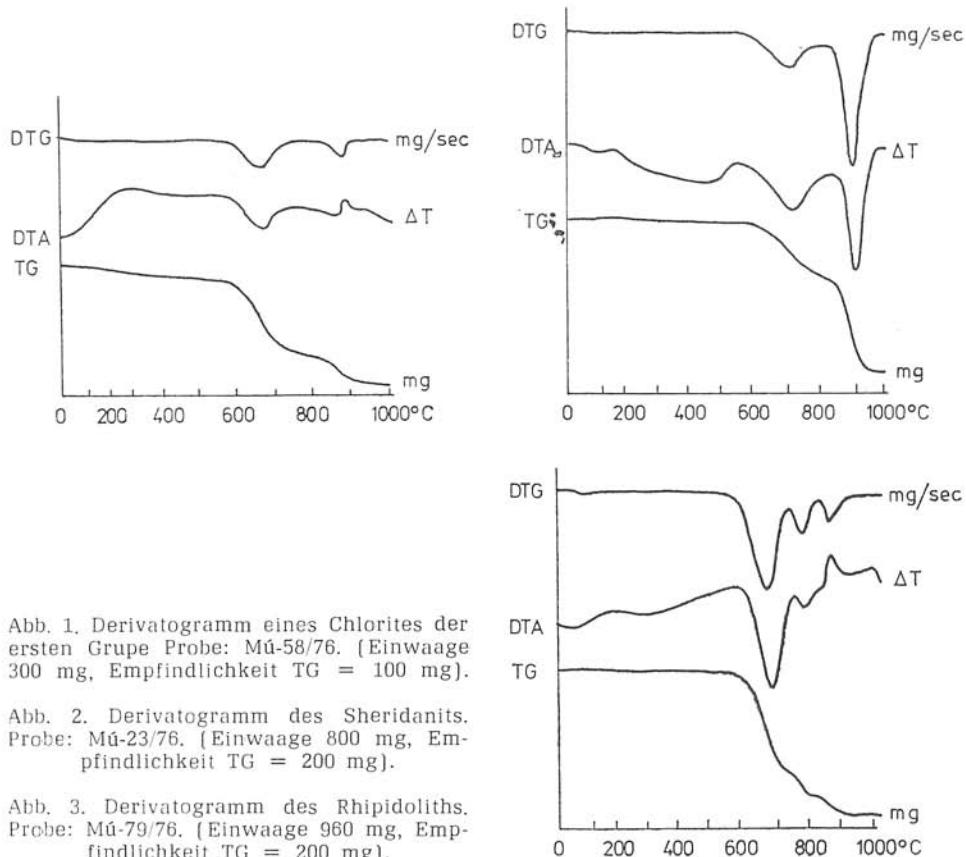


Abb. 1. Derivatogramm eines Chlorites der ersten Gruppe Probe: Mú-58/76. (Einwaage 300 mg, Empfindlichkeit TG = 100 mg).

Abb. 2. Derivatogramm des Sheridanits. Probe: Mú-23/76. (Einwaage 800 mg, Empfindlichkeit TG = 200 mg).

Abb. 3. Derivatogramm des Rhipidoliths. Probe: Mú-79/76. (Einwaage 960 mg, Empfindlichkeit TG = 200 mg).

Makroskopisch sind sie graugrün, teilweise fettig, elastisch und gleichen dem Muskovit. In einigen Fällen erreichen einzelne Schuppen Zentimeterausmass. Sie bilden die Grundkomponente des technischen Talks (Photo, Abb. 5).

Sheridanit hat höhere Brechungssidexe $N_Y = 1,598$, $N_A = 1,587$, auch eine höhere Doppelbrechung von 0,011 als die vordem genannten Chlorite. Er ist doppelachsig mit gleicher Orientierung der optischen Indikatrix wie Glimmer. Der Wert des Winkels $2V$ erlangt bis zu 20° . Der Charakter des Minerals ist positiv, der Charakter der Zone negativ. Vom Talk unterscheidet er

sich durch die niedrigere Doppelbrechung und den negativen Charakter der Zone.

Die spezifische Masse, piknometrisch gemessen, bewegte sich im Intervall 2,694 — 2,700, was den Literaturangaben über Sheridanit (W. E. Tröger 1971) entspricht.

Das Derivatogramm des Sheridanits unterscheidet sich ziemlich markant von dem der Chlorite der ersten Gruppe. In der DTA-Linie kommen zwei markante Endothermen annähernd gleicher Intensität zur Geltung. Die erste ist im Vergleich mit der ersten Gruppe zu höheren Temperaturen hin verschoben und gipfelt bei 680 — 700 °C, die zweite verläuft im Intervall 850 — 890 °C (Abb. 2). K. Melka (1957) erläutert diese Verschiebung als Folge des erhöhten Al_2O_3 -Gehaltes bei diesem Chlorit-Typ. Die Exotherme in welche die zweite Endotherme übergeht ist nicht ausdrusksvoll. Adsorbiertes Wasser fehlt praktisch. Das Gesamtwasser das bei der Erhitzung frei wird ist etwas höher, es bewegt sich am häufigsten um 12 %.

Die Identifikation des Sheridanits wurde auch röntgenographisch bestätigt.

Der dritte Chlorit-Typ, Rhipidolith und Korundophilit, gehört laut Klassifikation von K. Melka (1957), W. E. Tröger (1971), V. P. Ivanova et al. (1974) zur Gruppe der Mg—Fe—Chlorite.

Seine räumliche Verbreitung ist im Vergleich mit den vorherigen Gruppen, nur unscheinbar. Meist kommt er zusammen mit Quarz als Ausfüllung kleiner Sprünge, zumal in Amphiboliten vor.

Sheridanit bildet feinkörnige Aggregate von dunkelgrüner Farbe. Die einzelnen Schüppchen sind klein (meist nur einige mm gross), idiomorph entwickelt mit typisch pseudohexagonalem Habitus (Photo, Abb. 6.). Im senkrechten Schnitt zur Fläche (001) sind sie pleochroisch. Die Fläche der optischen Achsen ist zur Basisfläche (001) senkrecht orientiert. An dieser Fläche haben die Chlorite minimale Doppelbrechung, in einigen Fällen erscheinen sie als isotrope Minerale. Die an prismatischen Flächen gemessene Doppelbrechung beträgt um 0,010 sich bewegende Werte. Gemäss Brechungsindex wird dieser Chlorit-Typ in zwei Teile unterteilt — in höherbrechende Chlorite — Rhipidolith, mit den Brechungsindexen $N\gamma = 1,626$ und $N\alpha = 1,620$ und in niedrigerbrechende — Korundophilit mit den Indexen $N\gamma = 1,618$ und $N\alpha = 1,610$. Der Charakter des Minerals ist positiv, jener der Zone negativ.

Die spezifische Masse des Rhipidoliths betrug 2,85, die des Korundophilitis 2,75 d. i. in beiden Fällen höher wie sie die Chlorite der vorhergehenden Gruppe haben.

Im Derivatogramm des Rhipidoliths und Korundophilitis (Abb. 3) kommt ein markanter endothermischer Effekt im Temperaturbereich zwischen 600 — 700 °C zur Geltung mit dem Gipfel bei 670 °C, was dem Verlust des Hydroxilwassers entspricht (ca. 8 %). Weniger markante Endothermen kamen bei 800 und 880 °C zur Geltung. Diese Chlorite enthalten laut Derivatogramm keinerlei adsorbiertes Wasser.

Während die ersten beiden Chlorit-Gruppen im Grunde metamorphen Ursprungs sind, lässt sich dies vom Rhipidolith nicht eindeutig behaupten. Der mobilisierende Charakter der Kristalle in den Sprüngen, in welchen er vor kommt ist ziemlich klar. Bei seiner Entstehung kamen hydrothermale Lösungen zur Geltung.

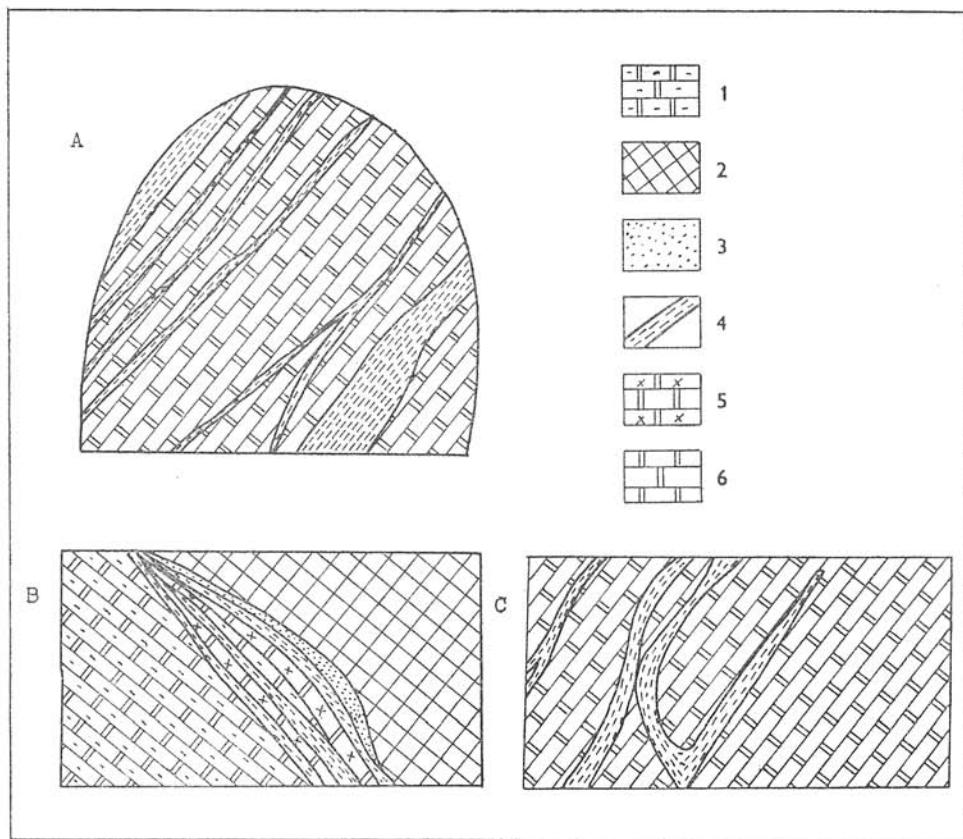


Abb. 4. A) Dokumentation des Ortsstosses, B) Defilé der Gangseite, C) Defilé der Gangseite. Massstab 1:40. Lokalität: Mútnik, Stollen Nižná štôlňa, Block MO-3.

Legende: 1 — gestreifter Dolomit, 2 — Magnesit, 3 — Vermiculit, 4 — schieferige Einlagen Phlogopits, 5 — Tremolit, 6 — weisser kristalliner Dolomit.

Tremolit

In älteren Arbeiten (J. Šuf 1938, M. Kužvart 1955) wird das Vorkommen von Tremolit in Kalksteinen und Dolomiten, zumal aus Ostrá hora berichtet. M. Kužvart (1955) äussert sich auch über die Gegenwart von Tremolitasbest in Dolomitrelikten in den tieferen Teilen des Magnesitkörpers der Lagerstätte Mútnik und schreibt ihm regional metamorphen Ursprung zu. Neue Forschungsarbeiten an der Lagerstätte Mútnik gestatteten es uns die Assoziation Dolomit — Tremolit — Kalzit an einer verhältnismässig grossen Fläche zu studieren.

Die genannte Assoziation ist am schönsten in der Karbonat-Hauptlage von Nižná štôlňa entwickelt. Sie bindet sich ausschliesslich an die sog. hängenden Dolomite, in welchen, zumal im Block MO-3, an mehreren Stellen reichlich

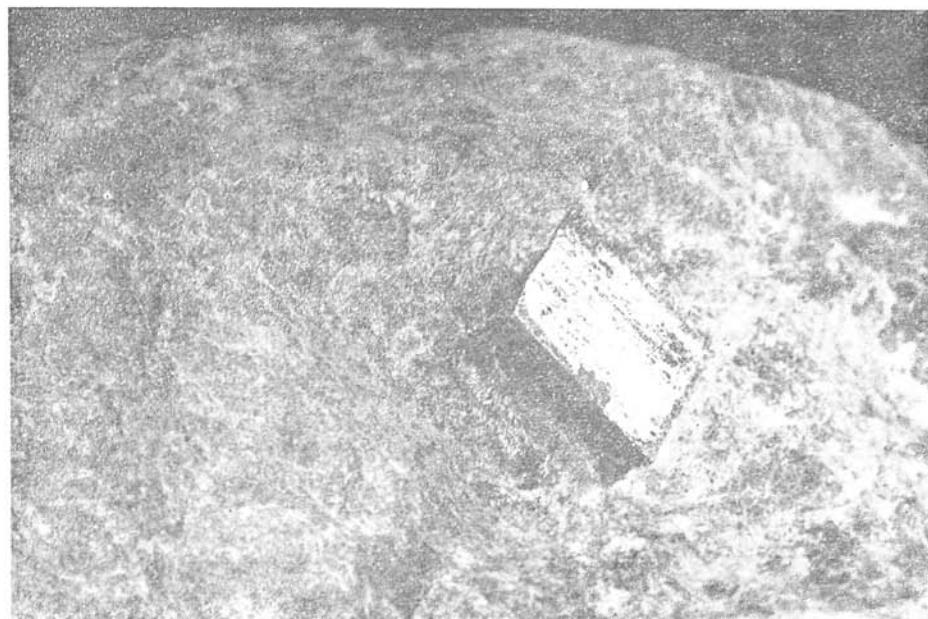


Abb. 5. Idiomorphe Kristalle Pyrits in Chlorit (Sheridanit). Lokalität: Mútnik, Stollen Nižná štôlňa, I. Unteretage. Probe: Mú-23/76. Vergrösserung 2,3 x. Photo: L. Osvald.

Lagen dunkler Schiefer vertreten sind, bestehend vor allem aus Chlorit, Vermiculit, Klinozoisit, Phlogopit usw. In Magnesitlagen und auch in solche des Dolomits, wo keine schieferigen Lagen mit der vordem genannten Mineralassoziation entwickelt sind, wurde von uns die Gegenwart von Tremolit nicht festgestellt.

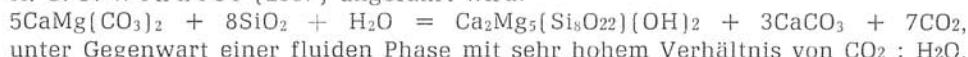
Im Gebiet von Ostrá hora, wo Tremolit auch reichlich vorkommt, ist die begleitende Mineralassoziation bedeutend ärmer. Hier kommen Tremolite in kristallinen Kalksteinen bis kalkigen Dolomiten mit unscheinbarer Vertretung von Schuppen Phlogopits vor. Tremolitnadelchen lichter Nuancen mit starkem Glanz erreichen häufig auch cm-Ausmasse.

In der Lagerstätte Mútnik haben die Tremolitnadelchen nicht so grosse Ausmasse. Makroskopisch bildet Tremolit wenig auffällige, erbsengrüne bis schmutziggraue, unregelmässige, etwa 1 m mächtige Lagen, für die dunklere Zonen charakteristisch sind, unregelmässige Nester oder manchmal auch parallele „Schichtchen“ sekundären Kalzits (Photo, Abb. 7).

Das optische Studium bestätigte, dass es sich um Tremolit handelt. Seine optischen Konstanten waren — schräge Auslöschung, $C:\gamma = 15 - 20^\circ$, $N\gamma = 1,630$.

Beim Erhitzen bis 1000 °C verändert er sich nicht. Laut V. P. Ivanova et al. (1974) verläuft seine Zersetzung unter gleichzeitiger Dehydroxilation und Bildung neuer Minerale — Cristobalit, Diopsid und Klinoenstatit — bei Temperaturen zwischen 1050—1120 °C. Der Tremolit wurde von uns auch röntgenographisch identifiziert.

Tremolit entsteht durch Zersetzung von Dolomit im Verlaufe des Prozesses der Metamorphose zusammen mit Kalzit gemäss einer in der Natur sehr häufigen Reaktion welche beispielsweise von A. Miyashiro (1975) und H. G. F. Winkler (1967) angeführt wird:



Solche Bedingungen können in den Karbonatlagen der Magnesitlagerstätten des erforschten Gebietes vorausgesetzt werden, obzwar es andererseits nicht gänzlich klar ist, weshalb der Tremolit in der Umgebung von Hnúšfa und Kokava nicht regionalere Vertretung besitzt.

Phlogopit

Er ist unmittelbar an schieferige Einlagen in hangenden Dolomiten gebunden. Mächtige Lagen Phlogopits, häufig begleitet von Zoisit wurden auch in der Bohrung M-2, die unweit der Lagerstätte Mútnik lokalisiert ist, erfasst.

Phlogopit bildet kleine (0,1 — 1 mm), manchmal auch grössere, zimtbraune, parallel geordnete Schüppchen mit wenig markantem Pleochroismus und dem Brechungsindex $N_\gamma = 1,600 — 1,610$ (Photo, Abb. 8).

Die röntgenographische und derivatographische Analyse ist zur Identifikation dieses Minerals ungeeignet. Durch Erhitzen bis 1000 °C ändert er sich nicht. Zum Unterschied vom Muskovit hat der Phlogopit im Temperaturintervall 800 — 1000 °C keine Endotherme (V. P. Ivanova et al. 1974).

Phlogopit unterliegt unter exogenen Bedingungen ziemlich leicht Veränderungen (J. L. Kulp — D. A. Brobst 1954). Die Phlogopitlagen sind, zumal in den peripheren Teilen, häufig zu Vermiculit umgewandelt. Vermiculit



Abb. 6. Idiomorphe Körnchen Rhipidoliths pseudohexagonalen Habitus. Pulverpräparat. Lokalität: Mútnik, Stollen Nižná štôlňa. Probe: Mú-79/76. Vergrösserung 88 x, Nicols//. Photo: L. Osvald.

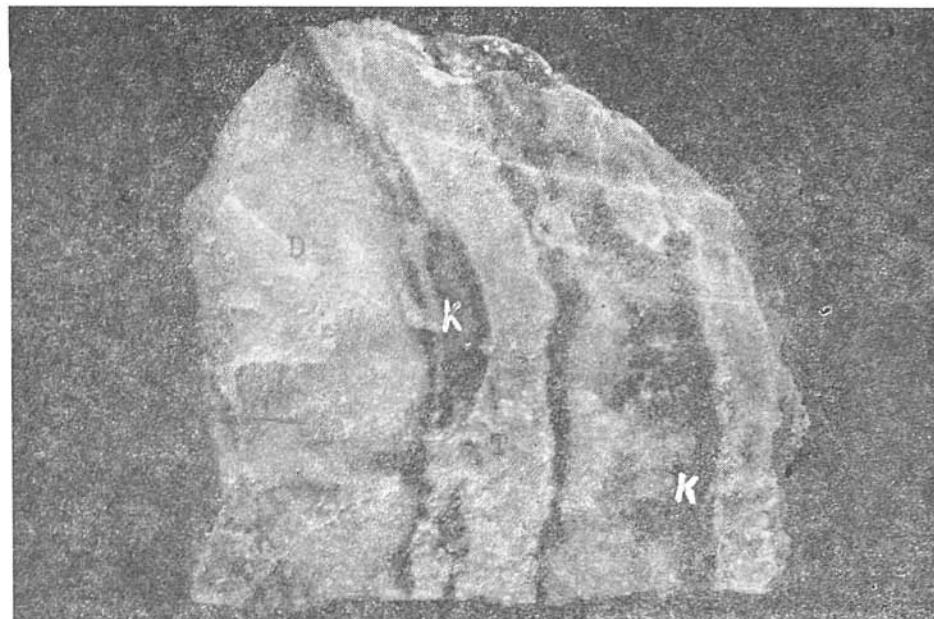


Abb. 7. Anhäufungen sekundären Kalzits in Tremolit — Dolomit-Zonen. (K — Kalzit, T — Tremolit, D — Dolomit). Lokalität: Mútnik, Stollen Nižná Štôlňa, Block MO-3. Probe: Mú-10/76. Ursprüngliche Grösse. Photo: L. Osvald.

selbst verwandelt sich auch leicht zu einer stabileren Form u. zw. in Montmorillonit. An den Stellen der intensivsten Umwandlung verliert das Gestein schieferigen Charakter und erlangt jenen von Ton. Detaillierter wird dieses Gestein in der Arbeit von J. Turan — L. Vančová (1977) beschrieben. All diese obengenannten Umwandlungen, zu welchen es auch unter Einwirkung hydrothermaler Lösungen kommen kann, können sehr gut an der Lagerstätte Mútnik beobachtet werden. Die detaillierte Beschreibung der genannten Umwandlungen soll von uns in einer separaten Arbeit veröffentlicht werden.

Phlogopit kann, wie dies A. Miyashiro (1975) anführt, durch progressive regionale Metamorphose verunreinigter Karbonate entstehen, die von Metasomatose oder metamorpher Differentiation in Gegenwart von K_2O begleitet wird.

Klinozoisit

In der Lagerstätte Mútnik, aber auch in deren weiterer Umgebung findet Klinozoisit mehr akzessorische Vertretung. Besonders häufig tritt er in einigen Amphibol — und Paragneisarten auf. Äußerst oft wird er von Epidot begleitet. Die Gegenwart von Klinozoisit signalisiert einen niedrigeren Eisengehalt im Gestein. Dieser Umstand äussert sich auch dadurch, dass anstatt Biotit Phlogopit entstand.

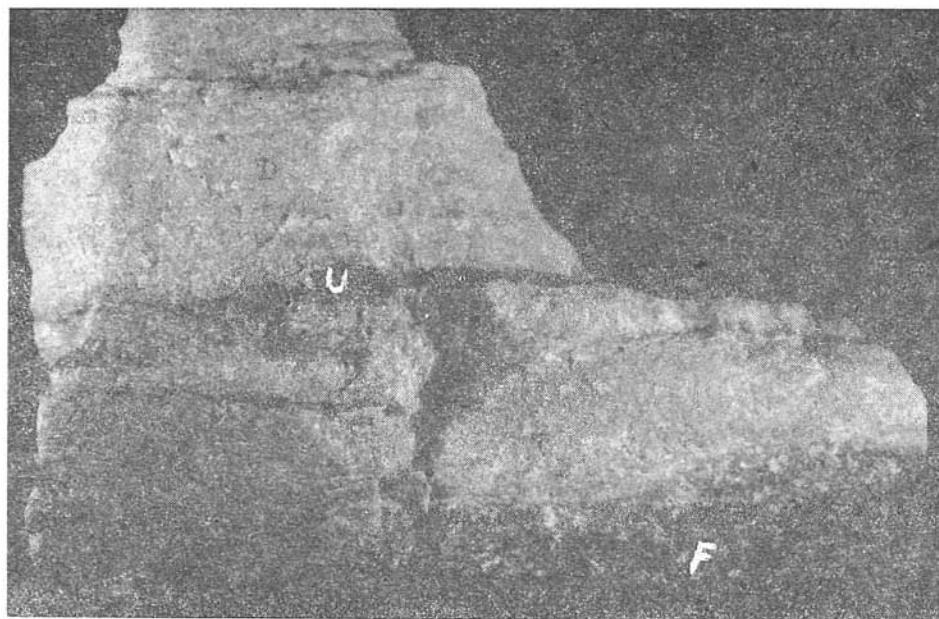


Abb. 8. Weisse Dolomite mit Zonen Phlogopits, Tremolits und Uvits. (D — Dolomit, F — Phlogopit, T — Tremolit, U — Uvit). Lokalität: Mútnik, Stollen Nižná štôlňa. Probe: Mú-72/76. Ursprüngliche Grösse. Photo: L. Osvald.

Die biminerale Assoziation Klinozoisit — Phlogopit ist ausschieslich an schieferige Lagen hangender Dolomite gebunden. Ähnlich wie Tremolit, kommt er in Magnesit- und Dolomitlagen ohne schieferige Lagen nicht vor.

Klinozoisit bildet verhältnismässig grosse (20 mm lange, 2 mm breite, ver einzelt auch grössere), lichte, stäbchenförmige Kristalle mit lanzenförmigem, in Richtung b-Achse gedeihntem Abschluss (Photo, Abb. 9). Die Orientierung der Körner in der feinkörnigen Phlogopitmasse ist unregelmässig.

In Richtung der Dehnung des Minerale zeigt diese parallele Auslöschung. Es ist nach der Fläche (001) ausgezeichnet spaltbar und mit der anderen, weniger deutlichen Richtung der Spaltbarkeit nach der Fläche (100) schlägt diese einen Winkel von 115° ein. An der Fläche (100) kommen deutliche indigoblau Reflexe zur Geltung. Dieser Effekt ist durch die Gegenwart von Vanadin bedingt (E. GÜBELIN — M. WEIBEL 1976). Die kristallographische Achse schlägt mit der optischen Richtung $N\gamma$ einen Winkel von 16 — 20° ein. Die an orientierten Schnitten gemessenen Brechungssindexe betragen $N\alpha$ — 1,696, $N\gamma$ — 1,704 und Doppelbrechung 0,008. Der Winkel 2 V bewegt sich im Intervall 28 — 44°. Der Charakter des Minerals ist positiv, jener der Zone negativ.

Die pyknometrisch gemessene spezifische Masse bewegte sich im Intervall 3,22 — 3,25.

Beim Erhitzen bis 1000 °C änderte sich Klinozoisit nicht. Das Röntgenogramm wird in Tabelle 1 angeführt.



Abb. 9. Idiomorphe Kristalle lichten Klinozoisits in dunkler Phlogopitlage. Lokalität: Mútink, Stollen Nižná štôlňa. Prób: Mú-30/76. Verkleinerung 2x. Photo: L. Osvald.

Die orientierungsmässig ermittelte Radioaktivität wich vom Durchschnitt nicht ab.

Die chemische Zusammensetzung des Klinozoisits:

SiO_2	— 40,88%	MnO	— 0	K_2O	— 0,41%
TiO_2	— 0	MgO	— 1,29%	Trockenverlust (105—110°C)	— 0,03%
Al_2O_3	— 33,38%	CaO	— 23,29%	Glühverlust [110—900°C]	— 1,68%
FeO	— 0	Na_2O	— 0,30%	P_2O_5	— 0

Der Spektralanalyse zufolge enthält das Mineral mehr als Spurenmengen an Zn, V, Sb und einige Seltenerden.

Klinozosit kein seltenes Mineral der Metamorphite des studierten Gebietes, obzwar Epidot häufiger vorkommt, welcher stets kleine (0,1 — 0,01 mm) Körnchen, zumal in Amphiboliten bildet.

Das Klinozosit — Phlogopit-Gestein entstand durch Metamorphose der ursprünglichen Tonsteine, welche arm an Fe (es fehlen Epidot und Biotit), hingegen reich an Al, Mg und K waren, d. h. an jenen Elementen, welche die Haptbauteile des Phlogopits und Zoisits darstellen.

Ergebnisse und Diskussion

Beim Studium gingen die Autoren von der Voraussetzung aus, dass die Karbonatkörper vor der letzten markanten Metamorphose, welche sich re-

Tabelle 1

Diffraktogramm des Klinozoisits (Probe Mú—30/76)			
Analysierte Probe		Zoisit (V. I. Michejev 1957)	
d _{tab.}	l _{tab.}	d _{gem.}	l _{gem.}
10,05	7		
7,90	3		
4,93	6	5,00	4
3,98	5	3,97	4
3,57	4	3,48	4
3,30	7	3,28	4
3,07	2		
2,92	7	2,90	10
2,83	6	2,82	6
2,68	10	2,68	6
2,61	1	2,60	4
2,51	2	2,53	4
2,39	2	2,40	8
2,31	2	2,30	4
2,25	2		
2,09	2	2,11	6
2,06	3	2,07	4
2,01	4		
1,97	6		
1,866	1	1,88	7
1,681	1	1,70	2
1,610	3	1,63	8
1,585	1	1,582	5
1,585	1	1,538	5
1,535	1	1,437	2
1,447	1	1,394	6
1,344	1	1,384	2
1,288	1	1,299	2
1,263	1	1,267	5

Analysiert von: RNDr. E. Šamajová, CSc., Geologisches Institut der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Komenský-Universität in Bratislava.

gional auswirkte, bereits zonalen Bau besessen. Hauptgrund, welcher zu diesen Erwägungen führte war der Umstand, dass sowohl die Magnesit-, als auch die Dolomitzonen der Karbonatkörper ihre eigene Mineralassoziation haben. Die Magnesitzonen sind charakteristisch durch die Assoziation Talk — Chlorit, die Dolomitzonen hingegen durch die Assoziation Tremolit — Kalzit und Phlogopit — Klinozoisit.

Die metamorphen Minerale treten in Karbonatkörpern mit dünnen, am häufigsten 0,5 — 1 m mächtigen Schiefereinlagen auf, welche lokal recht häufig vertreten sind (Abb. 4). Am häufigsten werden sie gebildet von dunkelgrauen bis schwarzen Schiefern welche mit der Richtung und der Neigung der Lagerstätte übereinstimmend gelagert sind. In den Magnesitlagen sind die Schiefereinlagen lichter, mit grösseren Mengen an Talk und Pyrit, dessen Kristalle gewöhnlich auch einige cm erreichen (Photo, Abb. 5). Die schiefen Einlagen der Dolomitlagen werden vor allem von Phlogopit und Tremolit gebildet.

Die Einlagen metamorphosierter Schiefer in Karbonatkörpern wurden ursprünglichen von Tonschiefern mit kleinen Mengen an Quarz und Karbonaten gebildet. Wenn man voraussetzt, dass die thermodynamischen Voraussetzungen (temperaturmässige Fazies grüner Schiefer) im Rahmen des Karbonatkörpers grundsätzlich übereinstimmend waren, hatten die Ausgangsgesteine entscheidenden Einfluss auf die im Verlaufe des Prozesses der Dynamometamorphose entstehenden und sich bildenden Mineralassoziationen.

Es ist offensichtlich, dass die Magnesitzonen mit Einlagen ursprünglicher Tonschiefer nicht genügend Kalzium, jedoch einen Überschuss an Mg und Si hatten, und dass es vorrangig zur Bildung von Talk und in Gegenwart einer genügenden Menge an Al, zur Bildung von Chlorit kam. Talk und Chlorit — die typischen Minerale dieser Zone, werden begleitet von Quarz, Muskovit, Pyrit, gegebenenfalls von Chalkopyrit. Die verhältnismässig arme Mineralassoziation entsteht deshalb, weil Magnesit bei Berührung mit Silikaten unter den angeführten Bedingungen vor allem unter Bildung von Talk reagiert.

Demgegenüber entstand in Dolomitlagen zu metamorphen Bedingungen der Fazies grüner Schiefer, eine verhältnismässig reiche Assoziation von Silikaten, entweder direkt in dünnen schieferigen Einlagen oder unmittelbar an deren Kontaktflächen mit feinkörnigen Dolomiten. Es handelt sich um die Assoziation Tremolit — Kalzit und Phlogopit — Klinozoisit. Obzwar beide Mineralassoziationen räumlich und genetisch eng miteinander zusammenhängen, ist es ersichtlich, dass sich die erstere an die Randzonen des Dolomits bindet, während die letztere direkt in den schieferigen Einlagen vorkommt.

Tremolit und Kalzit der ersten Mineralassoziation haben klar metamorphen Ursprung. Parasepiolith, welcher zusammen mit diesen Mineralen an Sprüngen des Dolomits vorkommt, wird von uns für ein supergenes Mineral gehalten.

Die Assoziation Phlogopit — Klinozoisit, begleitet von Vermiculit und Chlorit kam markant nur in schieferigen Einlagen mit erhöhtem Aluminiumgehalt zur Geltung.

Schluss

Die durch das Studium von Mineralassoziationen der Magnesit und Dolomitzenonen gewonnenen Angaben, können einen der Beweise von der regionalen Niedertemperatur-Metamorphose von Karbonatkörpern des Kristallinkums der Klenovec—Subzone darstellen, welche unter temperaturmässigen Bedingungen der Fazies grüner Schiefer verlief.

Andererseits muss jedoch zugestanden werden, dass im Lagerstättengebiet auch die hydrothermale Phase zur Geltung kam, wovon das aderförmige Vorkommen der in Sprüngen und an Dislokationsflächen entwickelten Minerale zeugen. Es sind dies zumal Erzminerale, gegebenenfalls auch Mg- Fe-Chlorite, Parasepiolith usw.

Überaus typisch für die Lagerstätte Mútnik ist die Cu-Vererzung. In geringem Masse kam hier auch die Ni — Co-Mineralisation zur Geltung. Im Hinblick dessen, dass die Cu-Mineralisation in anderen Magnesit—Talk—Lagerstätten nur geringfügig vertreten ist, ist die Voraussetzung begründet, diese

Vererzung mit dem ursprünglichen Diabas—Vulkanismus zu verbinden, der im Lagerstättengebiet von Mútnik grösste Geltung fand.

Übersetzt von E. Walzel

SCHRIFTTUM

- DOELTER, C., 1914: Über die Entstehung der Talk—(Speckstein) lager. Jahrbuch für Min. etc. (Dresden), B. 39, S. 521—530.
- GÜBELIN, E. — WEIBEL, M., 1976: Neue Unterschungen am blauen Zoisit (Tassanit). Z. Dtsch. geol. Gesell. (Hannover), 25, 1, S. 89—97.
- HEJTMAN, B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. ČSAV Praha, 1, 538 S.
- HEY, M. H., 1954: (in MELKA, K., 1957)
- IVANOVA, V. P. — KASTOV, B. K. — KRASAVINA, T. N. — ROZINOVA, E. L., 1974: Termičeskij analiz mineralov i gornych porod. Izd. Nedra, Moskva, 1, 399 S.
- KAMENICKÝ, J., 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). Mineralia Slovaca, (Bratislava), 9, 3, S. 161—184.
- KOSTOV, I., 1971: Mineralogija. Izd. Mir, Moskva, 5, 584 S.
- KULP, J. L. — BROBST, D. A., 1954: Notes on the dunite and the geochemistry of vermiculite at the Day Book dunite deposit, Yancey County, North Carolina. Econ. Geol., (Lancaster), 49, S. 211—220.
- KUŽVART, M., 1955: Geologické a perografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sborník ÚÚG, (Praha), 22, S. 145—196.
- LISÝ, E., 1971: Ložiská mastenca na Slovensku. Mineralia Slovaca, (Bratislava), 3, 12—13, S. 343—348.
- MELKA, K., 1957: Názory na klasifikaci chloritů. Časopis pro mineralogii a geologii, (Praha), S. 58—66.
- METZ, K., 1949: Die Geologie der Talklagerstätte Matutler im Liesengtale. Berg- und Hüttentännische Monatshefte, (Leoben), 94, S. 149—157.
- MIYASHIRO, A., 1975: Metamorfna petrológia. Upravený a doplnený preklad práce Metamorphism and Metamorphic Belts, 1973. Katedra geochémie PFUK, Bratislava, 245 S.
- ROMANOVIČ, I. F., 1960: Uslovija formovanija mestoroždenij tačka i tačkogo kamja. Geologija rudnych mestoroždenij, Moskva No. 4.
- SUK, M., 1979: Petrologie metamorfovaných hornin. Academia, Praha, 1, 255 S.
- ŠUF, J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kockavy na Slovensku. Věstník SGU, (Praha), 14, S. 91—109.
- TRDLIČKA, Z., 1961: Mineralogicko-geochemický výskum mastku a polymetalického zrudnení na ložiskách magnesitu na Slovensku. Geologické práce, Zprávy, Bratislava, 24, S. 5—61.
- TRÖGER, W. E., 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Bestimmungstabellen. 4 neu bearb. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 188 S.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L., 1977: Geologicko-mineralogický výskum magnezit — mastenkových ložísk v okolí Hnúšte. Geofond, Bratislava, 72 S.
- WINKLER, H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Verlag Springer, Berlin — Heidelberg — New York 287 S.

Zur Veröffentlichung empfohlen
von B. CAMBEL

Manuskript eingegangen
am 22. Oktober 1979