

ISSN 2078-6220

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЗБІРНИК**

№ 67

Випуск 2

2017

**MINERALOGICAL
REVIEW**

N 67

Issue 2

Published since 1947

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЗБІРНИК**

№ 67

Випуск 2

Виходить з 1947 р.

**Ivan Franko
National University of Lviv**

**Львівський національний
університет імені Івана Франка**

2017

Друкується за ухвалою Вченої Ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка
(протокол № 44/12
від 27.12.2017 р.)

Свідоцтво про державну реєстрацію
серія КВ № 14604-3575Р від 29.10.2008 р.,
перереєстровано як фахове видання України
(наказ Міністерства освіти і науки України
№ 747 від 13.07.2015 р.)

У збірнику висвітлено окремі аспекти алмазності Українського щита й Сибірської платформи, геохімії апатиту Алданського щита, фізико-хімічного моделювання мінералоутворення, мінералогії й петрографії вулканітів Вигорлат-Гутинського пасма та ін. Наведено також розділи “Історія науки”, “Хроніка” та “Втрати науки”.

Certain aspects of diamond potential of the Ukrainian Shield and Siberian Platform, geochemistry of apatite from the Aldan Shield, physicochemical modelling of mineral formation, mineralogy and petrography of volcanic rocks of Vyhorlat-Hutynske ridge etc. are considered in the Review. See also the sections “History of Science”, “Chronicle” and “Losses of Science”.

Редакційна колегія:

д-р геол.-мін. наук, проф. *О. Матковський* – головний редактор; д-р геол. наук, проф. *М. Павлунь* – заступник головного редактора; канд. геол.-мін. наук, доц. *С. Сливко* – відповідальний секретар; канд. геол.-мін. наук, доц. *С. Бекеша*; канд. геол.-мін. наук, доц. *П. Білоніжка*; д-р геол.-мін. наук, ст. наук. співроб. *В. Гулій*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. Євтехов*; д-р природничих наук, доц. *С. Єлень* (Словаччина); д-р геол. наук, проф. *Ф. Зузук*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. Квасниця*; д-р геол. наук, проф. *М. Ковальчук*; д-р геол. наук, ст. наук. співроб. *Ю. Колтун*; д-р геол.-мін. наук, проф. *Ю. Ляхов*; д-р геол. наук, проф. *В. Мельничук*; д-р геол. наук, ст. наук. співроб. *І. Наушко*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. Павлишин*; габлітований д-р, проф. *Я. Пришек* (Польща); канд. геол.-мін. наук, доц. *Л. Скакун*; д-р геології, проф. *Х. Стейн* (США); д-р геол. наук, доц. *Ю. Федоршин*; д-р геол. наук, проф. *О. Ченіжко*; д-р геол.-мін. наук, ст. наук. співроб. *Г. Яценко*.

Dr. Geol.-Min. Sci., Professor *O. Matkovskyi* – Editor-in-Chief

Dr. Geol. Sci., Professor *M. Pavlun* – Assistant Editor

Ph. D. Geol.-Min. Sci., Assistant Professor *Ye. Shyvko* – Managing Editor

Відповідальний за випуск *О. Матковський*

Адреса редколегії:

Львівський національний університет імені Івана Франка, геологічний факультет,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
тел. (38)(032) 239-47-00

Editorial office address:

Ivan Franko National University of Lviv,
Geology Department,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
tel.: (38)(032)239-47-00

E-mail: emslivko@i.ua; slivko.evgenia@gmail.com

Редактор О. КУЗИК

Комп’ютерна верстка Є. СЛИВКО

АДРЕСА РЕДАКЦІЇ, ВИДАВЦІ І ВИГОТОВЛЮВАЧА:

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, 79000 Львів, Україна.
Свідоцтво про внесення суб’єкта видавничої справи до Державного реєстру видавців, виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції. Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Формат 70×100/16.
Умовн. друк. арк.
Тираж 120 прим. Зам.

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2017

UDC 549.75:550.42(551.242.5.055:571)

FEATURES OF REE AND Sr DISTRIBUTION IN APATITE OF DIFFERENT GENESIS FROM THE ALDAN SHIELD (SIBERIAN PLATFORM)

V. Guliy¹, T. Furuta², N. Bilyk¹

¹*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: vgul@ukr.net*

²*Ocean Research Institute, University of Tokyo, Nakano, Tokyo, Japan*

Results of REE and other isomorphic substituted elements distribution in apatite from carbonate, silicate rocks, and skarns from the Aldan Shield (Siberian Platform, Sakha (Yakutia) Republic) as well as peculiarities of its composition are given. Initial data were obtained by electron probe microanalyses (EPMA) in order to clarify the apatite forming process and determine its peculiarities during origin of the investigated rocks and ores.

Analyzing of the studied elements was made on the apatite sections, which were prepared due to cut of the samples perpendicularly to the L_6 axis of the mineral. Received concentration data authors used to create a set of component distribution maps for every studied element. Comparison of the concentration isopleths have been shown complicated pictures of the studied elements distribution besides relatively well prismatic crystal habit of the apatite.

Any clear differences in elements distribution within apatite crystals from the genetically various mineral associations have not been detected. Heterogeneous character of element distribution within the same apatite indicates on irregular components supply for different growth sectors of apatite.

Key words: apatite, REE, Sr, isomorphism, apatite-carbonate and apatite-silicate rocks, skarn, Precambrian, Aldan Shield.

Apatite is a unique mineral for investigations of sedimentary, metamorphic and magmatic processes (in which apatite is typical accessory phase or, more rarely, rock forming component, as in carbonatites, pegmatite, skarns, etc.) due to wide developed of isoivalent ($\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Ba}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Sr}^{2+}; \text{F}^- \rightarrow \text{Cl}^-, \text{OH}^-$, etc.) and heterovalent ($2\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+ + \text{REE}^{3+}; \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \rightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}; 2\text{P}^{5+} \rightarrow \text{S}^{6+} + \text{Si}^{4+}; \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \rightarrow \text{S}^{6+} + \text{Na}^+$, etc.) [3, 10, 14, 15] isomorphic substitutions.

Many investigators have examined the possible role of elements-substituent in apatite from different formations and have suggested that the observed enrichments in some components are probably the result of formation in specific petrologic processes. Indicative examples in this sense are high concentration of strontium (more than 5 wt. % of SrO) in apatite from alkaline rocks from the Hibiny and Murun Massive (Russia), REE (more than 2 wt. % of REE sum) in apatite from carbonatites [12, 13], and manganese (up to 4 wt. % of MnO) in apatite from some pegmatites [2, 10, 14], etc.

These researches have been started firstly during of applying period of the “wet chemistry” classic method, and, therefore, obtained results often reflect of bulk apatite composition of

sample even with its high purity and refining from mechanical inclusions. To do petrologic conclusions the scientists calculated obtained in such way data and received average volumes for each detected element in apatite which than compared to average contents of the same elements in apatite from the etalon petrologic formations. With improving of the analytical methods and progress in its precision a number of elements with low and very low levels of concentrations in apatite were detected. Application of X-ray fluorescence (XRF), instrumental neutron activation (INAM) and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) methods helped in characteristics of elements for coexisting with apatite minerals (oxides, silicates, carbonates, etc.) with low levels of the similar components [2, 7]. Due to these significant peculiarity new possibilities for determinations the same elements from different generation of the minerals and, therefore, obtaining general pictures elements distributions from the beginning up to final stages of mineral and rocks forming processes.

For estimations of similarity–difference between separate minerals and different generations of the same mineral in respect to common petrologic etalons, besides average amounts, investigators involved various component diagrams which are regarded as marks for typical petrologic processes. For example, chondrite-normalized REE distribution patterns for apatite as well as for coexisting phases have routine application for modern works [7, 8]. Sometimes, for illustrative purposes and comparisons geologists employed shale-normalized REE distribution patterns for apatite or associated minerals from distinguished sedimentary in origin rocks.

In any auspicious case, there is a big vagueness concerning determined elements in host apatite. Improving of local analytical methods and its wide development for apatite investigations, have been support success in determination of separate elements species in the mineral and determination of numbers minerals-inclusions which conclude of Fe, Mn, S, Si, etc. At the same time, using of the different precise methods, various natures of separate elements in apatite have been detected both as isomorphic traces in its structure and as small inclusions in host mineral. Future development of investigations of the endogenous rocks, which were early regarded as exotic formations, with increasing of their role as a source of critical metals for modern technique and high technology apatite became significant mineral as a bearing phase of important industrial elements or is permanent component in the mineral associations from ore of such elements.

Analysis of last investigations. Much less works have been conducted on metamorphic rocks and especially on determining the speciation of different elements in apatite from the Precambrian rocks and phosphorus, iron and REE ores. REE, Sr, etc. contents and their normalized patterns are widely used for recognition of the primary nature different rocks and for the assessment of their subsequent alterations. In contrast to the considerable elements mobility during hydrothermal and metasomatic alterations, apatite from metamorphic rocks is often demonstrated inert behaviour of its components. Due to this case there is a possibility to distinguish primary protolithic and subsequent processes signatures. At the same time, any detail investigation in this direction necessary to carry out with determination of location forms for each element admixture in apatite. The discovery of the Seligdar apatite deposit in the Precambrian rocks of the Aldan Shield (Siberian platform) [4] has stimulated scientific investigations of this unusual for metamorphic blocks apatite-bearing formations. Noted above peculiarities of elements distribution in the metamorphic apatite can be apply for understanding nature of its location as well as origin of apatite-bearing ores.

At the earlier stages of apatite ores exploring at the Aldan Shield, in addition to geological and structural data [4, 6], geochemical and isotopic evidences were appeared [3, 9, 13] on their origin due to primary sedimentary protolith rich initially in phosphorus concentrations. Based

on formal similarities in mineralogical composition and apatite enrichment of the metamorphic rocks, little known before, some investigators proposed ideas about possible metasomatic nature of the apatite rocks, their carbonate origin or connection to ultrabasic-alkaline with carbonatite formation, etc. Besides geochemical data from geologists [9, 13], which shown difference in REE and Sr enrichment of apatite from carbonatite, ultrabasic and alkaline rocks, some subsequent works [12] contain declarations on unique nature of the Seligdar apatite deposit.

In elaboration of our previous works on chemical composition of apatite from different formations of the Aldan Shield, its peculiarities from exactly metamorphic rocks, grade and variations of elements admixtures, and their often dual character of location in the crystals [11, 16], we collected direct data on spatial distribution of the significant elements within apatite from three famous genetic types of the apatite-bearing rocks. Taking into account suggestions on relationships of apatite enrichment and composition of phosphorus-bearing rocks in the deposits and peculiarities of elements distribution in host apatite we attempted to determine the picture of its distribution, differences for various genetic apatite types and origin of apatite in connection with composition variations of the mineral forming fluids.

Geological setting and main rocks types. Following the Seligdar deposit, other apatite prospects were also discovered in the Aldan Shield [6, 8] and supplied geologists with new evidences on metamorphic origin of apatite significant mineralization here. Since then hypotheses of its origin as exotic to the Aldan Shield (a collapse caldera above an ancient volcano, carbonatites, a two-stage graben, a stockwork over a mafic-ultramafic intrusion, an explosion pipe, a meteorite crater, metasomatites after missourites, a neck of peculiar carbonate-sulphide lavas, etc.) have given place [4] to better documented ideas about the primary fold structure and metamorphogenic nature of the deposit.

Examination of the apatite-bearing rocks has established the predominant development of two geological-technological kinds of ores [6]: apatite-silicate (apatite, diopside, amphibole, phlogopite, feldspar, and the less abundant of scapolite, quartz, sphene, magnetite and pyrite) and apatite-carbonate (apatite, dolomite, calcite, Mg-silicates, quartz, sulphates, martite, feldspar). These have respectively been termed Khani- and Seligdar-type ores, after the two deposits, where the features of their composition and geological shapes are most clearly defined.

The apatite-bearing rocks made up lensed-banded sequences with gneisses and schists, which have all undergone the same stages of deformation and are marked by a single structural style. The similar geological-structural position of the apatite-bearing rocks in the section has led to a hypothesis that lithological and stratigraphic factors are decisive in control of their distribution. This has determined the direction of exploratory work and assessment of similar deposits in the metamorphic rocks of the Shield [4, 6, 8].

Sampling and analytical methods. During field trips and lab researches we studied apatite-silicate and apatite-carbonate metamorphic rocks from different localities at the Aldan Shield as well as skarns (apatite-silicate-carbonate rocks) mineral associations to find difference in origin of apatite crystals.

Taking into account various sharply isotopic compositions of the C and O from carbonates different in origin [9], we used this feature to detected secondary hydrothermal and metasomatic alteration with replacing of primary carbonate materials and sampled simultaneously apatite crystals and associated carbonate materials in the Seligdar, Birikeen, Chukurdan deposits within the metamorphic rocks, and in the Emeldzhak, Kuranakh, Katalakh deposits in skarns. We observed shape and field relationships between apatite and carbonates, and with hosting and associated rocks. Special attention has been paid in determination of apatite and

associated minerals distributions within poor and rich in apatite places of the hosting rocks. Beside field investigation of apatite we also collected a set of the carbonate samples from different localities named above.

Beside routine geological investigation we carried out petrographic studying of thin sections to determine of crystallization ordering for minerals of ores, gneisses, schists, marbles, etc., which are typical for the deposits of region, as well as to check heterogeneity of individual minerals of the rocks to find sectors which were not affected by late alteration.

Previously estimated amounts of different components in the apatite by XRF, INAM and ICP-MS methods [7, 11, 16] were used to detect species of their presence in crystals from various rocks. We selected homogenous prismatic crystals with relatively similar sizes up to 1cm in length. To do analysis of the elements with evidences of their structural position, perpendicular to apatite L_6 axis sections were made.

The quantitative electron probe microanalysis (EPMA) of oxygen and other elements in variably sections of the apatite preparations has been involved to measure the elements concentrations in individual grains using facilities of the Ocean Research Institute (University of Tokyo, Nakano, Tokyo, Japan). Chemical analysis was carried out with an automatic 4-channel EPMA (JXA-733, JEOL) connected to a computer performing a standard correction on-line by the ZAF method in which the true concentration is theoretically calculated by correcting the atomic number, absorption and X-ray fluorescence effects on the intensity of X-ray [1, 5]. About 60 points on apatite sections were analyzed by electron probe microanalyzer.

The oxygen and carbon isotopic compositions in the whole-rock carbonates were analyzed in the Laboratory of Stable Isotopes (Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Moscow). Carbon dioxide was released from carbonates using the $PbCl_2$. The relative difference in oxygen and carbon isotope ratios in CO_2 (gas) was measured on a Varian MAT-250 mass spectrometer. The laboratory CO_2 was used as standard during isotopic measurement.

The accuracy of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ measurement in whole-rock samples was ± 0.1 and ± 0.2 ‰, respectively. The Craig correction was taken into consideration for the determination of $\delta^{13}C_{\text{samp}}$ (PDB) and $\delta^{18}O_{\text{samp}}$ (SMOW). The oxygen correction was taken into account for $\delta^{13}C_{\text{samp}}$ (PDB).

Chemical composition of apatite in the main apatite-bearing rocks of the Shield. List of elements determined early by chemical analysis of the bulk apatite samples [2, 7, 12] have been reduced after apatite investigations with the XRF, INAM and ICP-MS methods [2, 7]. Admixtures of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , and MgO detected before are represented by phases of mechanical particles. At the same time, permanent presence of Si, S, Sr, and REE in microprobe analysis (see Table) led to opinion on structural substituents main components of apatite by these elements. Apatite from three genetic types of rocks is rich in fluorine, and there is a clear similarity in the F levels between them, but concentrations of Si and S are higher in apatite from apatite-carbonate rocks and skarns, under very low (about 0.06–0.03 %) concentration of these elements in apatite from apatite-silicate rocks. Average grade of Sr is low in all analyzed samples, and much less than previously reported [12, 13] for apatite from carbonates and alkaline rocks.

Apatite from apatite-carbonate rocks and skarns is rich in La and Nd, under low concentrations of Sm and Gd (see Table). At the same time, apatite from apatite-silicate rocks is poor in all REE. So, there are not any similarity in average REE compositions in apatite even with formally the same mineralogical associations, and apatite from etalons endogenous formations.

Average chemical composition of three apatite samples after microprobe analysis, wt. %

Element	Sample 1 (<i>n</i> = 15), from apatite-carbonate rock		Sample 2 (<i>n</i> = 25), from apatite-silicate rock		Sample 3 (<i>n</i> = 19), from skarn	
	<i>l</i> *	<i>2</i> **	<i>l</i>	<i>2</i>	<i>l</i>	<i>2</i>
P	17.52	0.17	18.50	0.17	17.71	0.21
Ca	38.34	0.21	39.25	0.34	38.53	0.20
F	2.94	0.06	3.03	0.11	3.10	0.08
Si	0.40	0.07	0.06	0.05	0.48	0.12
Al	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003
Fe	0.003	0.007	0.060	0.008	0.040	0.120
Mg	0.007	0.006	0.004	0.005	0.005	0.003
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.080	0.030	0.003	0.007	0.010	0.030
K	0.003	0.007	0.002	0.004	0.003	0.005
La	0.30	0.08	0.05	0.06	0.37	0.09
Nd	0.28	0.10	0.06	0.09	0.30	0.10
Sm	0.06	0.04	0.02	0.03	0.05	0.04
Gd	0.09	0.06	0.01	0.02	0.08	0.06
Sr	0.09	0.02	0.06	0.03	0.04	0.08
S	0.30	0.06	0.03	0.03	0.17	0.08

* – average value;

** – standard deviation.

Spatial distribution of the constituent elements of the apatite. Obtained data on chemical composition of the analyzed apatite have been involved to create a set of component distribution maps for every studied significant element (Fig. 1–6).

Pictures of Sr distributing in the separate apatite crystal are quite different for the mineral from apatite-carbonate and apatite-silicate rocks and skarns (see Fig. 1). There are series of irregular minimum and maximum concentrations in separate sectors of crystals.

At the same time there is a vague similarity in position of the Sr, Si and S concentration maximums for apatite from apatite-carbonate rocks (see Fig. 1, 2).

Some joint dim concentrations centre there is also in the pictures of Si and S distributions for apatite from skarns (see Fig. 2, 3).

Much more irregular pictures are characterized for REE distributions (see Fig. 4–6). First of all, we should note absence of any regulating in characteristics for separate REE. There are isolated concentration fields with various shapes without any correlations between La, Nd, Sm, Gd in apatite of the same genetic types of the apatite-bearing rocks. Analogous chaotic locations of the same elements are typical for all apatite crystals (see Fig. 4–6).

Isotope signatures in carbonates of the region. In addition to previously published results of isotopic investigations [8, 9], we studied isotopic composition of carbon and oxygen in carbonates of the various studied apatite-bearing rocks from the Aldan Shield in hope to estimate the differences for these so heterogeneous in geological sense formations as well as to avoid of products from the secondary processes during sampling. We suggested [6] high $\delta^{13}\text{C}$ value up to +5.5 ‰, PDB for carbonates from main ore bodies in the Aldan deposits. The isotopic compositions of carbonates from apatite-carbonate rocks of all apatite deposits of the Aldan Shield yield a scatter of $\delta^{13}\text{C}$ value from –0.5 up to +5.5 ‰ (PDB) and $\delta^{18}\text{O}$ value from +13.6 up to +22.2 ‰ (SMOW) [9].

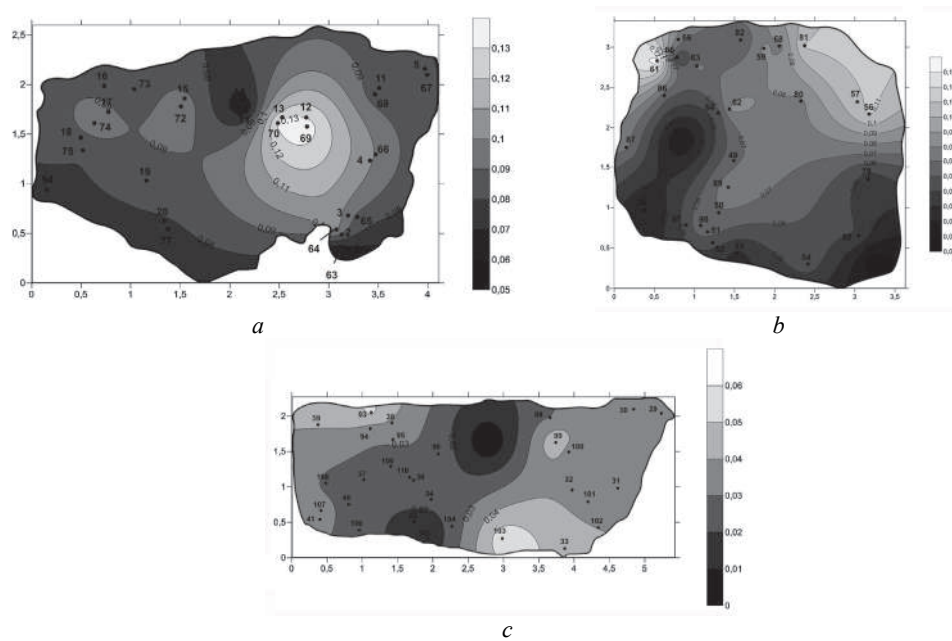


Fig. 1. Distribution of Sr in the separate apatite crystal from apatite-carbonate (*a*) and apatite-silicate (*b*) rocks and skarn (*c*).

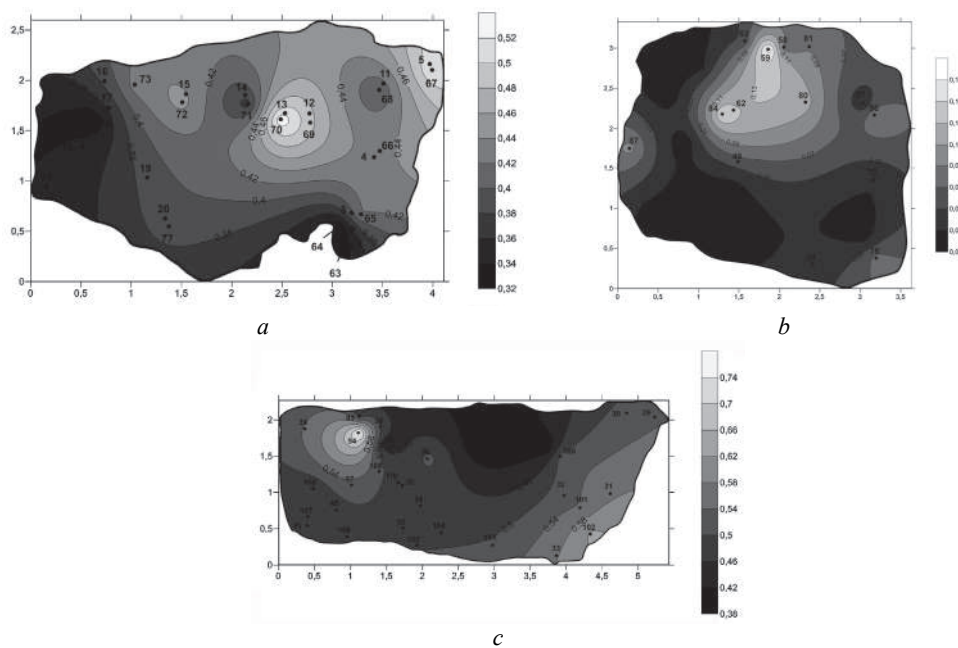


Fig. 2. Distribution of Si in the separate apatite crystal from apatite-carbonate (*a*) and apatite-silicate (*b*) rocks and skarn (*c*).

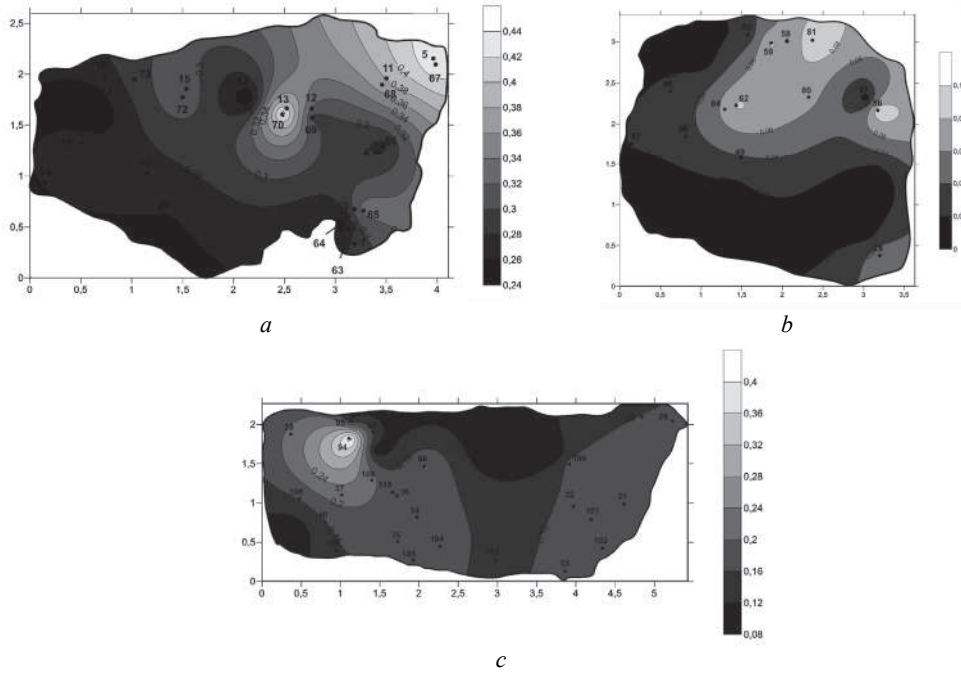


Fig. 3. Distribution of S in the separate apatite crystal from apatite-carbonate (a) and apatite-silicate (b) rocks and skarn (c).

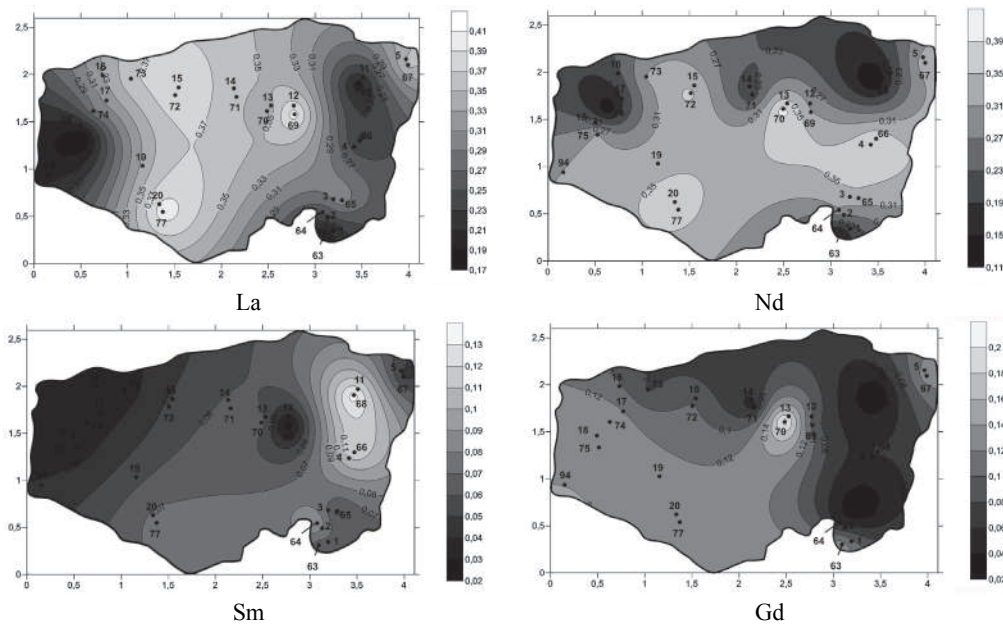


Fig. 4. Distribution of REE in the apatite crystal from the apatite-carbonate rock.

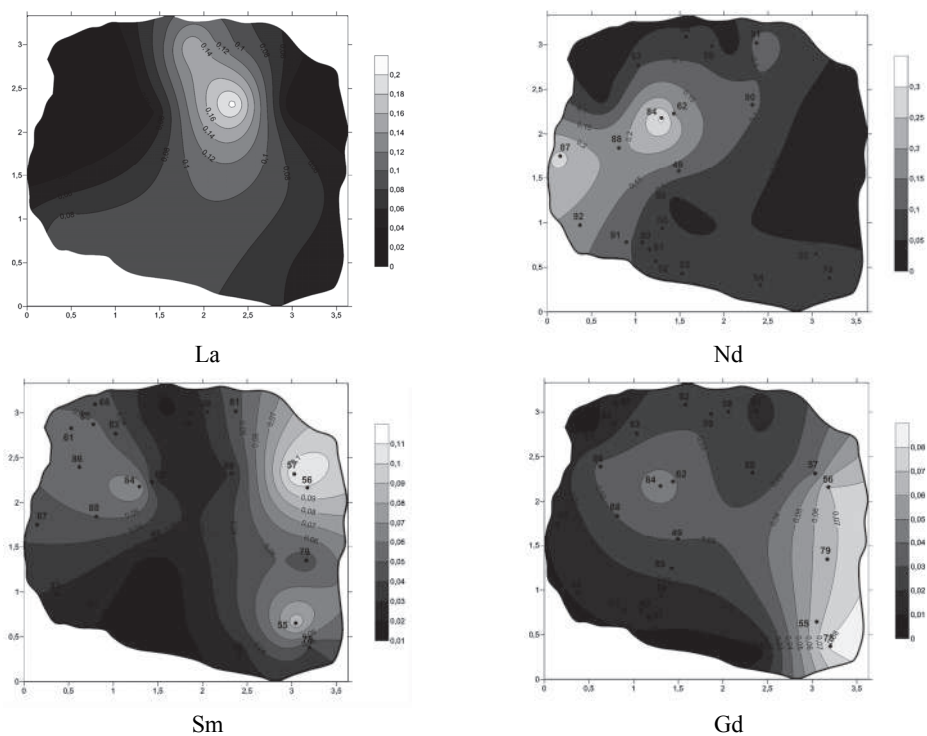


Fig. 5. Distribution of REE in the apatite crystal from the apatite-silicate rock.

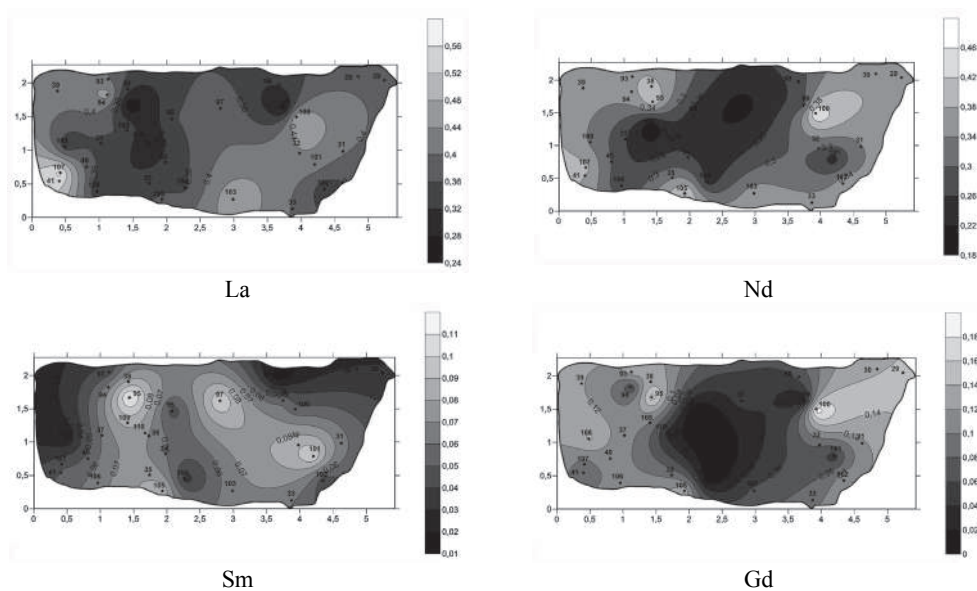


Fig. 6. Distribution of REE in the apatite crystal from the skarn.

These values distinctly differ from data points of carbonates from apatite-free basement rocks (marble and calciphyres) and more young limestones of the Yudoma Formation. This difference is much sharper between isotopic data from carbonates from apatite ores and late veins and skarns, which are significantly enriched in light carbon isotope.

So, obtained data have been suggested on presence a number of element admixtures in apatite from all observed formations. Commonly they have dual nature and are represented by fine mineral inclusions or substituent elements which replaced in apatite structure some main components. Permanent presence of Sr, Si, S and REE as main replaced elements in apatite structure is clear evidence on enrichment by these components of initial solutions during apatite-forming processes without relation to its genetic nature. Quite different levels of studied elements in the investigated apatite from the Aldan Shield and some etalon endogenous object have been indicated obvious various natures of the apatite-bearing formations. From second side, with these data we obtained facts on absence of any similarity between carbonates from the apatite-bearing metamorphic rocks of the Aldan Shield and from carbonatites from famous provinces or similar endogenous formations.

The isotopic data have been shown inert behaviour of CO₂ during minerals formation and possibility to preserve of isotope marks on primary origin of carbonates from the rich in apatite metamorphic rocks of the Aldan Shield. We got evidences of inert role of CO₂ in its possible recrystallization from primary sedimentary protolith rich in phosphorus.

So, we can regard peculiarities of various elements distribution in apatite as a primary process. Comparison of the concentration isopleths have been shown complicated pictures of the studied elements distribution besides relatively well prismatic crystal habit of the apatite. Heterogeneous character of elements concentrations within separate crystals indicates on diverse and fluctuated elements supplying of different sectors of the crystals. It is evidence of more complicated model of apatite growth than proposed before due to layers-concentric rims surrounding initial centres of growth.

Yurii Datsyuk (Ivan Franko National University of Lviv) is thanked for aid with the special modelling of elements distribution in apatite crystals.

We are grateful to Yu. Borshchevskii and N. Medvedovskaya (ILSAN, Moscow) for assistance in the isotope analysis of carbonates.

REFERENCES

1. Akimoto T. Electron probe microanalysis study on processes of low-temperature oxidation of titanomagnetite / T. Akimoto, H. Kinoshita, T. Furuta // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1984. – Vol. 71. – P. 263–278.
2. Characteristics of concentration and distribution of Rare Earths and related elements in apatite from deposits of various genetic types / V. N. Guliy, V. V. Gordienko, L. F. Borisenko, V. I. Kalyzhnyi // *Vestnik Leningradskogo Universiteta. Ser. 7.* – 1991. – N 7, Is. 1. – P. 99–106 (in Russian).
3. Co-variability of S⁶⁺, S⁴⁺, and S²⁻ in apatite as a function of oxidation state: Implications for a new oxybarometer / B. A. Konecke, A. Fiege, A. Simon [et al.] // *Amer. Mineral.* – 2017. – Vol. 102. – P. 548–557.
4. Fundamental mineralogical features and origin of the Seligdar apatite deposit / A. G. Bulakh, A. A. Zolotarev, I. P. Bobrova [et al.] // *Int. Geol. Rev.* – 1985. – Vol. 27. – P. 144–156.

5. Furuta T. Quantitative electron micro-analysis of oxygen in titanomagnetites with implications for oxidation processes / T. Furuta, M. Otsuki, T. Akimoto // *J. Geophys. Res.* – 1985. – Vol. 90. – P. 3145–3150.
6. Guliy V. N. Principal features of the mineralogy and genesis of apatite deposits on the Aldan crystalline Shield / V. N. Guliy // *Int. Geol. Rev.* – 1989. – Vol. 31. – P. 1025–1038.
7. Guliy V. N. Rare Earth elements in coexisting minerals from apatite-bearing metamorphic rocks as indicators of their origin / V. N. Guliy, K. E. Jarvis // *Geochemistry International.* – 1998. – Vol. 36, N 8. – P. 734–741.
8. Guliy V. N. Apatite-bearing conglomerates from the Aldan Shield / V. N. Guliy, S. J. B. Reed // *Lithology and Mineral Resources.* – 1999. – Vol. 34, N 2. – P. 159–169.
9. Guliy V. N. Carbon and Oxygen isotopic compositions of carbonates from Precambrian apatite-bearing carbonate rocks of the Aldan Shield / V. N. Guliy, H. Wada // *Lithology and Mineral Resources.* – 2004. – Vol. 39, N 3. – P. 243–253.
10. Inter- and intra-crystal REE variations in apatite from the Bob Ingersoll pegmatite, BlackHills, South Dakota / B. L. Jolliff, J. J. Papike, C. K. Shearer, N. Shimizu // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1989. – Vol. 58, N 8. – P. 711–714.
11. Mineral microinclusions in apatite of metamorphic rocks and ores of the Aldan Shield / V. N. Guliy, T. Furuta, O. A. Doinikova, A. V. Sivtsev // *Mineralogicheskii Sbornik.* – 1990. – N 44. – P. 69–73 (in Russian ; English abs.).
12. Moscvitina L. V. Peculiarities of REE distributions in apatites from the Aldan Shield / L. V. Moscvitina, F. L. Smirnov // *Minerals of Endogenic Formations of Yakutia.* – Yakutsk, 1977. – P. 98–106 (in Russian).
13. On geochemical peculiarities of apatite mineralization of the Seligdar type / D. A. Mineeov, O. N. Il'ina, S. M. Kravchenko [et al.] // *Geology, Exploring Methods and Exploration Industrial Minerals Deposits.* – 1978. – N 3. – P. 8–17 (in Russian).
14. Rakovan J. Use of surface-controlled REE sectoral zoning in apatite from Llallagua, Bolivia, to determine a single-crystal Sm-Nd age / J. Rakovan, D. K. McDaniel, R. J. Reeder // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1997. – Vol. 146. – P. 329–336.
15. Rare earth element redistribution during high-pressure–low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, north western Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones / R. Tribuzio, B. Messiga, R. Vannucci, P. Bottazzi // *Geology.* – 1996. – Vol. 24, N 8. – P. 711–714.
16. The problem of classification of the phosphates of the rhabdophane group / O. A. Doinikova, A. I. Gorshkov, L. N. Belova [et al.] // *Zapiski Vserossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva.* – 1993. – Part 122, Is. 3. – P. 79–88 (in Russian ; English abs.).

*Стаття: надійшла до редакції 17.10.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНИХ ЕЛЕМЕНТІВ ТА СТРОНЦЮ В АПАТИТІ РІЗНОГО ГЕНЕЗИСУ З ПОРІД АЛДАНСЬКОГО ЩИТА (СИБІРСЬКА ПЛАТФОРМА)

В. Гулій¹, Т. Фурута², Н. Білик¹

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: vgul@ukr.net

²Інститут досліджень океану, Університет Токіо, Накано, Токіо, Японія

Відомо, що в апатиті з генетично різних геологічних утворень дуже поширені ізо- та гетеровалентні ізоморфні заміщення. Науковці часто використовують їх як індикатори петрологічних процесів формування апатитоносних порід. Такі дослідження започаткували ще в період використання класичного методу так званої мокрої хімії, тому отримані результати часто відображали валовий склад проб апатиту навіть за порівняно високого ступеня їхнього очищення від механічних домішок. Удосконалення локальних методів аналізу й широке впровадження їх під час досліджень апатиту сприяло визначенню форми наявності окремих елементів у мінералі та виявленню низки мінералів-включень, які є носіями, наприклад, заліза, мангану, сірки, кремнію тощо. Водночас виявлено різну природу цих елементів в апатиті: або як ізоморфна домішка в його структурі, або як дрібні включення в мінералі-господарі. З розвитком різноманітних досліджень порід, що їх раніше трактували як екзотичні, та зростанням ролі таких порід як джерела металів для сучасної техніки й високих технологій апатит стали вивчати прискіпливіше, оскільки він є і носієм низки важливих промислових елементів, і неодмінною складовою в мінеральних асоціаціях руд таких елементів.

У комплексах ультраосновних лужних порід з карбонатитами, у скарнах, лужних метасоматитах та інших утвореннях наявний апатит, у якому завжди є рідкісноземельні елементи і стронцій. Тому цей мінерал почали використовувати для з'ясування генезису й рудоносності таких, ще слабо вивчених порід. Раніше ми дослідили вміст і склад рідкісноземельних елементів та Sr в апатиті з декількох проб докембрійських порід дискусійного походження з використанням нейтронно-активаційного методу та методу мас-спектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою. Однак, попри високу точність методів, наші проби за природою могли бути неоднорідні, тому ми вирішили застосувати прилади для локальних досліджень: іонний та електронний мікроаналізатори, а також електронний мікроскоп з енергодисперсійною приставкою. Дослідження засвідчили наявність у мінералі рідкісноземельних елементів і Sr у формі як ізоморфних домішок у його структурі, так і мікрочлеників (~ 0,1 мкм) – монациту й Са-рідкісноземельного фосфату групи рабдофану (водних рідкісноземельних фосфатів).

Наведено результати подальшого вивчення апатиту, зокрема, щодо просторового розподілу окремих компонентів у різних секторах зерен мінералу. Описано результати розподілу рідкісноземельних та інших елементів, що наявні як ізоморфні домішки в апатиті з карбонатних і силікатних порід, а також скарнів Алданського щита (Сибірська платформа). Схарактеризовано особливості складу рідкісноземельних елементів та їхнього розподілу в межах кристалів апатиту різного генезису. Вихідні дані отримано в окремих точках кристалів під час дослідження їх електронним зондовим мікроаналізатором. Розподіл окремих елементів визначено на зрізах кристалів апатиту, які виготовили розрізуванням кристалів перпендикулярно до осі L_6 . Отримані результати (концентрація елементів) вико-

ристано для побудови низки концентраційних карт розподілу окремих елементів у межах досліджуваних площин.

Порівняння концентраційних ізоплет засвідчило складну картину розподілу цих елементів, незважаючи на порівняно правильний призматичний габітус досліджуваних кристалів. Виявилось, що нема чітких і однозначних відмінностей у картині розподілу елементів у кристалах апатиту з мінеральних асоціацій різного генезису. Гетерогенний характер розподілу елементів у межах конкретного кристала свідчить про різнорідне живлення і флюктуаційне постачання окремих елементів у різні його сектори. Це є доказом складнішої моделі росту апатиту, ніж пропонували раніше – завдяки пошарово-концентричному наростанню навколо вихідного центра росту.

Ключові слова: апатит, рідкісноземельні елементи, стронцій, апатит-карбонатні й апатит-силікатні породи, скарни, докембрій, Алданський щит.

UDC 004.94:549.3

THERMODYNAMIC MODELLING OF THE CINNABAR AND METACINNABAR COEXISTENCE

N. Slovotenko

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: nslovotenko@gmail.com*

Polymorphic transitions between cinnabar and metacinnabar have been studied using numerical physicochemical modelling of mineralization in the GEM-Selektor software package (GEMS3). System components were selected with the simulation of medium- and low-temperature hydrothermal conditions; in the reaction, solutions were taken with salinity of 8, 16, 20 and 40 wt. % NaCl eq. The buffer equilibrium of oxidizing–reducing conditions was maintained with H₂S–H₂SO₄. The pressure was changed from 100 to 1 000 bar. The temperature interval of estimation of mineral equilibrium states was 225–525 °C. Increasing pressure promotes the metacinnabar formation. The stability field of existence of metacinnabar expands at higher values of pressure, and the change in salinity of solutions does not affect the conditions of polymorphic transformation.

Key words: cinnabar, metacinnabar, thermodynamic modelling.

The laws of the geochemical reactions course remain vague in many cases, even in the presence of a large number of empirical data. From the standpoint of understanding the details of any geological phenomenon, the physicochemical modelling of natural processes of mineral formation remains acute. The phenomena of polymorphism and polymorphic transitions between the various phases of a single chemical composition are of a particular interest. In our work, we use the method of numerical physicochemical modelling of mineralization in the GEM-Selektor (GEMS3) modelling package [3, 4].

The object of our study was a hydrothermal system in which sulphides are formed, with polymorphic transformation of cinnabar into metacinnabar.

Cinnabar, a lower-temperature α -HgS polymorph, has a chain structure. High-temperature β -HgS polymorph – metacinnabar – has a structure of sphalerite type. The thermodynamic characteristics of the transition of cinnabar–metacinnabar have been investigated in [1]. The laboratory investigations concerning the cinnabar and metacinnabar solubility have been performed in [2]. The thermodynamic data in the system Hg–Zn–(Fe)–S of zincous metacinnabar in the mercury deposit at Levigliani (Apuane Alps, northern Tuscany) are brought in [5]. In our investigation, we are keen to find out particular features of the polymorphic process in the concrete conditions of the hydrothermal system.

Thermodynamic calculations of the equilibrium involving minerals, gas mixtures and aqueous solutions are essential to understanding processes relevant to hydrothermal ore-forming systems. We are employing GEMS3 software package based on the Gibbs energy minimization (GEM) technique, which makes it possible to model thermodynamically non-ideal multi-component-multiphase systems that include dilute to concentrated aqueous solu-

tions, mineral solid solutions, supercritical fluids, gases, silicate and metal melts, and sorption phases [3, 4]. The program package is equipped with powerful and highly accurate GEM-algorithms, allowing for simultaneous calculation of multiple stable phases. The kind and amount of solids as well as the speciation of the dissolved species precipitated are calculated.

The initial composition of the simulated system is shown in the Table; the composition of the simulated system is calculated in relation to 1 kg of water. The components of the system were selected with the simulation of medium- and low-temperature hydrothermal conditions. The solutions with salinity of 8, 16, 20 and 40 wt. % NaCl eq. took part in the reaction. The buffer equilibrium of the oxidation–reduction conditions was maintained using $H_2S-H_2SO_4$ pair of components. The pressure was changed from 100 up to 1 000 bars. The temperature interval of estimation of mineral equilibrium states varied between 225 and 525 °C.

Briefly characterizing the results of the simulation, it should be noted that metacinnabar is formed only at elevated pressure values which agrees well with [2]. At a pressure of 100 bars in the temperature range of 225–300 °C only cinnabar is deposited (Fig. 1). So as far other component species – FeS and CuS (see Table) – exist in the initial system, it is worthy to expect that other sulphide phases will coexist with Hg phases. So in this case only pyrite accompanied to cinnabar (see Fig. 1).

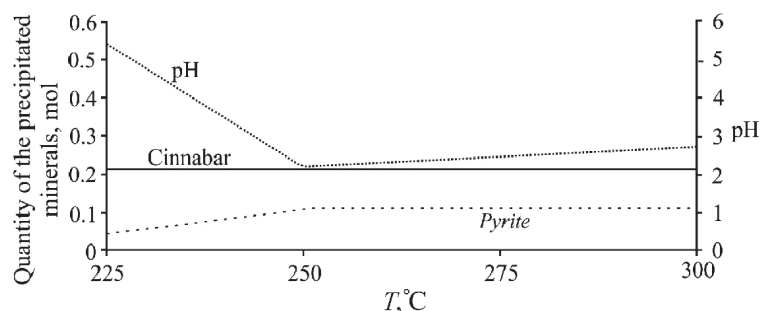


Fig. 1. The results of numerical physicochemical modelling.

Polymorphic transformation of cinnabar to metacinnabar does not take place in this temperature interval and at the pressure of 100 bars.

Component composition of the modelling system

Reactants	Quantity, g
FeS	50
CuS	50
HgS	50
H ₂ S	1
H ₂ SO ₄	1
H ₂ O	1 000
Fe ₂ O ₃	1
FeOOH	1
NaCl	80 (160, 320, 400)

Metacinnabar formation took place at the 200 bar pressure, and it began at 363 °C point temperature up to 401 °C (Fig. 2). So the transition of the cinnabar to the metacinnabar occurs at 363 °C. The temperature range of stability of metacinnabar at this pressure was 363–401 °C. Acid-base alteration during the process is shown on the second vertical axis (see Fig. 2, a). It demonstrates that cinnabar existed strictly in the more acid conditions than

metacinnabar. At temperatures above 400 °C precipitated mercury instead of Hg sulphides. An oxidation–reduction potential line is reflection symmetrical to the pH-line (see Fig. 2, *b*). In all modelling variants there is a symmetrical placement of pe-lines to pH-lines. So we decided to limit its figures and show it changes only in Fig. 2, *b*. As oppose to previous modelling results in this case not only pyrite but bornite and chalcocopyrite were precipitated, and these sulphides continue to coexist in the next experiments at higher pressure with the mercury phases (Fig. 3). Changes in pH are correlated with the transition of bornite–chalcocopyrite: bornite is formed in acidic conditions, and chalcocopyrite – in alkaline. The acidity–alkalinity changes do not reflect in polymorphic transformations of the cinnabar and metacinnabar.

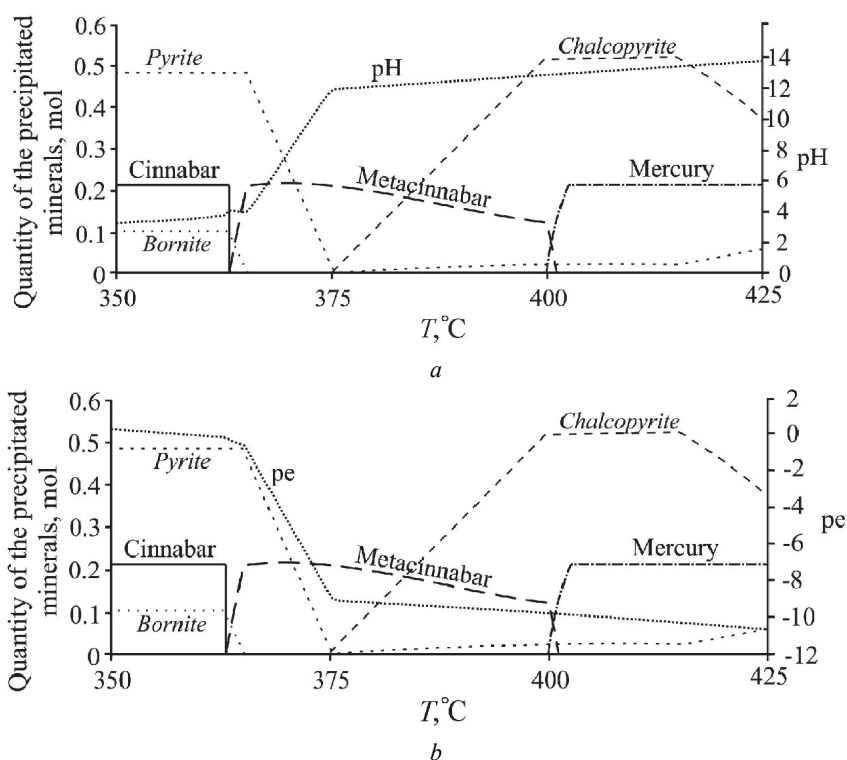


Fig. 2. Results of numerical physicochemical modelling of the polymorphic transformation cinnabar–metacinnabar depending on the temperature at a pressure of 200 bars.

Diagram *a* has additional vertical axis “pH”, diagram *b* – axis “pe”.

When the pressure value reaches 300 bars, the transition point of the cinnabar into the metacinnabar is shifted to a temperature of 367 °C (see Fig. 3, *a*). The metacinnabar existence interval, in this case, is limited to temperature between 367 and 425 °C. The same sulphides (pyrite, bornite, chalcocopyrite) coexist with mercury’s mineral phases, but their stability fields are shifted to higher temperature and margin’s shapes are somewhat changed.

An increase in pressure up to 1 000 bar influenced the process in the same way: the transition point of cinnabar to metacinnabar was 385 °C, and the temperature interval of stability of the metacinnabar expanded even more, namely 385–500 °C (see Fig. 3, *b*). Above these temperatures, the metacinnabar decomposes with the release of native mercury.

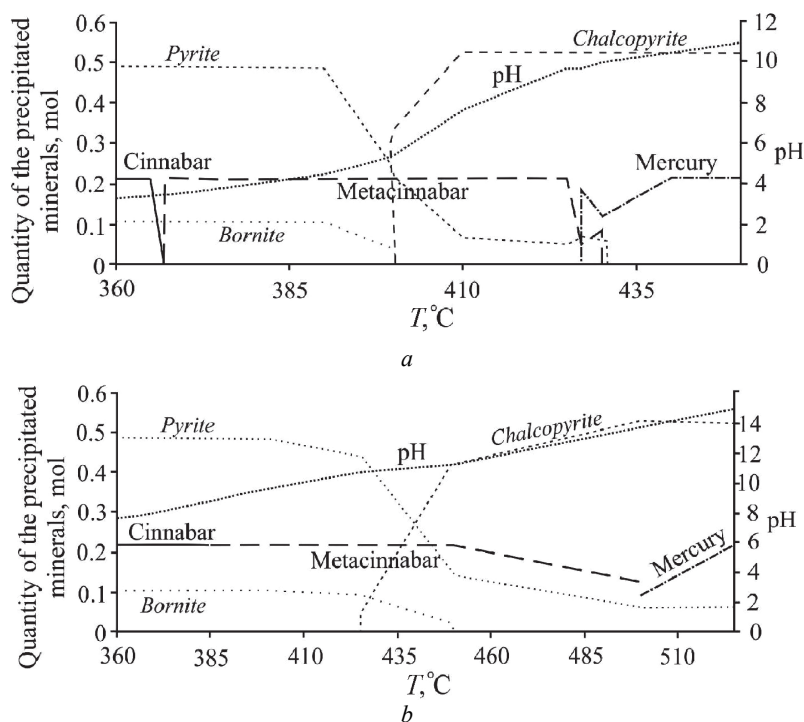


Fig. 3. Results of numerical physicochemical modelling of the polymorphic transformation cinnabar–metacinnabar depending on the temperature at a pressure of 300 (a) and 1 000 (b) bars.

The gradual change in salinity (see Table) in no way affected the change in the temperature intervals of mineral phase coexistence. The pH-value changes in the same way during these processes: at higher temperature it grew constantly (see Fig. 2–4). An exception is the first case, when only one stable phase of cinnabar was precipitated (see Fig. 1). Minerals forming succession changes constantly with growing temperature and pressure: from cinnabar to metacinnabar and mercury.

Consequently, an increased pressure contributes the formation of metacinnabar. This logically follows from the need to reorient the links of cinnabar chain crystalline structure to a more dense crystalline structure of metacinnabar. The stability field of metacinnabar existence expands at higher pressure values, and the solutions salinity changes do not affect the conditions of polymorphic transformation.

REFERENCES

1. Мельчакова Л. В. Переход киноварь–метациннабарит (энтальпия и температура перехода, теплоемкость) / Л. В. Мельчакова, И. А. Киселева // Геохимия. – 1989. – № 11. – С. 1663–1668.
2. Dickson F. W. The stability relations of cinnabar and metacinnabar / F. W. Dickson, G. Tunell // Amer. Mineral. – 1959. – Vol. 44, N 5–6. – P. 471–487.

3. GEM-Selektor geochemical modelling package: revised algorithm and GEMS3K numerical kernel for coupled simulation codes / D. A. Kulik, T. Wagner, S. V. Dymtrieva [et al.] // *Computational Geosciences*. – 2013. – Vol. 17. – P. 1–24.
4. GEM-Selektor geochemical modelling package: TSolMod library and data interface for multicomponent phase models / T. Wagner, D. A. Kulik, F. F. Hingerl, S. V. Dymtrieva // *Canadian Mineralogist*. – 2012. – Vol. 50. – P. 1173–1195.
5. Mineral assemblages in the Hg–Zn–(Fe)–S system at Levigliani, Tuscany, Italy / A. Dini, M. Bevenuti, P. Lattanzi, G. Tanelli // *European Journal of Mineralogy*. – 1995. – Vol. 7, N 2. – P. 417–428.

*Стаття: надійшла до редакції 09.10.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

ТЕРМОДИНАМІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ СПІВІСНУВАННЯ КІНОВАРИ ТА МЕТАЦИНАБАРИТУ

Н. Словотенко

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: nslovotenko@gmail.com*

За допомогою числового фізико-хімічного моделювання мінералоутворення в програмному пакеті GEM-Selektor (GEMS3) досліджено поліморфні переходи між кіновар'ю та метацинабаритом. Компоненти системи підбрано для імітації середньо- й низькотемпературних гідротермальних умов. У реакції брали участь розчини з солоністю 8, 16, 20 та 40 мас. % NaCl-екв. Буферну рівновагу окиснювально-відновлювальних умов підтримували за допомогою H_2S – H_2SO_4 . Тиск змінювали від 100 до 1 000 бар. Температурний інтервал оцінки мінерального рівноважного стану – 225–525 °С. Оскільки в системі є не лише Hg, Fe та S, а й Cu, то перетворення кіновар–метацинабарит супроводжувалися осадженням піриту, халькопіриту й борніту. Зміна показника pH корельована переходом борніт–халькопірит: борніт утворюється за кислих умов, халькопірит – за лужних. На поліморфних перетвореннях сульфідів ртуті варіації кислотності–лужності не позначилися. Зміни окисно-відновного потенціалу фіксовані тим, що халькопірит стабільний за відновлювальних умов, а борніт – за більш окиснювальних.

Якщо за $P = 100$ бар у температурному інтервалі 225–300 °С відкладається тільки кіновар, то вже за 200 бар у точці 363 °С відбувається перехід кіноварі у метацинабарит. За такого тиску температурний проміжок стабільності метацинабариту становить 363–401 °С. Якщо значення тиску сягає 300 бар, то перехід кіновар–метацинабарит зміщується до точки 367 °С, а інтервал існування метацинабариту обмежений значеннями 367–425 °С; відповідно, за $P = 1\ 000$ бар перехід відбувається за 385 °С, а температурний інтервал стабільності метацинабариту стає ще ширший – 385–500 °С. За вищих значень температури метацинабарит розкладається з виділенням самородної ртуті.

Отже, утворенню метацинабариту сприяє підвищення тиску. Це логічно впливає з необхідності переорієнтації зв'язків ланцюжкової структури кіноварі у щільнішу структуру метацинабариту. Поле стабільності існування метацинабариту розширюється за вищих значень тиску, а зміна солоності розчинів не впливає на умови поліморфних перетворень.

Ключові слова: кіновар, метацинабарит, термодинамічне моделювання.

УДК 551.735.9:553.041(571.56)

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАТЕРИАЛА В ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ТОЛЩАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. Зинчук

*Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я),
ул. Ленина, 4/1, 678170 г. Мирный, РФ
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Приведено результаты изучения верхнепалеозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы – Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского. В отдельных макрофациях отложений лапчанской (C_{2-3}), ботуобинской (P_{1bt}) и боруллойской (P_{2br}) свит обнаружено чёткие статистические зависимости между главнейшими терригенными минералами, что связано с разнообразием источников сноса и снабжения терригенного материала на позднепалеозойском этапе осадконакопления. Зафиксировано высокие корреляционные связи между содержащимися в верхнепалеозойских отложениях минералами, для которых характерна общая геологическая история. Количество терригенных минералов значительно колеблется в зависимости не только от фациальной обстановки формирования отложений, но нередко и от типа осадков в пределах одной и той же фации. Минеральный состав отложений PZ_3 изменяется в разрезе толщ, что связано, прежде всего, с особенностями концентрации в них продуктов перемывания и переотложения древних кор выветривания, широко развитых в регионе. Общая закономерность распределения минералов кимберлитового генезиса в изученных стратиграфических горизонтах – концентрация основной массы таких минералов в базальных слоях, а в остальной части разреза их значительно меньше.

Ключевые слова: минералогия, минералогия алмаза, аллотигенные и аутигенные минералы, кора выветривания, кимберлиты, верхний палеозой, Сибирская платформа.

На древних платформах Мира (Сибирской, Восточно-Европейской, Африканской, Китайской и др.) широко распространены древние коры выветривания (КВ) на породах различного состава [12–15, 17–20]. От интенсивности и продолжительности периодов корообразования, которое происходило в условиях тёплого влажного климата и относительно хорошего дренажа территорий, существенно зависит мощность элювиальных толщ и количество алмазов, высвобождающихся из этих толщ при их формировании (либо непосредственно на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего переотложения во вторичных коллекторах) [1, 3, 5–11]. На территории основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП) – Малоботуобинского (МБАР), Далдыно-Алакитского (ДААР), Среднемархинского (СМАР) и других – наиболее благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных КВ существовали в течение D_3-C_1 и T_{2-3} [6, 11, 13, 16, 20]. Об этом свидетельствуют сохранившиеся от размыва мощные КВ с высокозрелыми верхними горизонтами. Непосредственно в КВ россыпи алмазов формируются только над кимберлитовыми диатремами, поэтому размер таких россыпей

резко ограничен. На других породах в таких регионах россыпи не образуются, за исключением случаев, когда субстратом являются вторичные коллекторы алмазов (например, верхнепалеозойские отложения). Поэтому важно выяснить условия размывания и переотложения продуктов выветривания во время накопления верхнепалеозойских осадочных толщ. Если эти породы (в первую очередь, грубообломочные горизонты) формировались в условиях накопления делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных фаций (то есть благодаря преимущественно ближнему сносу местного материала), то вблизи продуктивных кимберлитовых тел образовывались россыпи алмазов. Если же интенсивно поступал чуждый району терригенный материал и при размыве КВ на кимберлитах формировались аллювиальные фации, то это приводило к выносу обогащенных алмазами отложений за пределы локальных участков и сильному разубоживанию их за счет “транзитного” неалмазоносного аллювия. В такой ситуации образование алмазных россыпей практически невозможно.

На протяжении позднего палеозоя в северо-восточном борту Тунгусской синеклизы (МБАР) происходило унаследованное некомпенсированное опускание отдельных участков территории, что привело к образованию ряда конседиментационных депрессий: Ахтарандинской (на западе), Улахан-Ботуобинской (охватывает нижнее течение р. Большая Ботуобия) и Кюеляхской (верховья р. Кюелях) [6, 14, 15, 17–20]. Между этими депрессиями расположены участки, где опускание территории было замедленным. На западе района расположено Чернышевское поднятие, а в районе Улу-Тогинской петли р. Вилюй – Улу-Тогинское (совпадает с осевой линией Ботуобинского поднятия). Всё это обусловило образование в пределах поднятий и их склонов осадков, обогащённых местным, а в депрессиях — преимущественно чуждым району материалом. На территории МБАР пока не обнаружено кимберлитовые трубки, перекрытые каменноугольно-пермскими отложениями, однако находки в базальных горизонтах этих поднятий заметных концентраций минералов-спутников алмаза (и особенно самих алмазов) позволяют предполагать существование таких тел, поскольку по ряду признаков эти минералы заметно отличаются от тех, которые есть в известных в районе коренных источниках [1, 9, 10, 12, 16].

Следовательно, в позднедевонское–раннекаменноугольное время ещё не открытые в районе кимберлитовые тела подвергались довольно длительному и интенсивному выветриванию, приведшему к высвобождению индикаторных минералов-спутников (ИМК) и алмазов из кимберлитов и к накоплению их в КВ, а впоследствии – и переотложению алмазоносного материала с последующим формированием алмазных россыпей различных генетических типов [2–4].

Главнейшими образованиями верхнего палеозоя МБАР, в формировании которых значительную роль сыграли позднедевонские–раннекаменноугольные КВ, являются породы лапчанской ($C_{2-3}l$), ботуобинской (P_1bt) и боруллойской (P_2br) свит (рис. 1).

В базальных горизонтах *лапчанской свиты*, соответствующей низам верхнепалеозойских отложений, обнаружено [2, 6, 8, 9, 11] самое высокое (по сравнению с другими толщами PZ_3) количество гальки кислых эффузивов (больше в два–два с половиной раза), известняков, известковистых песчаников и доломитов (больше в десятки раз). Это свидетельствует не только о преобладающей роли местного материала во время накопления лапчанской свиты, но и о поступлении этой гальки преимущественно благодаря размыванию образований PZ_2 [14, 15, 17–20]. Сортировка отложений свиты, залегающих на денудированной поверхности пород PZ_1 , несколько лучше, чем других толщ верхнего палеозоя на этой же территории.

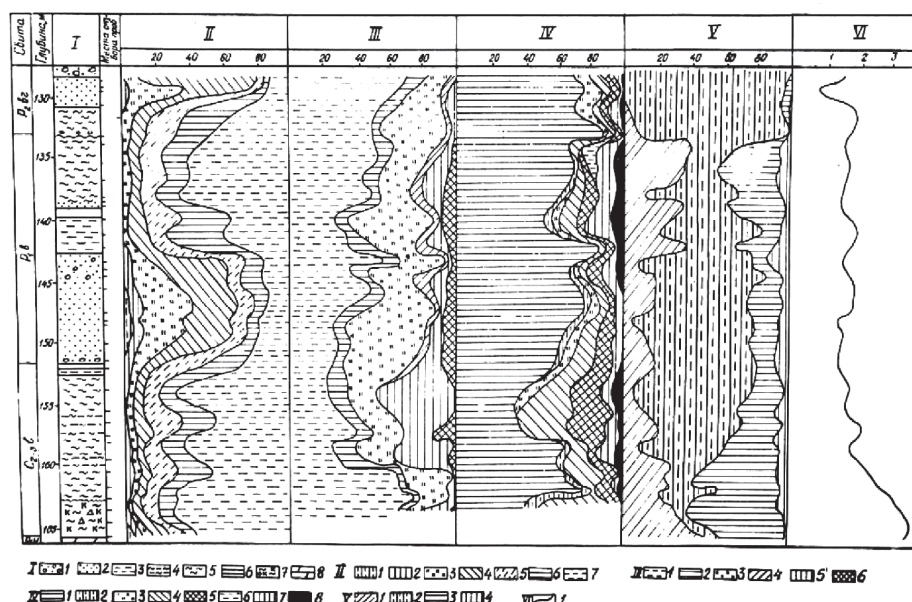


Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез верхнепалеозойских отложений, вскрытых скважиной 276/168:

I – литологическая колонка: 1 – галечники с песком; 2 – песчаники; 3 – пески; 4 – алевролиты; 5 – глинистые алевролиты; 6 – глины; 7 – кора выветривания на терригенно-карбонатных породах; 8 – терригенно-карбонатные породы; II – гранулометрический состав, мм: 1 – 1,00–0,75; 2 – 0,75–0,50; 3 – 0,50–0,25; 4 – 0,25–0,10; 5 – 0,10–0,05; 6 – 0,05–0,01; 7 – < 0,01 мм; III – минеральный состав лёгкой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – кварц; 2 – калишпат; 3 – плагиоклаз; 4 – кремнистые агрегаты; 5 – глинисто-железистые агрегаты; 6 – обломки пород; IV – терригенные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – ильменит и магнетит; 2 – изменённый ильменит; 3 – турмалин; 4 – апатит; 5 – гранаты; 6 – циркон; 7 – пироксены; 8 – прочие минералы; V – минеральный состав фракции < 0,001 мм: 1 – гидрослюда; 2 – монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослоистые образования; 3 – каолинит; 4 – хлорит; VI – соотношение интенсивности межплоскостных расстояний на дифрактограммах со значениями 1,00:0,50 нм.

На восточной окраине площади распространения лапчанских отложений сортировка материала хорошая, что связано с обогащением переотложенным среднепалеозойским материалом. Кроме того, грубая зернистость материала и наличие большого количества обломков по-разному выветрелых терригенно-карбонатных пород являются доказательством незначительной отдалённости участков накопления этих отложений от источников сноса, а это свидетельствует о возможном развитии среднепалеозойских осадков небольшой мощности и в пределах рассматриваемых площадей. Кроме того, по морфологии минералы лёгкой и тяжёлой фракций подобны соответствующим минералам из вулканокластических образований PZ_2 , которые распространены в местах развития КВ на терригенно-карбонатных породах PZ_1 [6, 12]. Характерно, что породообразующий материал имеет полевошпатово-кварцевый (нередко до кварцевого) состав и в базальных горизонтах лапчанской свиты, и во всём её разрезе (рис. 2), а в других толщах PZ_3 он свойственен (см. рис. 1) в основном низам разрезов. Всё это свидетельствует о поступлении в бассейны седиментации средне-позднекаменноугольного времени существенно выветрелого материала.

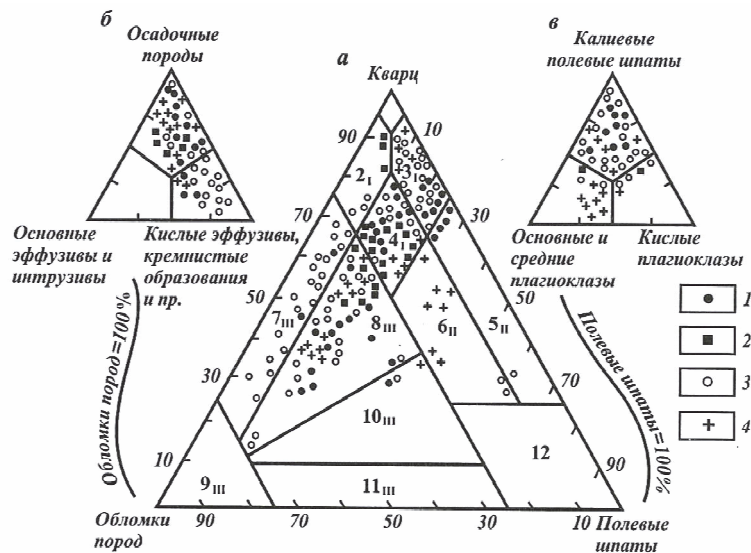


Рис. 2. Классификация песчано-алевритовых пород верхнего палеозоя по минеральному составу:

1, 2 – боруллойская свита, бассейн: 1 – ручья Улахан-Курунг-Юрях, 2 – ручьёв Дьегус и Уалаах; 3 – ботуобинская свита, бассейн ручья Улахан-Курунг-Юрях; 4 – лапчанская свита, бассейн ручья Улахан-Курунг-Юрях; а – основная диаграмма с классификационными полями по В. Шутову: кварцевая группа, песчаники и алевролиты: 2_I – кварц-полевошпатовые, 3_I – полевошпатово-кварцевые, 4_I – мезомиктовые кварцевые; аркозавая группа: 5_{II} – собственно аркозы, 6_{II} – граувакковые аркозы; граувакковая группа, граувакки: 7_{III} – кварцевые, 8_{III} – полевошпатово-кварцевые, 10_{III} – кварц-полевошпатовые; б, в – дочерние треугольники, детализующие состав полюсов диаграммы: б – обломков пород, в – полевых шпатов.

В породах лапчанской свиты зафиксировано несколько обеднённый комплекс тяжёлых терригенных минералов и наибольшую концентрацию аутигенных образований (рис. 3). В нижних горизонтах разреза лапчанской свиты, непосредственно залегающих на КВ терригенно-карбонатных пород, обнаружено (см. рис. 1, 3, 4) максимальную концентрацию каолинита и диоктаэдрической гидрослюда 2M₁. Однако есть места, где именно в нижних горизонтах лапчанской свиты этой диоктаэдрической гидрослюда практически нет. В пелитовой составляющей пород лапчанской свиты повышена концентрация Mg-Fe-хлорита, который по структурно-морфологическим особенностям подобен хлориту, обнаруженному ранее [6, 12] в КВ на терригенно-карбонатных породах. Этот факт (наряду с содержанием и составом грубообломочного материала, а также минеральными парагенезисами лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций) даёт основания для вывода, что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты перетолжения КВ терригенно-карбонатных пород PZ₁ и кластические образования PZ₂. Значительно меньшую роль играли выветрелые породы основного и ультраосновного состава.

В грубообломочных породах ботуобинской свиты обнаружено [14, 19] повышенное (до 60 %) содержание гальки кварцитов. Обломочный материал в базальных горизонтах этой свиты обычно отсортирован плохо. Как и для лапчанской свиты, в базальных горизонтах не зафиксированы (см. рис. 1–4) четкие закономерности в распределении главных минералов лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций. Это свидетельствует о неравномерном распределении здесь перетолженного материала древних КВ.

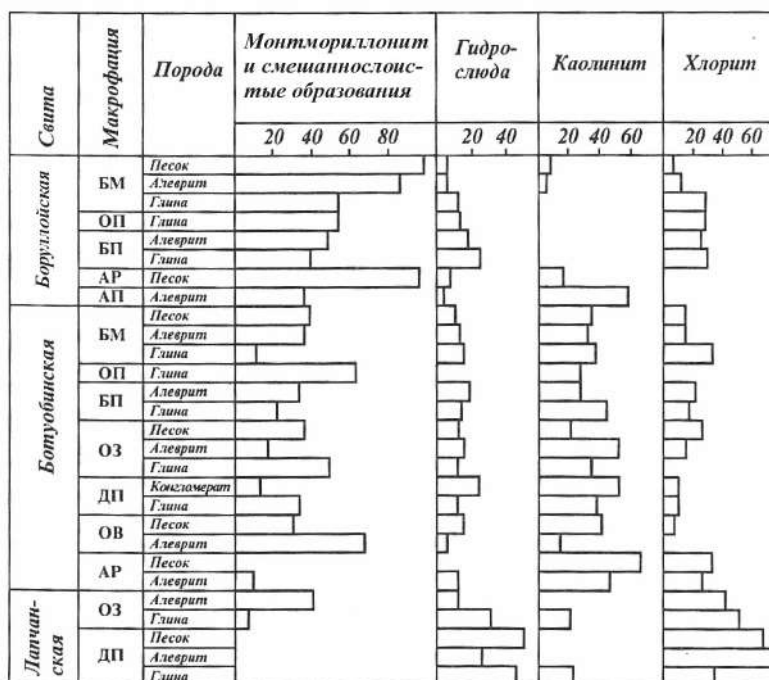


Рис. 4. Среднее содержание основных глинистых минералов во фракции < 0,001 мм, выделенной из верхнепалеозойских отложений. Условные обозначения см. на рис. 3.

В грубообломочных породах *боруллойской свиты* несколько увеличивается содержание обломков кварца. Основное же отличие пород этой свиты от нижележащих пермских отложений (см. рис. 1–3) – наличие значительных концентраций слюдястых минералов – мусковита, биотита и лепидомелана. Повсеместно отмечают минералы группы эпидота. Обнаружены также различия в минеральном составе базальных горизонтов и всего разреза в целом: в пробах из базального горизонта нет слюд и хлорита, зато повышено содержание ильменита, лейкоксена, иногда альмандина. В пелитовой составляющей преобладают монтмориллонит, неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые и вермикулит-монтмориллонитовые смешаннослоистые образования, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) пойменных и озёрно-болотных фаций – и каолинит. Соответственно, содержание гидрослюда и хлорита уменьшается.

Анализ особенностей минерального состава отложений *боруллойской свиты* даёт основания для вывода, что в процессе их формирования доминирующее влияние оказывали продукты выветривания основных пород PZ_2 . Выветрелые толщи терригенно-карбонатных пород PZ_1 , которые к тому времени уже в значительной степени были перекрыты отложениями *лапчанской* и *ботубовинской свит*, играли подчинённую роль. Отметим, что наличие отдельных минералов лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций в образованиях *боруллойской свиты* может быть связано также с перемыванием и переотложением донинепермских пород. Особенно это касается монтмориллонита и ассоциирующих с ним смешаннослоистых образований. Неравномерное распределение в разрезе верхнепермских пород продуктов переотложения древних КВ (в том числе уменьшение роли выветрелых терригенно-карбонатных пород) выявлено [6, 12] в пре-

делах всего МБАР. Наиболее чётко это фиксируют по изменению концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюда $2M_1$. Кроме того, возрастание содержания продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород иногда обнаруживают не в нижних, а в средних частях разреза.

Полученные данные свидетельствуют, что верхнепалеозойским отложениям МБАР присуща довольно выдержанная ассоциация терригенных аксессуарных минералов с преобладанием ильменита. Подчинённое значение имеют минералы группы эпидота, гранаты, циркон, апатит, турмалин, слюды и др. По результатам статистического анализа [7] определено, что верхнепалеозойские отложения региона принадлежат к одной сложной биотит-apatит-циркон-эпидот-ильменитовой терригенно-минералогической провинции. В составе этой макропровинции можно выделить более десяти менее сложных подпровинций, которые соответствуют определённым ассоциациям главнейших терригенных минералов. Наличие среди терригенных минералов тяжёлой фракции хорошо окатанных и полуокатанных зерен апатита, турмалина, гранатов, циркона, минералов группы эпидота и других связано с длительностью их транспортировки в водной среде и неоднократным переотложением [6]. Зафиксировано сходный облик большинства минералов в породах верхнего палеозоя и в распространённых в этих же районах КВ на терригенно-карбонатных породах, и на обнажающихся на смежных площадях отложениях PZ_2 , что свидетельствует о привнесении минералов из ниже- и среднепалеозойских толщ. Кроме того, в этих породах преобладают диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$ и каолинит, а среди щебнисто-галечно-гравийного материала – обломки местных подстилающих осадочных пород (известковистые песчаники и алевролиты, мергели, доломиты, известняки).

В позднепалеозойское время в бассейны седиментации поступало переменное количество материала *изверженных пород*, среди которых были основные и ультраосновные. Из *пород основного состава* могли поступать моноклинные пироксены (группа диопсида–авгита), значительная часть “траппового” ильменита, тремолита и других аксессуарных минералов. С размыванием этих же пород можно связать наличие в осадочных толщах PZ_3 значительного количества полевых шпатов (преимущественно лабрадор и битовнит), монтмориллонита, неупорядоченных смешаннослоистых образований вермикулит–монтмориллонит, а также метагаллуазита, связанного, в основном, с КВ некоторых разновидностей туфов и туфогенных пород. Это подтверждено результатами изучения гравийно-галечного материала, в котором обнаружено [6] пикритовые порфиры, габбро-долериты и туфы основного состава. Биотит, турмалин, лепидомелан, роговая обманка, брукит, анатаз и другие минералы могли поступать за счет размывания *кислых и средних изверженных пород*. В лёгкой фракции исследуемых отложений их материал представлен кристаллами высокотемпературного кварца и калиевых полевых шпатов, преимущественно ортоклаза. Довольно много обломков кислых и средних изверженных пород в гравийно-галечном материале [6, 7]. Чаще всего это кварцевые порфиры и различные туфы. Интрузивные фации представлены в основном гранитами и микрогранитами. Из минералов *щелочных пород* в описываемых верхнепалеозойских отложениях периодически встречаются эгирин, эгирин-авгит и акмит; найдено единичные гальки щелочных эгириновых микросиенитов. Довольно широко распространены в верхнепалеозойских осадочных толщах минералы *метаморфических пород* – эпидот, клиноцоизит, хлорит, серицит, хлоритоид, биотит, ставролит, мусковит, а также зелёная шпинель, розовый апатит, кианит, альмандин и др. Много обломков кремнистых метаморфических пород – микрокварцитов и вторичных кварцитов. Участие в формирова-

нии верхнепалеозойских осадочных толщ продуктов переотложения КВ *кимберлитовых пород* подтверждено наличием ИМК (пироп, пикроильменит, хромшпинелиды), вторичных минералов (изменённый флогопит, хлорит, серпентин), а также монтмориллонита, близкого к Са-разновидности, и неупорядоченной смешаннослоистой фазы монтмориллонит–гидролюда.

Результаты изучения вещественного состава верхнепалеозойских отложений дают основания утверждать, что значительные колебания в содержании терригенных и аутигенных минералов зависят не только от фациальной обстановки формирования отложений, но и от типа осадков в пределах одной и той же фации. Минеральный состав этих отложений несколько различается с глубиной [6, 7], что связано с особенностями концентрации продуктов перемывания и переотложения древних КВ. В частности, для лапчанской свиты, как отмечено выше, характерен несколько обеднённый комплекс тяжелых минералов и наибольшее содержание аутигенных образований. Среди акцессорных минералов доминируют ильменит и минералы группы эпидота, причём клиноцоизит и цоизит преобладают над эпидотом. Довольно широко распространены апатит, циркон, гранаты (преимущественно пироп), в небольшом количестве есть кианит, ставролит и слюды. Характерен хлорит, встречающийся не только в глинистой фракции, но и в более крупных, что связано с “примазками” на частицах минерала более тяжёлых вторичных новообразований. Но обычно в глинистых фракциях доминируют каолинит и диоктаэдрическая гидролюда $2M_1$, что также связано с обильно поступавшими в бассейны седиментации продуктами переотложения КВ терригенно-карбонатных пород PZ_1 и кластических образований PZ_2 .

Для отложений ботубинской свиты довольно обычны минералы группы эпидота, среди которых, в отличие от лапчанской свиты, доминирует эпидот. Значительно больше здесь турмалина, ставролита и кианита. Отдельные прослои насыщены чешуйками биотита, лепидомелана, мусковита и хлорита. Часто встречаются зёрна различной степени окатанности – от огранённых кристаллов до хорошо окатанных (циркон, турмалин, апатит). Выявленные особенности минерального состава отложений свидетельствуют о том, что главными среди местных источников сноса в это время были КВ основных пород PZ_2 , а роль материала из КВ терригенно-карбонатных пород была существенно меньшей.

Основное отличие пород боруллойской свиты от нижележащих отложений $C_{2-3}-P_1$ заключается в обилии слюдистых минералов – мусковита, биотита и лепидомелана. Повсеместно фиксируют минералы группы эпидота, а турмалина, граната, апатита и рутила значительно меньше. Как уже отмечено, минеральный состав базальных горизонтов этой свиты чётко отличается от остальной части разреза (см. рис. 1–4): почти совсем нет слюды и хлорита (за исключением некоторых фаций), зато резко повышены концентрации ильменита, лейкоксена, иногда альмандина. Минералов группы эпидота меньше. Сделано вывод о преобладании в период формирования отложений боруллойской свиты продуктов выветривания пород основного состава (PZ_2) и подчинённой роли КВ терригенно-карбонатных пород.

Приведенные данные дают возможность уточнить условия формирования основных стратиграфических горизонтов верхнего палеозоя для региона в целом и на этом общем фоне детальнее раскрыть специфические черты этих обстановок, а также особенности концентрации кимберлитового (в том числе алмазоносного) материала на отдельных перспективных участках. В начале среднего карбона (лапчанское время) несколько изменилась существовавшая до этого стабильная тектоническая обстановка, что привеле-

ло к эрозии повышенных участков суши и склоновой денудации, а также способствовало размыванию и переотложению продуктов КВ (а также, возможно, и перекрывающих её отложений) в делювиально-пролювиальных, озёрных и озёрно-болотных условиях. Ранее доказано [6, 14, 17–19], что делювиально-пролювиальные отложения сосредоточены преимущественно в западной и центральной частях изучаемой территории, где расчленённость рельефа наибольшая. Эти отложения тяготеют к нижней части разрезов лапчанской и ботубинской свит. Они накапливались в основном у подножья склонов палеоподнятий и в прибортовых частях. Среди описываемых толщ выделено две макрофации – делювиальных отложений и пролювиальных. В первой выявлено две фации: щебёнчатых осадков верховьев склонов и песчано-глинистых осадков подножий склонов. В макрофации пролювиальных отложений также выделено две фации: гравийно-песчаных осадков потоков конусов выноса и алеврито-глинистых осадков периферийной части шлейфов конусов выноса.

Широко развиты в разрезе лапчанской свиты озёрные и озёрно-болотные отложения, накопление которых происходило в различных палеогеографических условиях [14, 17–19]. Среди них выделено две макрофации: озёрных водоёмов речных долин; аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских долин. В первой макрофации выделено осадки двух фаций: алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоёмов и алеврито-песчаных осадков открытого мелководья озёрных водоёмов. Среди отложений второй макрофации различают осадки трёх фаций: алеврито-песчаных осадков проточных участков зарастающих озерных водоёмов, алеврито-глинистых осадков заболоченных озёрных водоёмов и алеврито-глинистых осадков застойных участков зарастающих озерных водоёмов.

Основными областями питания в лапчанское время служили местные водоразделы и склоны, поставляющие материал в прилегающие впадины. Наличие грубообломочного материала в базальных горизонтах (а в отдельных участках – и по всему разрезу) свидетельствует о некоторой расчленённости палеорельефа, что обусловило различную интенсивность эрозионных процессов. Всё это привело к широкому развитию в начале среднекаменноугольного времени ландшафтной обстановки подножий склонов и конусов выноса. Наиболее рельефно это выявлено в бассейне ручья Улахан-Курунг-Юрях, где формирование осадков лапчанской свиты началось на ограниченных площадях с выполнения мелких отрицательных форм рельефа делювиально-пролювиальными отложениями. На их склонах сформировались плохо сортированные глинисто-карбонатные образования, являющиеся в основном продуктами переотложения КВ терригенно-карбонатных пород PZ_1 . Ландшафтная обстановка склонов и конусов выноса была в пределах широкой полосы вдоль склона области денудации (Улу-Тогинское поднятие), а на юге участка (к Кюеляхской впадине) переходила в озёрно-болотную равнину. Здесь накапливались преимущественно алеврито-глинистые осадки. В прибортовых частях впадин сформировались линзы и прослои более грубозернистых отложений. На завершающем этапе лапчанского цикла седиментации происходило выравнивание древнего рельефа благодаря сокращению области размывания, расширению областей аккумуляции и развитию озёрных ландшафтов.

Вследствие ближнего сноса обломочного материала из областей размывания и аккумуляции, а также незначительной его переработки временными потоками рассеяние минералов, содержащихся в кимберлитовых породах, было ограничено. Поэтому нали-

чие в лапчанских отложениях алмазов и их минералов-спутников полностью зависит от того, были ли их источники на участках, откуда сносился местный материал [6, 11, 15].

В раннепермскую эпоху (ботуобинское время) физико-географические условия существенно изменились вследствие широкого развития континентальных ландшафтов низменной аккумулятивной равнины. Климат стал умеренным, изменился базис эрозии, что привело к размыванию различных отложений района и формированию эрозионного рельефа, пониженные элементы которого впоследствии заполнились русловым аллювием рек. Об этом свидетельствует наличие крупнообломочного материала в базальных слоях ботуобинской свиты, а также то, что ими оказались перекрыты различные горизонты верхнего–нижнего ордовика, коры выветривания и отложений, обогащённых продуктами их переотложения (лапчанская свита). В целом в раннепермское время на изученной площади были условия для формирования преимущественно песчаных фаций русел, алевроито-песчаных фаций пойм и глинисто-алевритовых участков зарастающих стариц и вторичных водоёмов пойм рек, озёрно-болотных глинисто-алевритовых и углистых фаций. Имевшиеся в то время и сохранившиеся от размывания на поднятиях (Улу-Тогинское и др.) площадные остаточные КВ терригенно-карбонатных пород PZ_1 и лапчанские отложения также были местами накопления осадков ботуобинской свиты. Однако практически весь разрез лапчанских отложений обогащён продуктами КВ, тогда как в разрезе ботуобинской свиты ими чаще всего обогащены нижние горизонты, и только на поднятиях или их склонах фиксируют наличие этих продуктов в большей части разреза [6, 11].

В это же время происходило разубоживание алмазоносного материала (накапливавшегося в аллювии рек благодаря размыванию кимберлитовых тел, КВ и продуктов их переотложения) за счёт привнесения ксеногенного кластического материала. Реки разносили алмазы и их парагенетические спутники на большее расстояние, чем в лапчанское время, поскольку транспортирующая энергия раннепермских водотоков была сильнее. Поэтому ореолы рассеяния этих минералов в ботуобинской свите были удалены от их первоисточника [1, 3, 6] и охватывали большую площадь, чем в период формирования отложений за счёт преимущественного переотложения продуктов КВ (лапчанская свита). Однако в условиях эрозионного рельефа гидродинамическая энергия водотоков была неодинаковой, и они дренировали различные породы, вследствие чего на отдельных их участках в русловом аллювии могли быть места накопления специфических осадков – либо чуждых району (преимущественно), либо местного обломочного материала. Эти последние наиболее перспективны для образования богатых россыпей алмаза [10, 16], особенно в местах сохранения под аллювием КВ кимберлитов или отложений, обогащённых продуктами их переотложения. В случае благоприятной тектонической обстановки на таких участках могло происходить вторичное обогащение аллювия алмазами за счёт продолжительного поступления сюда кимберлитового материала из различных местных источников. Это обусловило локализацию повышенной концентрации кимберлитового материала на отдельных участках, к которым приурочены высокие содержания минералов-спутников алмаза и находки самих алмазов [10]. На остальной территории описываемого района в отложениях нижней перми фиксируют только фоновое содержание кимберлитового материала.

В конце ранней перми все источники алмазов в рассматриваемом районе были перекрыты осадками, что ограничило возможность дальнейшего образования россыпей. Существующие палеогеографические обстановки обусловили развитие (кроме делювиально-пролювиальных, озёрных и озёрно-болотных отложений, аналогичных лапчан-

ским) прибрежно-бассейновых и аллювиальных толщ, характерных также для верхнепермских отложений боруллойской свиты. Прибрежно-бассейновые отложения – переходные от континентальных к бассейновым – формировались в широкой прибрежной полосе. Они повсеместно распространены среди пород ботуобинской и боруллойской свит. На изученной территории выделено две макрофации: заливно-лагунного прибрежного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. В отложениях макрофации заливно-лагунного прибрежного мелководья бассейна различают две фации: алевроито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья (в том числе заливов и лагун) и прибрежного мелководья (в том числе центральных частей заливов и лагун). В отложениях макрофации открытого подвижного мелководья бассейна выделено осадки фаций малоподвижного мелководья бассейна, сильно подвижного приустьевого мелководья бассейна (центральной части подводной дельты) и сильно подвижного мелководья бассейна (бары, косы, подводные валы и пересыпи).

В начале позднепермского времени, соответствующего накоплению отложений боруллойской свиты, положительные тектонические движения привели к оживлению эрозионной деятельности и значительному размыванию нижнепермских отложений. Эрозионная деятельность водотоков и склоновая денудация территории в этот период была значительной, а на поднятиях (Улу-Тогинское, Чернышевское и др.) – более длительной, так как здесь под верхнепермскими отложениями местами нет пород ботуобинской свиты и развиты более грубозернистые фации боруллойской свиты, причём меньшей мощности, чем во впадинах. Сначала развивались ландшафты придельтовой низменной аллювиальной равнины, а впоследствии – ландшафты прибрежно-морской равнины. Продолжавшееся опускание местности компенсировалось осадконакоплением, вследствие чего за позднепермское время в районе образовалась мощная толща в основном мелкозернистых песков. В конце поздней перми формировались преимущественно тонкозернистые фации, которые представлены пёстроцветными алевролитами и глинами, реже тонкозернистыми песками. Фиксируют значительную обогащённость нижних горизонтов верхнепалеозойских отложений продуктами КВ в пределах конседиментационных поднятий района, особенно в случае их залегания на породах PZ_1 или вблизи контакта с ними. Во впадинах (Кюеляхская, Улахан-Ботуобинская и др.) наиболее зрелый материал отлагался преимущественно в базальных слоях. Однако его было значительно меньше, чем на поднятиях, так как здесь подстилающими породами были образования ботуобинской свиты, перекрывающие древние КВ. В позднепермское время (как и в раннепермское) обломочный материал сносился с востока, то есть из районов, где развиты кластические и вулканокластические породы PZ_2 .

Анализ распределения кимберлитового материала в отложениях боруллойской свиты свидетельствует, что предшествовавшее их формированию размывание привело к раскрытию эрозионными процессами коренных и россыпных месторождений алмазов [6, 11]. Повышение базиса эрозии в начале позднепермского времени способствовало вынесению кимберлитового материала в базальные горизонты боруллойской свиты, которые впоследствии были перекрыты мощной песчаной толщей. В целом же в поздней перми условия для образования богатых россыпей алмазов были ещё более ограничены, чем в ранней перми. Россыпи могли формироваться в базальном галечном горизонте, обогащённом обломками местных пород, и только на участках его непосредственного залегания на породах кембрия и нижнего ордовика, КВ или вблизи контакта с ними. Должны были быть благоприятные тектонические условия, которые бы способствовали длительному размыванию кимберлитовых тел или алмазоносных образований

КВ, осадков, обогащённых продуктами её переотложения (лапчанская свита) и ботубинской свиты.

Ранее определено [15], что, кроме описанных выше типов отложений, в нижних частях разрезов ботубинской и боруллойской свит широко развиты аллювиальные отложения, в которых выделено две макрофации – русловых отложений и пойменных. В русловой макрофации различают три фации: гравийно-галечные осадки русла горно-равнинных рек, песчано-гравийные осадки русла равнинных рек и песчаные осадки приустьевых частей равнинных рек. Макрофация пойменных отложений обычно залегает на русловых осадках и содержит отложения двух фаций: алеврито-песчаные осадки прирусловой части поймы и глинисто-алевритовые осадки часто зарастающих стариц и вторичных водоёмов поймы.

Обычно при рассмотрении особенностей концентрации кимберлитового материала в отложениях верхнего палеозоя описываемого региона основное внимание уделяют [1, 3, 6] участкам с аномально высокой концентрацией кимберлитового материала. Он распределён здесь в полном соответствии с условиями накопления местного материала (естественно, при наличии источников этих минералов на конкретном участке). Основная масса ИМК обычно содержится в базальных слоях, тогда как в других толщах их несравненно меньше. Ярким примером может служить часть ореола в северной части МБАР [1, 3], где ИМК встречаются в базальных горизонтах ботубинской и боруллойской свит чаще, чем в аналогичных образованиях лапчанской свиты. Распределение кимберлитовых минералов на этой территории вне зависимости от стратиграфических горизонтов – это общая тенденция смены ассоциаций в выделенных ореолах с уменьшением размера зёрен в направлении с севера на юг территории. Причём степень сохранности этих минералов во всех стратиграфических горизонтах PZ_3 района средняя.

Обнаружено также, что в верхнепермских отложениях ИМК претерпели более интенсивное механическое воздействие, чем в нижнепермских. В отложениях лапчанской свиты эти минералы более корродированы из-за влияния гипергенных процессов. Особенности коррозии пиропов из отложений PZ_3 дают возможность уточнить некоторые аспекты их “докоррозионной” истории [1, 3]. В частности, в северной части описываемого алмазонасного района в корродированных пироплах надёжно зафиксированы следы их докоррозионного изменения, поскольку коррозионные процессы развиваются по округлённым, затёртым выступающим частям поверхности зёрен. Однако встречаются и зёрна, практически не затронутые коррозией, с явно механогенной поверхностью. Зачастую смесь обоих типов пиропов находят на этом участке в пробах небольшого объёма. Выявлено такую закономерность: чем сильнее проявлена коррозия, тем хуже различимы докоррозионные изменения, и наоборот. Очевидно, одни пиропы переносились, уже будучи корродированными, а затем смешивались с другими, некорродированными зёрнами. Всё это фиксируют от самых низов разреза верхнепалеозойских осадков, что даёт основания предполагать поступление части пиропов из более древних толщ. Аналогичные закономерности характерны и для пикроильменита [1, 3, 6], на зёрнах которого коррозия оставила след в виде ажурного, хрупкого рельефа, неустойчивого к механическим воздействиям; его сохранность в отложениях PZ_3 свидетельствует о незначительном переносе материала из промежуточного коллектора.

На основании изложенного можно сделать вывод, что породы лапчанской свиты обогащены продуктами переотложения древних КВ неравномерно. Для нижней части разреза характерны повышенные концентрации материала КВ терригенно-карбонатных пород и повышенная зрелость материала (судя по соотношению интенсивностей ба-

зальных отражений диоктаэдрической гидрослюды). Разнообразие аксессуарных минералов является доказательством того, что они были привнесены в бассейны седиментации позднепалеозойского времени из нескольких питающих областей, сложенных разными породами. Определено чёткие статистические зависимости между главнейшими терригенными минералами некоторых макрофаций отложений PZ_3 , что также подтверждает вывод о разнообразии источников сноса в течение позднепалеозойского этапа осадконакопления. Выявлено значимые корреляционные связи между минералами, геологическая история которых была идентичной.

В отложениях лапчанской свиты материал ближнего сноса отсортирован лучше, чем в других толщах верхнего палеозоя, в нём значительно меньше гальки кислых эффузивов. Из этого следует, что породы свиты образовались в основном за счёт размывания существующих в районе более древних и маломощных терригенных пород, где были свои специфические условия формирования ореолов рассеяния кимберлитового материала. Такое повторное размывание (хотя и в условиях ближнего сноса материала) существенно усложнило эти ореолы рассеяния, что создаёт сложности во время детальных поисков кимберлитовых тел по минералам-спутникам алмаза. Вероятно, подобная ситуация характерна и для ореолов высокой концентрации ИМК в пермских отложениях северной части района, и в целом этим обусловлены трудности поисков кимберлитовых трубок в пределах развития отложений PZ_3 северной части МБАР.

В разновозрастных верхнепалеозойских толщах изученной территории концентрация продуктов перемывания и переотложения древних КВ различна. Влияние выветрелых образований на формирование древних осадочных толщ можно оценить не только на основании петрографического изучения грубообломочного материала, но и по результатам детальных исследований минералов всех фракций. Для характеристики степени выветрелости материала можно также использовать структурные особенности слоистых силикатов, в частности, соотношение основных базальных рефлексов диоктаэдрических слюд.

В формировании верхнепалеозойских отложений определённое значение имеет терригенный материал, привнесённый из отдалённых кристаллических массивов. Однако если он и есть в этих отложениях, то, вероятнее всего, связан с переотложением из более древних (в первую очередь среднепалеозойских) толщ. Обнаружено чёткую зависимость между степенью обогащённости пород PZ_3 продуктами переотложения КВ и структурным положением конкретного участка, где могла быть благоприятная палеогеографическая обстановка (подножье склонов и конусов выноса, денудационная или денудационно-аккумулятивная равнина). Например, конседиментационные поднятия района (Чернышевское, Улу-Тогинское и др.) в течение всего позднего палеозоя служили источником местного материала для накапливающихся отложений. Важно и то, что на таких поднятиях процессы корообразования продолжались и во время размывания, и во время накопления осадков в окружающих локальных депрессиях или впадинах. Поэтому верхнепалеозойские отложения, обогащённые продуктами переотложения КВ, территориально тяготеют к таким конседиментационным палеоподнятиям и их склонам, что в случае наличия в них кимберлитового материала имеет важное поисковое значение.

Условия формирования верхнепалеозойских отложений МБАР и ДААР были похожи. В начале среднекаменноугольного времени после продолжительного корообразования существовавшие до этого стабильные тектонические условия постепенно изменялись, что привело к усилению эрозионных процессов и соответствующей расчленён-

ности рельефа. Всё это способствовало накоплению пролювиально-аллювиальных, а на склонах поднятий – делювиально-пролювиальных фаций, которые на фоне в целом полимиктовой толщи верхнепалеозойских осадков выделяются в виде маломощных и не выдержанных по площади базальных горизонтов, обогащённых высокозрелым материалом. С течением времени эрозионные процессы в регионе резко усилились, что привело сначала к значительному размыванию КВ и осадков их ближнего сноса, а затем – к формированию аллювиальной равнины, где были широко развиты озёрно-болотные водоёмы, в которые интенсивно поступал чуждый району материал. Судя по относительно тонкозернистому составу отложений (пески, алевроиты, глины), скорость течения в реках была медленной, а у рек были широкие плоские долины с блуждающими руслами и низменными заболоченными междуречьями. В конце позднего палеозоя прогибание региона привело к затоплению низовьев рек и формированию сначала аллювиально-дельтовой, а позже – прибрежно-морской равнины, где накапливались мощные однородные песчаные толщи. На завершающем этапе позднепалеозойского осадконакопления в районе уже была заболоченная низменная аллювиальная равнина. Об этом свидетельствует значительная выдержанность по площади угленосного горизонта. Поэтому в ДААР слои, обогащённые продуктами переотложения древних КВ, из-за размывания развиты фрагментарно и приурочены к базальным слоям мощной верхнепалеозойской толщи, сложенной в целом полимиктовым, обычно чуждым району материалом.

Минералы-спутники алмаза и алмазы в верхнепалеозойских отложениях ДААР встречаются повсеместно [1, 3, 6, 11]. Например, на одном из перспективных участков на фоне потока рассеяния повышенной концентрации ИМК в виде полосы (его направление соответствует региональному наклону палеорельефа с северо-востока на юго-запад) зафиксировано высокое содержание кимберлитовых минералов в мелких понижениях рельефа, где сохранился от размывания грубообломочный материал. Тут в процессе корообразования практически все пиропы подверглись гипергенной коррозии (без следов наложенного механического воздействия). На корродированных пиробах из базальных горизонтов этой полосы, обогащённых чуждым району материалом, видны следы механического воздействия, вторичного по отношению к растворению.

Подобное явление характерно здесь и для пикроильменита. В базальных горизонтах отложений PZ_3 , обогащённых местным материалом, встречаются угловатые и угловато-округлые зёрна пикроильменита с оболочкой перовскита; в отдельных разрезах они составляют до 100 % всех тяжёлых минералов. В наиболее свежих зёрнах кристаллы перовскита имеют острые рёбра и вершины, покрытые рыхлой карбонатной корочкой. Характерны также чрезвычайно рыхлые агрегатные зёрна пикроильменита, рассыпающиеся при незначительном усилии. Их поверхность покрыта тонкой белёсой корочкой вторичных продуктов, что свидетельствует о транспортировке этих продуктов переотложения древних КВ, обогащённых кимберлитовым материалом, на крайне близкое расстояние.

В базальных горизонтах верхнепалеозойской толщи, обогащённых чуждым району материалом, попадают овалы зёрна пикроильменита с тонкой шагренью на поверхности, иногда почти идеально окатанные (по ряду признаков – это максимальная степень механического воздействия). Овалы зёрна пикроильменита обычно ассоциируют с зёрнами пироба, на которых видны интенсивные механогенные изменения, что свидетельствует о значительной транспортировке этих минералов. Заметим, что наличие на отдельных зёрнах пироба следов докоррозионного изменения – это доказа-

тельство их возможного переноса до начала процесса корообразования. Изложенное подтверждает вывод предыдущих исследователей о том, что коренной источник исследуемых ИМК находится на некотором удалении от описанного участка.

На других перспективных участках ДААР распределение ИМК в базальных горизонтах отложений PZ_3 , обогащённых местным и чуждым (полимиктовым) материалом, аналогичное [1, 3]. Отличие заключается в том, что на подавляющем большинстве корродированных и не подвергшихся коррозии зёрен пироба и пикроильменита нет следов механического воздействия. Некоторые из них имеют явно выраженную магматогенную поверхность, а пиробы покрыты реликтами келифитовой оболочки или сохраняют признаки кимберлитового материала. В разной степени механогенно изменённые кимберлитовые минералы тяготеют к горизонтам полимиктового состава, хотя вблизи кимберлитовых тел и в самих этих горизонтах преобладают “свежие” зёрна и пироба, и пикроильменита. Следовательно, ореолы рассеяния с высокой концентрацией ИМК хорошей сохранности находятся вблизи известных или ещё не открытых коренных источников.

В целом локализация продуктов переотложения КВ в верхнепалеозойских отложениях ДААР, по сравнению с МБАР, довольно специфична. Это существенно облегчает проведение поисковых работ на территории района и делает их более эффективными. Здесь оконтуривание ореолов рассеяния пироба и пикроильменита привело к открытию новых кимберлитовых тел. На этом основании можно сделать вывод, что описанные ореолы ИМК и алмазов в большинстве являются первичными, то есть, не связаны с переотложением материала из более древних вторичных коллекторов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П. Поисковая минералогия алмаза / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, Н. П. Похиленко. – Новосибирск : Гео, 2010. – 650 с.
2. Зинчук Н. Н. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1981. – № 8. – С. 22–29.
3. Зинчук Н. Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1981. – № 1. – С. 36–43.
4. Зинчук Н. Н. Глинистые минералы в древних корах выветривания и продуктах их переотложения в континентальных толщах Западной Якутии / Н. Н. Зинчук // Глинистые минералы в литогенезе. – М. : МОИП, 1986. – С. 5–19.
5. Зинчук Н. Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ / Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
6. Зинчук Н. Н. Кору выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений) / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.
7. Зинчук Н. Н. Использование верхнепалеозойских минералогических комплексов при прогнозно-поисковых работах на алмазы (на примере основных алмазоносных районов Сибирской платформы) / Н. Н. Зинчук // Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей : 5 междунар. науч.-практ. конф. : труды. – Киев : Наук. думка, 2009. – С. 25–33.

8. Зинчук Н. Н. Петрографические особенности верхнепалеозойских алмазоносных отложений Якутской кимберлитовой провинции / Н. Н. Зинчук // Современные проблемы геологии : [сб. науч. трудов, посвященных 155-летию со дня рождения акад. П. А. Тутковского]. – Киев : ННПМ НАНУ, 2013. – С. 219–233.
9. Зинчук Н. Н. О постседиментационных преобразованиях верхнепалеозойских осадочных отложений в основных алмазоносных районах Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической среде : 7 Всерос. литол. совещ. : материалы. – Новосибирск : ИНГТ СО РАН, 2013. – С. 332–336.
10. Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
11. Зинчук Н. Н. Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис, Ю. Т. Яныгин. – Мирный : МГТ, 2004. – 172 с.
12. Зинчук Н. Н. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, Е. И. Борис. – М. : Недра, 1983. – 196 с.
13. Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении / Ю. П. Казанский. – М. : Наука, 1969. – 126 с.
14. Литология и палеогеография верхнепалеозойских отложений бассейна среднего течения р. Вилюй / В. И. Тараненко, Е. И. Борис, А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук. – М. : ВИНТИ, 1975. – 43 с.
15. О влиянии фациальных условий накопления верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы на их минеральный состав / В. А. Хмелевский, Н. Н. Зинчук, Р. А. Затхей, В. И. Тараненко. – М. : ВИНТИ, 1978. – 28 с.
16. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза / Ю. Л. Орлов. – М. : Наука, 1984. – 264 с.
17. Павлов С. Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна / С. Ф. Павлов. – Новосибирск : Наука, 1974. – 172 с.
18. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания / В. П. Петров. – М. : Недра, 1967. – 343 с.
19. Тараненко В. И. Сравнительная характеристика вещественного состава верхнепалеозойских отложений правобережья р. Вилюй (Западная Якутия) / В. И. Тараненко, Н. Н. Зинчук, В. А. Хмелевский. – М. : ВИНТИ, 1976. – 44 с.
20. Файнштейн Г. Х. Коры выветривания и их роль в россыпном рудообразовании осадочного чехла Сибирской платформы / Г. Х. Файнштейн // Рудоносные коры выветривания. – М. : Наука, 1974. – С. 271–277.

*Стаття: надійшла до редакції 03.05.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МАТЕРІАЛУ В ДАВНІХ АЛМАЗОНОСНИХ ТОВЩАХ СИБІРСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

М. Зінчук

*Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),
вул. Леніна, 4/1, 678170 м. Мирний, РФ
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Наведено результати вивчення верхньопалеозойських осадових товщ головних алмазонасних районів Сибірської платформи – Малоботуобінського й Далдино-Алакитського. Досліджено відклади лапчанської (C_{2-3l}), ботуобінської (P_{1bt}) та боруллойської (P_{2br}) світ.

Породи лапчанської світи збагачені продуктами перевідкладання давніх кір звітрювання нерівномірно. Для нижньої частини розрізу характерні підвищені концентрації матеріалу кір звітрювання теригенно-карбонатних порід і вища зрілість матеріалу. Різноманіття акцесорних мінералів є доказом того, що вони були привнесені в басейни седиментації пізньопалеозойського часу з декількох живильних провінцій, складених різними породами. У відкладах світи матеріал ближнього знесення відсортований ліпше, ніж в інших товщах верхнього палеозою; він містить значно менше гальки кислих ефузивних порід. З цього випливає, що породи світи утворилися, головню, завдяки розмиванню наявних у районі давніших і малопотужних теригенних порід, де були свої специфічні умови формування ореолів розсіяння кімберлітового матеріалу. Таке повторне розмивання суттєво ускладнило ці ореоли розсіяння, що, своєю чергою, ускладнює детальні розшуки кімберлітових тіл за мінералами-супутниками алмазу.

Зафіксовано тісні кореляційні зв'язки між мінералами верхньопалеозойських відкладів, що мають спільну геологічну історію. Кількість теригенних мінералів значно коливається залежно від фаціальної обстановки формування відкладів та, часто, від типу осадів у межах однієї й тієї ж фації. Мінеральний склад відкладів PZ_3 за розрізом змінюється, що пов'язано, передусім, з особливостями концентрації в них продуктів перемивання й перевідкладання давніх кір звітрювання, поширених у регіоні. Загальна закономірність розподілу мінералів кімберлітового генезису в досліджених стратиграфічних горизонтах – це концентрація основної маси таких мінералів у базальних шарах, а в решті розрізу їх значно менше.

Доведено, що умови формування верхньопалеозойських відкладів Малоботуобінського й Далдино-Алакитського алмазонасних районів були подібні. Проте локалізація продуктів перевідкладання кір звітрювання у цих відкладах Далдино-Алакитського району (порівняно з Малоботуобінським) доволі специфічна. Це суттєво полегшує розшукові роботи на території району, і вони стають ефективнішими. Завдяки оконтуреним тут ореолам розсіяння піропу й пікроільменіту відкрито нові кімберлітові тіла. На цій підставі зроблено висновок, що виявлені ореоли алмазу та його індикаторних мінералів-супутників здебільшого первинні, тобто не пов'язані з перевідкладанням матеріалу з давніших вторинних колекторів.

Ключові слова: мінералогія, мінерагенія алмазу, алотигенні й аутигенні мінерали, кора звітрювання, кімберліти, верхній палеозой, Сибірська платформа.

MINERALOGICAL FEATURES OF MATERIAL IN ANCIENT DIAMOND-BEARING STRATA OF THE SIBERIAN PLATFORM

N. Zinchuk

*West-Yakut Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences,
4/1, Lenin St., 678170 Mirnyi, Russia
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

The results of the study of the Upper Palaeozoic sedimentary sequences of the main diamondiferous regions of the Siberian Platform – Malobotuobinsky and Daldyno-Alakitsky – are presented. The deposits of Lapchanskaya (C_{2-3l}), Botuobinskaya (P_{1bt}) and Borulloyskaya (P_{2br}) suites have been studied.

The rocks of the Lapchanskaya suite are enriched in products of redeposition of the ancient crusts of weathering unevenly. The lower part of the section is characterized by elevated concentrations of terrigenous-carbonate rocks weathering material and an increased maturity of the material. The variety of accessory minerals is proof that they were introduced into sedimentation basins of Late Palaeozoic time from several supplying provinces composed of different rocks. In the deposits of the suite, the material of near removal is sorted better than in the other strata of the Upper Palaeozoic; it contains much less pebbles of acidic effusive rocks. From this it follows that the rocks of the suite were formed mainly by washing out of existing in the region older and small-thick terrigenous rocks, where there were specific conditions for the formation of kimberlite material dispersion halos. Such repeated erosion greatly complicated these dispersion halos, which, in turn, complicates the detailed prospecting of kimberlite bodies by diamond minerals-satellites.

Close correlation relationships between the minerals in the Upper Palaeozoic deposits, which have a common geological history, are recorded. The amount of terrigenous minerals varies considerably, depending not only on the facial conditions of deposit formation, but also on the type of sediments within the same facies. The mineral composition of PZ_3 deposits varies in the section, which is primarily due to the peculiarities of the concentration in them of the products of erosion and redeposition of ancient weathering crusts, widely developed in the region. The general pattern of kimberlite genesis minerals distribution in the studied stratigraphic horizons is the concentration of the bulk of such minerals in the basal layers, and in the rest of the section they are much less.

It is proved that the conditions for the formation of the Upper Palaeozoic deposits in Malobotuobinsky and Daldyno-Alakitsky diamondiferous regions were similar. However, the localization of the weathering crust redeposition products in the Upper Palaeozoic deposits of the Daldyno-Alakitsky region, in comparison with the Malobotuobinsky, is rather specific. This greatly facilitates the prospecting works on the territory of the region and makes them more effective. Delineation of the dispersion halos of pyrope and picroilmenite led to the discovery here of new kimberlite bodies. On this basis, it can be concluded that the revealed halos of diamond and its indicator minerals-satellites are mostly primary, that is, they are not related to redeposition of material from older secondary containers.

Key words: mineralogy, minerageny of diamond, allothigene and authigenous minerals, crust of weathering, kimberlites, Upper Palaeozoic, Siberian Platform.

UDC 552.51:549:553.81(477.42)

**FRACTIONAL STRUCTURE AND MINERALOGICAL FEATURES
OF PSEPHYTIC DEPOSITS – POTENTIAL RESERVOIRS
OF DIAMOND IN THE NORTH-WESTERN PART
OF THE UKRAINIAN SHIELD.
Part 2. USIVSKA AREA**

Ye. Slyvko, N. Razumeieva, O. Bura

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: emslivko@i.ua*

Geologists of Zhytomyrska Geological Exploration Expedition have allocated the Usivska area (48 m²) in the headstream of the rivers Chervonka and Kovanka (the watershed part of the Ovrutska elevation). The area was designed to prospect the rocks of alkaline-ultrabasic composition. The reason for this are: (1) high contrast stray fluxes of pyrope (20–30 times greater than background); (2) a number of local low-magnetic anomalies of isometric and slightly elongated form; (3) presence of dykes of “post-Ovruch” age. Within the area, prospecting drilling was conducted and the series of prospecting holes was excavated with the sampling of lumps of rocks and large-volume samples. On the basis of comprehensive studies of rocks granulometric composition, their lithological peculiarities, composition of heavy fractions and typomorphic features of paragenetic diamond satellites it has been determined that in our case we are dealing with a material of non-diamond-bearing facies, which, in addition, has undergone a long transit route and repeated redeposition. Two different sizes mineral associations have been clearly identified for some lithological varieties of the rocks: coarse-grained staurolite–ilmenite–garnet and finer tourmaline–topaz–ilmenite–staurolite. Presented material indicates the arrival of individual clastogenic minerals from sources that had been located at different distances from the site of minerals burial. We did not find mineralogical signs of igneous sources of alkaline-ultrabasic composition, and rare grains of pyroxene, found in sedimentary deposits, are quite comparable to pyroxenes from the crystalline basement rocks.

Key words: diamond, paragenetic minerals-satellites, alkaline-ultrabasic rocks, terrigenous rocks, granulometric analysis, typomorphic features of minerals, Ovrutska elevation.

Usivskiyi nose is the most raised in the present relief watershed part of the Ovrutska elevation. Here in the headstream of the rivers Chervonka and Kovanka, the geologists of Zhytomyrska Geological Exploration Expedition found during the search and survey works (1980-ies) high contrast stray fluxes of pyrope – 20–30 times greater than background. Within the nose in the square 48 km², the magnetic prospecting was completed (1:50 000). Thanks to them, a number of local low-magnetic anomalies of isometric and slightly elongated form was revealed, which can be interpreted as the bodies of basic and ultrabasic rocks. Restriction of pyrope to the headstream of the rivers, the presence of (1) geophysical anomalies of isometric form and (2) the dykes of “post-Ovruch” age – all this became the basis for the forecasting of alkaline-ultrabasic bodies in described region. Therefore, within the Usivska area, prospecting

drilling was conducted and the series of prospecting holes was excavated with the sampling of lumps of rocks and large-volume samples.

The material of these samples (after appropriate processing and enrichment at enrichment plant of Rivnenska Geological Exploration Expedition) was the subject of our research. The purpose of research was to determine the genesis of rock and lithofacies features of diamond and its satellites localization for signs of alkaline ultrabasic magmatism.

Clay horizon of 18 m has been striped by one well and one pit in the southern part of Usivska area (within the geophysical anomaly N 9); it overlaps quartzite-sandstones of Tovkachivska suite. The lower part of the horizon has been studied mainly in the samples from the well, and the upper (up to 10.9 m) – in the large-volume samples collected in the pit.

Granulometric composition of the rocks from the well log is shown in Table 1. Two lithological varieties of the rocks have been distinguished – sands, sometimes poorly cemented into sandstone, and clays containing different amounts of gravel and pebble material (generally 10 %, sometimes up to 30 %). Sands of the most upper and lower parts of the geological section belong to clay-aleuritic and aleurite-clayey varieties with small admixture of gravel and pebble material; at the depth of 13.5–14.0 m, the sands contain thin layer of psephytic rock. The middle part of the section is represented by aleuritic and high aleuritic clays which contain only 1–2 % of gravel material. All the rocks are high ferruginized, and the degree of ferruginization increases with depth. There is a loam layer at the top of the section that has been defined in samples from the pits excavated within the territory of other magnetic anomalies.

Table 1

Granulometric composition of the rocks from clayey horizon, %

Number of the sample	Depth of sampling, m	Size classes, mm					
		> 1.0	0.5–1.0	0.25–0.50	0.10–0.25	0.01–0.10	0.001–0.010
1	1.2	3.1	7.0	24.6	26.6	19.4	19.3
1*	8.0	3.4	1.7	24.3	17.8	39.6	19.0
2	9.5	1.9	0.3	1.9	4.6	23.4	67.9
3	11.0	0.3	0.3	1.7	4.6	40.1	53.0
3*	11.0	26.8**	1.1	1.3	6.3	64.4	15.0
4	13.5–14.0	3.8	1.8	7.8	20.7	18.4	24.4
4*	15.0	3.0	1.0	1.7	34.1	29.4	21.6
5	17.0	4.6	0.7	21.7	44.1	16.3	14.2
5*	19.0		1.2	12.2	38.3	22.9	14.4

*Results of V. Pohrebnyi (Dnipropetrovsk branch of the Institute of Mineral Resources, 1988).

**The distribution in the classes of gravel and pebble size, %: 10–20 mm – 9.1; 2–10 – 16.0; 1–2 – 1.7.

The capacity of all rocks varieties in different parts the Usivska areas varies, especially the clay layer: it is minimal in the eastern margin of the area – 3 m and in western direction increases from 6–7 to 9.7 m. The maximum capacity of loam (4.8 m) and sand (5.9 m) is in the southern part of Usivskyi nose.

U. Fenoshyna calculated (1989) such granulometric ratios according to the results of mentioned rocks granulometric analysis: (1) the average median particle size M_d ; (2) coefficient of asymmetry K_a (if $K_a > 1$, the fine fraction dominates in sediment, if $K_a < 1$ – the coarse); (3) coefficient of sorting K_c ($K_c < 2.5$ – well sorted sands and aleurites, 2.5–4.5 – medium

sorted, > 4.5 – poorly sorted); (4) the degree of sediments sorting H , (0.0–0.1 – perfectly sorted sediment, 0.10–0.25 – well sorted, 0.25–0.50 – medium sorted, 0.50–0.75 – poorly sorted, 0.75–0.90 – unsorted, 0.9–1.0 – absolutely unsorted).

The following conclusions can be made on the basis of the results of granulometric analysis and calculated granulometric ratios. The sediments of upper and lower parts of the section have been formed in the environment with high dynamic activity of transporting flow. Such conditions were possible in the case of forming of the fluvial alluvium, which transformed in the floodplain alluvial facies and in proluvium sediments. High dynamic activity of sediment accumulation environment defines the participation in it of the material both near and distant sources of removal. Clay sediments of the middle part of the section have been formed apparently during the attenuation of the flow activity. All this leads to the following conclusion that mainly the material of nearby sources participated in the accumulation of sediments.

Lithological characteristics and composition of terrigenous rocks clastic component have been studied in more detail from the material of granulometric fractions isolated from the samples during their mechanical analysis.

The fraction > 1 mm is represented by the debris of intensively ferruginized brown, brownish-yellow, ochreous-yellow sandstone and well-rounded grains of milky white and gray quartz. Acute or slightly rounded quartz grains, full of inclusions and covered with a thin skin of iron hydroxides, predominate in sand size grade and well-rounded isometric grains of colourless quartz and their fragments – in aleurite size grade. Occasionally there are quartz grains of irregular shape, gray, dark gray, gel-like, transparent, with dull surface, and intensively altered gray feldspar grains of rod-like shape. Coarse-grained material of clays and loams is represented by iron hydroxides, goethite and rare magnetite. Iron hydroxides are in the form of septarian nodules, which have different shades brown colour, irregularly sharply angled, oval, sometimes round shape and size to 3.5–4.0 mm.

Composition of *pelitic fractions* (< 0.01 mm) was determined by X-ray, thermal, chemical and other analysis. Note that a large number of fine-dispersive (X-ray-amorphous) hydroxides of iron in the samples significantly affect the clarity of the diffraction pattern that is why we treated the test material with the oxalic acid and then analyze it again. We discovered in the samples quartz, ferri-halloysite, pyrophyllite, Na-montmorillonite, mixed-layered phases and interlayer-deficient mica. Ferri-halloysite has been identified by the thermal analysis; Na-montmorillonite has been formed under the influence of oxalic acid, which led to the removal of calcium from the inter-packet layers. Exchange calcium in studied montmorillonite has been fixed on the thermogram of the acid-treated samples due to slight endothermic effect at temperature 220 °C. The degree of montmorillonite structure perfection decreases during formation of mixed-layered phases. The proportion of mentioned minerals varies in geological section. In particular, the content of quartz increases from bottom to top, and the content of ferri-halloysite decreases; pyrophyllite is only in the lower part of the section and in the upper sand layer. Montmorillonite is confined to the lower part of the section, and up for the section instead of it mixed-layered phases of kaolinite-montmorillonite composition and X-ray-amorphous (gel-like) ferri-halloysite appear. Interlayer-deficient mica has been found in the top layer of sand.

Most likely these minerals are the material of redeposited crust of weathering. This crust of weathering has been formed of the basic rocks enriched with Ca, Al and Fe (hence the presence of montmorillonite, ferri-halloysite and abundant iron hydroxides). Interlayer-deficient mica and pyrophyllite are, probably, of allothigene origin, and changes of their ratio in the

geological section have been caused by the composition of rocks which have been eroded within the drainage system area.

It is known [3] that due to certain geochemical parameters – the ratio of individual oxides ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) – it is possible to determine the physical and chemical (climatic) conditions of weathering and to evaluate the intensity of chemical weathering on the continent. The results of chemical analysis of clay rocks pelitic fraction showed that the Al_2O_3 content ranges in them from 18.34 to 28.88 wt % and TiO_2 – from 0.60 to 0.90 wt %, moreover the content of both oxide increases with depth. The quantity of K_2O sharply decreases with depth – from 1.69 to 0.30 wt %. The content of MnO (0.05–0.08 wt %), MgO (0.20–0.60), CaO (1.12–1.40) and Na_2O (0.26–0.33 wt %) is approximately the same, and in the distribution of Fe_2O_3 and FeO (0.23–0.71 and 5.81–12.55 wt %, respectively), no laws have been found. Obtained according to chemical analysis values of geochemical parameters are somewhat contradictory. In particular, the value of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 56\text{--}96$ indicates a medium and a high degree of clay substance chemical differentiation and value of $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – up to 5 – a low one. The value of the ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ – from 24.9 to 32.1 – is typical for the alkalescent conditions of sediments accumulation environment and the climate transition from humid to arid.

Material composition and factional structure of the heavy fraction of the clay horizon rocks we studied in eight mineralogical samples taken from well and 17 large-volume samples from pits. Material of mineralogical samples heavy fraction was divided by size into four classes, which made it possible, firstly, to characterize the composition and fractional structure of all lithological varieties of the rocks, and, secondly, – to find out the features of changes of different-sized heavy minerals in all the section of exposed sediments.

Heavy fraction of the size of 0.2–0.5 mm has been isolated from large-volume samples and separately – electromagnetic fraction from jigging concentrates of the size of 0.5–1.0 mm. Mineralogical studies have been performed only for the material 0.25–1.00 mm – the most informative for investigative purpose.

The content of the heavy fraction in rocks is extremely uneven: at the bottoms of the section – the smallest (130 g/t), higher (to a depth of 8 m) increases almost twice (240–260), even higher increases almost six times (up to 782 g/t) and in the top meter layer of sand reaches 4 kg/t. Granulometric composition of heavy fraction also varies: the content of gravel and coarse-grained material at the bottom of the section is about 25 %; higher (to a depth of 8 m), it abruptly rises to 45 % and in the upper part of the section – crushingly low – 5 %.

The mineral composition of heavy fraction is quite uniform. In size fraction > 0.5 mm, ilmenite, garnet, tourmaline, staurolite and hydroxides of iron have been diagnosed; sometimes there are pyrite, leucoxene and rock fragments. Iron hydroxides appear from the depth of 1 m, and in the interval 11–13 m they represent 94 % of the weight of the heavy fraction 0.5–1.0 mm. In smaller fractions along with mentioned minerals, there are topaz, kyanite, rutile and zircon; moreover topaz and kyanite dominate in the fraction 0.25–0.50 mm and rutile, zircon, leucoxene – in the fraction 0.10–0.25 mm.

To study the distribution of minerals in the sequence we used a method of N. Hrabetskaia [4, 5]. We determined the distribution by particle size classes of the amount of stable minerals and each mineral alone. It turned out that it's different in the upper, middle and lower parts of the section. There are three groups of stable minerals that clearly differ in size and genetic affiliation: (1) inequigranular (from 1.0 to 0.5 mm) minerals – garnet, ilmenite, tourmaline, staurolite, leucoxene; (2) medium- and fine-grained (0.5–0.1 mm) – topaz and kyanite; (3) fine- and close-grained (0.25–0.05 mm) – zircon and rutile. Four mineral associations have

been allocated (if the mineral content over 5 %) by the character of mineral distribution in the section: (1) medium-grained garnet–staurolite–topaz–leucoxene–rutile–zircon–ilmenite – at the bottom of the section; (2) fine- and close-grained ilmenite–zircon – in the middle of the section; (3) inequigranular topaz–leucoxene–rutile–tourmaline–staurolite–zircon–ilmenite – at the top of the section; (4) inequigranular topaz–staurolite–zircon–ilmenite–garnet – in the top layer of sand.

According to [5], the most informative indicators for determining the genetic affinity of sediments is the character of distribution of the persistent minerals amount by size and the gravitational accumulation coefficient (GAC). In particular, a sharp increase in the content of resistant minerals from large to small (as defined for the studied rocks) is characteristic of coastal-marine sediments, etc. Consequently, the different character of the distribution of the stable minerals amount by size and GAC in the samples of the upper, middle and lower parts of the section indicates that the deposition of the material in each part has been occurred under slightly different dynamic conditions.

The results of the study of large-volume samples showed the following. The content of heavy fraction in the size of 0.2–1.0 mm varies greatly both in the section of the same rocks and in the area of their development, that is within the limits of individual magnetic anomalies. In particular, the maximum content 410.86 g/t was defined in loams of one anomaly at a depth of 8.4–10.9 m, as well as in the sands of the upper strata of another anomaly (402.5 g/t at a depth of 2.0–3.5 m). However, in the same loams, the average yield of a heavy fraction, although the highest (in comparison with other rocks), but very variable in area – decreases to 70.55 and 65.07 g/t. In the actual clays, the content of heavy fraction is generally low – varies in the area from 18.0 to 74.3 g/t, but in some places it increases to 114.0 and even 277.5 g/t. Characteristically, that the content of heavy fraction in the clays decreases with the depth, for example, within one anomaly – from 57.8 (4.9–8.0 m) to 18.0 g/t (8.0–9.5 m), within the limits of the other one – from 41.9 (5.8–8.8 m) to 27.8 g/t (8.8–11.8 m). And one more regularity is that in the heavy fraction of all lithological varieties of rocks, prevailing (50–70 %) material has the size of 0.20–0.25 mm.

Staurolite in the studied rocks is represented by several varieties. Subrounded transparent clear brilliant bright orange, yellow-, dark-, brownish-orange grains occur in variable quantity throughout the section, and in smaller fractions they are more than in large ones. Optical characteristics: $n_g' = 1.750$; $n_p' = 1.740$, pleochroism is from clear-yellow to honey-yellow. Less commonly there are angularly-irregular subrounded grains of brown to almost black colour (due to the abundance of another mineral black inclusions); $n_g' = 1.758$; $n_p' = 1.748$; pleochroism is not visible; element cell parameters, nm: $a = 0,7878 \pm 0,0007$, $b = 1,6682 \pm 0,0026$, $c = 0,5654 \pm 0,0005$. Much less often, but throughout the section, there are translucent grains of dark gray-brown, gray-orange, greenish-brown colour with greasy lustre. Grain surface is uneven, sometimes sugary, pitted. Such staurolite is more in a fraction with a density of $< 3.60 \text{ g/cm}^3$. It contains Th, La (up to $3 \cdot 10^{-3} \%$), Hf, Pb, Sn, which are not detected in transparent staurolite. Optical characteristics: $n_g' = 1.752$ – 1.754 ; $n_p' = 1.740$, pleochroism is from grayish-brown to dark brown; element cell parameters, nm: $a = 0.7856 \pm 0.0011$, $b = 1.6568 \pm 0.0016$, $c = 0.5623 \pm 0.0015$. It is characteristic that staurolite is the most quantitatively variable mineral in the section: its content increases from bottom to top; the maximum content (48 g/t) is in the loams of the northern and southern parts of the studied territory.

Garnets are represented by grains of pink-, orange-, reddish-pink, pinkish-orange, orange, orange-red, red, lilac and purple colour. The degree of roundness is different: larger

grains are angular, smaller ones – subrounded and rounded. The mineral is unevenly distributed in rocks, but in the sands that crowned the section its content is substantially increased.

The following results are based on the study of about 8,000 pyrope grains (U. Fenoshyna took an active part in the studies). Grains are distributed in size as follows: there is no pyrope in the fraction > 1 mm; 0.7–0.5 mm – 1 % (most of it in loams), 0.50–0.25 – 65 % (characteristic for clays and prevails in the sands of the section upper part), 0.25–0.20 mm – 34 % (characteristic for loams, “top” clays and sandstones of Tovkachivska suite).

Pink grains predominate over the colour, especially in the fraction 0.25–0.50 mm. The refractive index of pink pyrope n fluctuates within 1.745–1.755, very rarely – 1.760; for purple pyrope the predominant value of n is 1.745–1.750, occasionally increasing to 1.765, moreover the grains have the effect of dichroism. The bulk of orange pyrope grains have n in the range of 1.751–1.755, and the red one is 1.761–1.765. The most colourful pyrope has been found in the sands of the section upper part, but in general pink varieties dominate in all the rocks.

The shape of pyrope grains is irregular, irregularly-rounded, somewhat flattened or elongated, sometimes isometric; more rare, are the grains in the form of triangular subrounded fragments. The grains are usually whole, monolithic, the degree of roundness varies – there are poorly rounded, sub- and well-rounded and angular grains. The surface is shiny, smooth, polished and matte, less rough, sometimes with a silky chatoyancy. Mechanical potholes or hilly or dug-like sculpture of chemical origin are noticeable. Some grains are cracked, and the cracks are only visible under a microscope. Black point inclusions are rare.

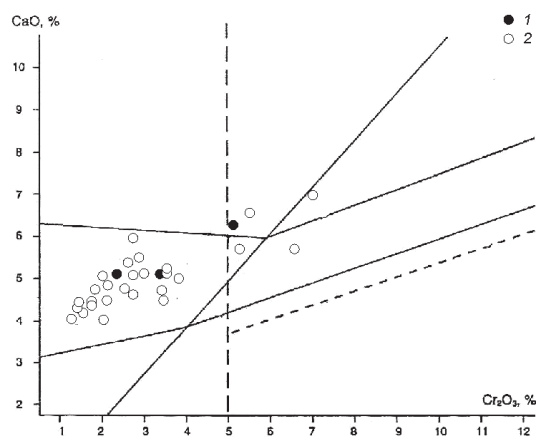
Thus, among studied pyrope grains, small grains (< 0.5 mm) predominate, which, moreover, have traces of intensive mechanical influence (high degree of roundness and smooth polished surface). Therefore, it is most likely that the bulk of the pyrope has been deposited in the clay horizon of the Usivska area or after prolonged transport from the primary sources, or after repeated redeposition from older intermediate collectors.

The results of partial micro-X-ray spectral analysis* of purple pyrope grains and the diagram of Cr_2O_3 –CaO (see Figure) show that by composition the studied pyrope correspond to pyrope of lherzolite paragenesis.

Spinelids are represented by spinels and chrome-spinellids, which occur throughout the section in all size fractions. *Spinel* is available in the form of rounded grains of gray, blue, pink, lilac colour and matte surface. *Chrome-spinellids* in all lithological varieties of rocks are contained in the weight range of 0.2–0.4 g/t, but their content grows from the bottom up to the section: their maximum concentration (1.2 g/t) is in the sands of the upper part. Most of the grains are well rounded; they have round, irregularly round, slightly flattened and oval shape. Separate grains of a size > 0.5 mm have elements of crystallographic faceting – relicts of faces and habit of the octahedron, the fins and vertices of which are smoothed. The surface of the grains is smooth, thin-rough, with individual potholes and dents, occasionally finely-tufted. The colour is black, chatoyancy is or dull, or resinous, the lustre on the fracture planes is strong metalline.

Results of partial micro-X-ray spectral analysis of five spinellid grains (Table 2) showed that they differ significantly in chemical composition. According to the binary diagrams Cr_2O_3 – TiO_2 and Cr_2O_3 – Al_2O_3 , the figurative points of the studied grains fall into the fields of different genetic type spinellids: chromite of stratiform ultrabasic rocks, alumochromite from inclusions in the Yakut kimberlite pipes, alumomagnetite and hercinitite.

*These and other micro-X-ray spectral analyzes used in the article have been performed at the Institute of Geology of the Yakut Branch of the Siberian Branch of the RAS, Yakutsk.



The position of figurative points of the composition of Cr-containing pyrope from the Usivska area rocks in the diagram Cr_2O_3 – CaO :

1 – our data; 2 – data of S. Tsymbal (pyrope grains have been selected from the heavy fraction of two large-volume samples, 1989).

Table 2
The results of partial microprobe analysis of spinellids from clay horizon of Usivska area

Number of the analysis	Content, mass %		
	Al_2O_3	Cr_2O_3	TiO_2
122/3-10	13.35	51.58	0.48
122/3-11	28.92	0.20	0.49
152-12	12.49	30.68	3.70
152-14	19.73	40.35	1.49
152-15	49.72	0.21	0.63

Consequently, chrome-spinellid grains from the clay horizon rocks of Usivska area not only externally but also in composition are similar to the grains that we have found in the deposits of other areas and in the rocks of the Bilokorovytska structure [5–7, etc.].

Ilmenite in the studied rocks is represented by four varieties. *Ilmenite-1* (the so-called rounded), unevenly distributed in the deposits, is in the form of rounded and subrounded grains of oval, round form; larger grains are less rounded and have the relics of angular habit. The colour is iron-black, gray-black, luster is metalline; grains with traces of leucoxenization are black and brown. The surface of grains is smooth or slightly rough, often in pits and pot-holes. *Ilmenite-2* (“fragmented”), also unevenly distributed – there are non-rounded or poorly rounded angular, acute-angled fragments of iron-black, gray-black, more rarely gray-brown colour and conchoidal fracture. Leucoxenization is manifested less than in ilmenite-1. *Ilmenite-3* (“shiny”) is sporadically found in the variable amount; it is represented by subrounded and rounded grains of a thick-tabular or lamellar shape and with a distinctive parting by basal plane. The colour is iron-black, the lustre is strong metallic. The mineral is not leucoxenized at all. *Ilmenite-4* (“leached”) is available in subrounded, rarely rounded grains with a porous, as if leached surface, often leucoxenized. The colour is gray-black, iron-black; the lustre is metalline, chatoyancy – dull. Such ilmenite occurs only in the rocks of the section upper part – in sands and loams, and its content decreases from larger sized fractions to smaller ones.

We have studied 2,946 ilmenite grains, which were selected from the heavy fractions (0.5–1.0 mm) of large-volume samples, by the method of thermoelectric power: 1,022 grains have different meanings of thermoelectric power, in the remaining grains the conductivity is “zero”. Only in 40 grains, we have recorded the minimum (± 100 mV/°C) negative and positive (36 grains) values of thermoelectric power, typical for microilmenite. Most of these grains belong to ilmenite-4 (“leached”) confined to the loams and clays of the Usivska area eastern outskirts.

It is known that for the knowledge and genetic interpretation of the peculiarities of terrigenous minerals distribution in sedimentary strata, it is important to identify the statistical laws of the correlation between the individual minerals [2]. Therefore, we performed a statistical processing of available mineralogical results on materials of large-volume sampling. The results showed that for $r_{0.05} = 0.45$ ($n = 19$), significant correlations are between topaz and kyanite ($r = 0.65$), between two varieties of staurolite (0.63) and garnet and pyrope (up to 0.5 mm) and weaker correlations – between topaz and pyrope (> 0.5 mm) ($r = 0.47$). Strong isolation of each mineral is revealed by the distribution of signs in the fields of factors F_1 – F_2 ; depending on the influence of individual factors, minerals are grouped into two such associations: kyanite–tourmaline–pyrope +0.5 mm and staurolite-1–staurolite-2 (in the field of F_1 positive values) and topaz–ilmenite-2 (“fragmented”)–pyrope +0.5 mm (in the field of F_2 positive values). In the fields of factors F_1 – F_3 , the distribution of the contents of the studied variables is due to the influence of the factors F_1 and F_3 : the samples have been grouped, mainly, according to the granulometric composition of the studied rocks (factor F_1) and differ according to the belonging to anomalies of the eastern and western parts of the Usivska area (factor F_3). All these associations belong to the fifth heavy concentrate-mineralogical type (according to V. Afanasiev [1]), which corresponds to unpromising prospecting conditions.

Thus, the study of the typomorphic features of paragenetic diamond satellites on the territory under study showed that in our case we are dealing with a material of non-diamond-bearing facies, which, in addition, has undergone a long transit route and, apparently, a repeated redeposition. Two different sizes mineral associations have been clearly identified for some lithological varieties of the rocks: coarse-grained staurolite–ilmenite–garnet and finer tourmaline–topaz–ilmenite–staurolite. Presented material indicates the arrival of individual clastogenic minerals from sources that had been located at different distances from the site of minerals burial. We did not find mineralogical signs of igneous sources of alkaline-ultrabasic composition, and rare grains of pyroxene, found in sedimentary deposits, are quite comparable to pyroxenes from the crystalline basement rocks.

REFERENCES

1. Афанасьев В. П. Типизация шлихо-минералогических поисковых обстановок Якутской алмазоносной провинции / В. П. Афанасьев // Советская геология. – 1989. – № 1. – С. 24–33.
2. Бергер М. Г. Терригенная минералогия / М. Г. Бергер. – М. : Недра, 1986. – 228 с.
3. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза / [отв. ред. Е. П. Акульшина]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1976. – 188 с. – (Тр. Ин-та геологии и геофизики / АН СССР. Сиб. отд-ние ; Вып. 223).
4. Грабецкая Н. А. Особенности вещественного состава покровных отложений и роль природных факторов в их формировании : автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геогр. наук / Н. А. Грабецкая. – М., 1971. – 25 с.

5. Грабецкая Н. А. Опыт применения комплексного литолого-минералогического анализа для установления условий формирования осадков пролива Лонга (Чукотское море) / Н. А. Грабецкая, Ю. А. Павлидис // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. – М. : Наука, 1982. – С. 76–92.
6. Матковський О. І. Мінералогічні особливості конгломератів Білокоровицької структури (північно-західна частина Українського щита) / О. І. Матковський, Є. М. Сливко // Записки Укр. мінерал. т-ва. – 2015. – Т. 12. – С. 23–53.
7. Феношин У. І. Алмази та їхні мінерали-супутники в конгломератах Білокоровицької структури (північно-західна частина Українського щита) / У. І. Феношин, Є. М. Сливко // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1999. – Вип. 14. – С. 86–93.
8. Slyvko Ye. Fractional structure and mineralogical features of psephytic deposits – potential reservoirs of diamond in the north-western part of the Ukrainian shield. Part 1. Prypiatska area / Ye. Slyvko, N. Razumieieva // Мінерал. зб. – 2017. – № 67, вип. 1. – С. 66–73.

*Стаття: надійшла до редакції 11.05.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

ФРАКЦІЙНА СТРУКТУРА І МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГРУБОУЛАМКОВИХ ВІДКЛАДІВ – МОЖЛИВИХ КОЛЕКТОРІВ АЛМАЗУ У ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА. Ч. 2. УСІВСЬКА ДІЛЯНКА

Є. Сливко, Н. Разумеєва, О. Бура

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: emslivko@i.ua*

Усівську ділянку площею 48 км² виділили у верхів'ях рік Червонка й Кованка (вододільна частина Овруцької височини) геологи Житомирської ГРЕ для розшуків порід лужно-ультраосновного складу. Підставою для цього стали виявлені висококонтрастні потоки розсіяння піропу (у 20–30 разів більші від фонових) і наявність локальних слабо магнітних аномалій ізометричної, ледь витягнутої форми та “післяовруцьких” дайок. У межах ділянки виконано розшукове буріння з відбиранням штупних проб, а також пройдено низку шурфів з відбиранням великооб'ємних проб.

Метою наших досліджень було визначення генезису порід і літолого-фаціальних особливостей локалізації алмазу та його супутників для виявлення ознак лужно-ультраосновного магматизму. Вивчали головню утворення глинистого горизонту потужністю 18 м, який залягає над кварцито-пісковиками товчачівської світи у південній частині Усівської ділянки. Гранулометричний аналіз порід (піски, місцями слабо зцементовані до пісковиків, та глини, що містять різну кількість гравійно-галькового матеріалу) засвідчив, що відклади верхів і низів розрізу формувалися за умов високої динамічної активності транспортуючого потоку, а такі умови вірогідні в разі формування руслового алювію з переходом до заплавної алювіальних фацій і/або пролювіальних утворень. Висока динамічна активність середовища осадоагромадження зумовила участь у ньому матеріалу як ближ-

ніх, так і дальніх джерел знесення. Глинисті осади середньої частини розрізу формувалися, вочевидь, під час загасання активності потоку, отже, у нагромадженні осадів брав участь головно матеріал джерел, розташованих поблизу.

Вміст важкої фракції у вивчених породах украї нерівномірний: у низах розрізу – найменший (130 г/т), до глибини 8 м – 240–260, ще вище – до 782 г/т, а у верхньому метровому шарі піску досягає 4 кг/т. Різняться і гранулометричний склад важкої фракції: вміст гравійного і крупнозернистого матеріалу в низах розрізу становить ~ 25 %, до глибини 8 м він стрибкоподібно зростає до 45 %, а у верхах розрізу нищівно малий – до 5 %. За результатами вивчення великооб'ємних проб визначено, що вміст важкої фракції розміром 0,2–1,0 мм сильно варіює як за розрізом однойменних порід, так і за площею їхнього розвитку, тобто в межах окремих магнітних аномалій. У всіх літологічних відмінах порід важкої фракції на 50–70 % складені матеріалом, що має розмір 0,20–0,25 мм.

Мінеральний склад важкої фракції достатньо одноманітний: у фракції > 0,5 мм це, головно, ільменіт, гранат, турмалін, ставроліт, гідроксиди заліза, трапляються пірит, лейкоксен і уламки порід. З глибини 1 м з'являються гідроксиди заліза, а в інтервалі 11–13 м вони становлять 94 % від маси важкої фракції класу 0,5–1,0 мм. У дрібніших класах виявлено також топаз, кіаніт, рутил і циркон. Серед вивчених зерен піропу переважають дрібні (–0,5 мм) зерна зі слідами інтенсивного механічного впливу. Тому найвірогідніше, що основна маса піропу надійшла у відклади глинистого горизонту Усівської ділянки або після тривалого транспортування з первинних джерел, або після неодноразового перевідкладення з давніших проміжних колекторів. За складом піроп відповідає мінералу лерцолітового парагенезису. Досліджені шпінеліди зіставні з хромітом стратиформних ультрабазитів, алюмохромітом із включень у кімберлітових трубках Якутії, алюмомагнетитом і герцинітом.

Різний характер розподілу за класами крупності суми стійких мінералів і коефіцієнта гравітаційного нагромадження у пробах верхньої, середньої і нижньої частин розрізу свідчить про те, що відкладання матеріалу в кожній із частин відбувалося за дещо різних динамічних умов середовища осадонагромадження. Для окремих літологічних відмін порід чітко визначено дві різнорозмірні мінеральні асоціації: крупнозернисту ставроліт-ільменіт-гранатову та дрібнішу турмалін-топаз-ільменіт-ставролітову. Статистичне опрацювання наявних мінералогічних результатів за матеріалами великооб'ємного опробування засвідчило, що всі виділені мінеральні асоціації належать до так званого п'ятого шліх-мінералогічного типу (за В. Афанасьєвим), який відповідає малоперспективним розшуковим умовам. На підставі комплексного вивчення типоморфних особливостей парагенетичних супутників алмазу з'ясовано, що в нашому випадку наявний матеріал неалмазоносної фації, який зазнав тривалого транспортування й неодноразового перевідкладання. Зроблено висновок про надходження окремих кластогенних мінералів із джерел, по-різному віддалених від місця їхнього захоронення. Мінералогічних ознак магматичних джерел лужно-ультраосновного складу не виявлено, а наявні в осадових відкладах рідкісні зерна піроксену зіставні з піроксенами порід кристалічної основи.

Ключові слова: алмаз, парагенетичні мінерали-супутники, лужно-ультраосновні породи, теригенні породи, гранулометричний склад, типоморфні особливості мінералів, Овруцька височина.

УДК 549+552]:552.313(477.87)

МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВУЛКАНІЧНИХ ПОРІД ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКОГО ПАСМА (ОКОЛИЦІ смт КОЛЬЧИНО ТА с. КЛЕНОВЕЦЬ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ)

І. Побережська, Н. Білик, В. Степанов, І. Яценко, Н. Давидович

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: irina_pober@ukr.net*

Наведено результати геолого-структурних, петрографічних, мінералогічних та геохімічних досліджень пліоценових андезибазальтів Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. З'ясовано, що андезибазальтами складений типовий лавовий потік з характерною стовпчастою окремістю. Структура порід порфірова. Фенокристали представлені, головню, плагіоклазом (андезин, лабрадор, бітовніт), значно рідше – піроксенами – ромбічними (гіперстен, ферогіперстен) та моноклінними (діопсид, авгіт). Структура основної маси гіалоплітова, сформована зернами плагіоклазу, піроксену та інтерстиційного вулканічного скла. З використанням геотермометрів Д. Ліндслея та Л. Перчука визначено, що андезибазальти формувалися за температури від 1 100 до 700 °С.

Ключові слова: андезибазальт, плагіоклаз, ортопіроксен, клінопіроксен, геотермометр, Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, Закарпаття.

Неогенові вулканічні утворення Закарпатського прогину представлені двома формаціями – міоценовою ріоліт-ігнімбритовою та міоцен-пліоценовою андезибазальтовою. Ріоліт-ігнімбритовий вулканізм (продукт магм палінгенно-корового походження) виявився під час ранньої стадії розвитку прогину, андезибазальтовий (зумовлений підкорюваними осередками) – на пізній стадії. Центри вивержень кислого вулканізму були розташовані, головню, у північній частині Панонського серединного масиву, тоді як прояви андезибазальтового вулканізму приурочені до його центрального ядра, де сформувався дугоподібний вулканічний пояс. Розрізняють внутрішню та зовнішню вулканічні дуги [5]. Становлення внутрішньої дуги приурочене до міоценового часу і пов'язане з виверженням лав основного й середнього складу та вкоріненням гіпабісальних інтрузій. Водночас тут є прояви ріоліт-ігнімбритової формації – пірокласти, лави, екструзії. Обидві формації контрольовані Припанонським глибинним розломом. Зовнішня вулканічна дуга формувалась у пліоцені – відбувалися потужні виверження лав і пірокластів основного й середнього складу. Нині це ланцюг тектоновулканічних структур Вигорлат-Гутинського пасма, які контрольовані Закарпатським, Оаським та Припанонським глибинними розломами [2].

Вулканічні структури Вигорлат-Гутинського пасма загалом утворюють великий (близько 15 км у поперечнику) і складний багатокореневий покрив, більша частина якого залягає на неогеновому вулканогенно-моласовому комплексі, а зовнішня, незнач-

на частина – на складчастих структурах Зовнішніх Карпат. Вулканіти центральної частини Вигорлат-Гутинського пасма зачислено до матеківського, синяцького й обавського вулканогенного комплексів, які за структурним положенням та, частково, набором порід відповідають стратотипам для синяцької групи вулканів [3]. Загальний характер пасма визначений значним переважанням лав над пірокластичним матеріалом, суттєво середньо-основним складом ефузивних порід і значним різноманіттям вулканоструктур різного порядку. Серед вулканічних утворень домінують андезити й андезибазальти.

Андезибазальтові лавові породи неогенового віку (верхній сармат–панон, абсолютний вік – 10,3–10,7 млн років [7]) відслонені у закинутій каменоломні на правому березі р. Визниця між смт Кольчино та с. Кленовець (Мукачівський р-н Закарпатської обл.); довжина відслонення – до 100 м, висота уступу – 7–8 м. Привертають увагу дивовижні форми стовпчастої окремісті, які сформувалися завдяки особливостям руху лавових потоків (рис. 1, *а*). Виявлено два потоки: один – у нижній частині каменоломні, другий – у середній та верхній. Зазвичай, стовпи шестигранні, їхній розмір у поперечнику становить 30–50 см (див. рис. 1, *б*). Орієнтування стовпів андезибазальтів у межах відслонення змінне: у західній частині вони розташовані горизонтально й орієнтовані на північний захід, у центральній – нахилені на північ і північний захід під кутом 30–60°. Кут падіння стовпів збільшується в напрямі до низів товщі. Змінні й структурні особливості кожного стовпа: вміст вкраплень у породі зростає від периферії (де їхня кількість не перевищує 50 % породи) до центральної частини стовпа, у цьому ж напрямі збільшується розмір вкраплень – до 5–8 мм.



а



б

Рис. 1. Стовпчаста окремість андезибазальтів:

а – загальний вигляд; *б* – фрагмент.

Стовпчаста окремість до верхів відслоненої товщі поступово (через зону неправильних блоків і стовпів, часто розташованих віялоподібно) переходить у плитчасту (рис. 2). Знизу догори зменшуються товщина плиток (від 10 до 3–1 см) та розмір вкраплень у породах (від 1,5–1,0 до 0,5 мм).

Ми досліджували мінералогічні й петрографічні особливості відслонених вулканічних порід, хімічний та мікроелементний склад їхніх пороодоутворювальних і акцесорних мінералів, умови формування вулканітів. Мінеральний склад і структурні особливості порід вивчали у шліфах за допомогою поляризаційного мікроскопа, склад окремих мінералів та особливості мікроструктури порід – в аншліфах під сканувальним електрон-



Рис. 2. Перехід стовпчастої окремоті андезибазальтів у плитчасту.

ним мікроскопом РЕММА-102-02, обладнаним енергодисперсійним аналізатором EDAR (лабораторія фізичного факультету ЛНУ імені Івана Франка, аналітик Р. Серкіз). Умови аналізу: прискорювальна напруга – 20 кВ, струм зонда – 1 нА, діаметр зонда – 0,1 мкм. Марка еталона, використаного для калібрування приладу, – НЭРМА. ГЕО1.25. 10.74 ГТ фірми “Geotechnology” (Україна). Для калібрування окремих елементів використано такі стандарти: Na – альбіт, Mg – периклаз, Al, Si, Ca – анортит, P – фтор-апатит, S – пірит, K – мікроклін, Ti – македоніт, Cr – есколаїт, Mn – манганіт, Fe – гематит, As – GaAs (синтетичний), Ba – барит, Sc, Co, Ni, Cu, Zr, Ag, Au – чисті елементи. Для опрацювання отриманих даних використано програмне забезпечення “Magallanes 3.2”.

Андезибазальти – темно-сірі до чорних породи, які мають порфірову структуру і масивну текстуру, однак деінде простежується смугастість (рис. 3, а). Макроскопічно в окремих взірцях помітні смуги чорного кольору, у відслоненні вони трапляються як по периферії стовпів, так і за простяганням порід. Під час мікроскопічних досліджень з’ясовано, що їхньою особливістю є наявність оксидів і гідроксидів заліза. У породах є ксеноліти осадових порід розміром до 4 см, їхня структура пелітова або алевро-пелітова (див. рис. 3, б). Часто навколо ксенолітів наявні облямівки, складені вторинними мінералами. У породах інтенсивно виявлені процеси звітрювання, завдяки яким породи яснішають і перетворюються на пухку глинисту масу. На звітрілій поверхні поширені дендрити гідроксидів заліза й мангану.

Серед вкраплень переважає плагіоклаз, який утворює видовжені таблички і лейсти (рис. 4, 5). Мінерал іноді зональний. Його склад у фенокрystalах відповідає лабрадору й бітовніту, а в основній масі – лабрадору й андезину. У підпорядкованій кількості наявні фемічні мінерали: орто- і клінопіроксени (див. рис. 5, 6). Моноклінного піроксену значно менше (до 10 %), і розмір його кристалів теж менший. Виявлено вrostки клінопіроксену в ортопіроксені (див. рис. 6). Трапляються поодинокі зерна апатиту, а також рудний мінерал – ільменіт (разом становлять до 5 % породи).

Основна маса андезибазальтів складена лейстами плагіоклазу, зернами піроксену та вулканічним склом. Структура основної маси гіалопілітова (див. рис. 5).

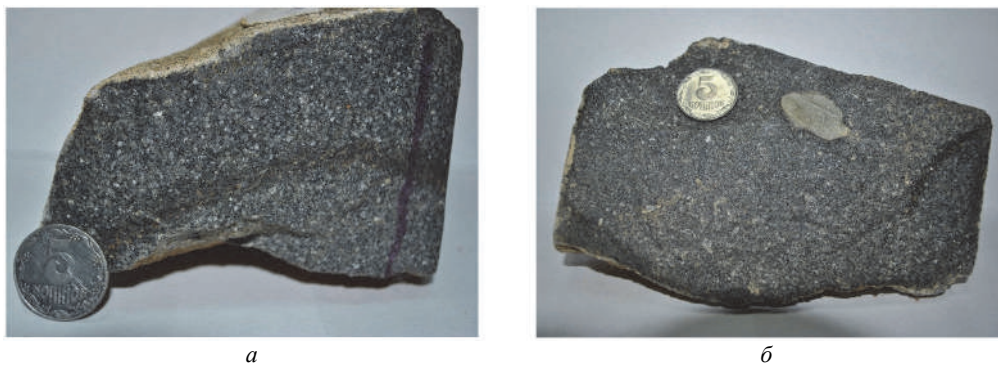


Рис. 3. Чорні смуги (*a*) та ксеноліт осадової породи (*б*) в андезибазальті.

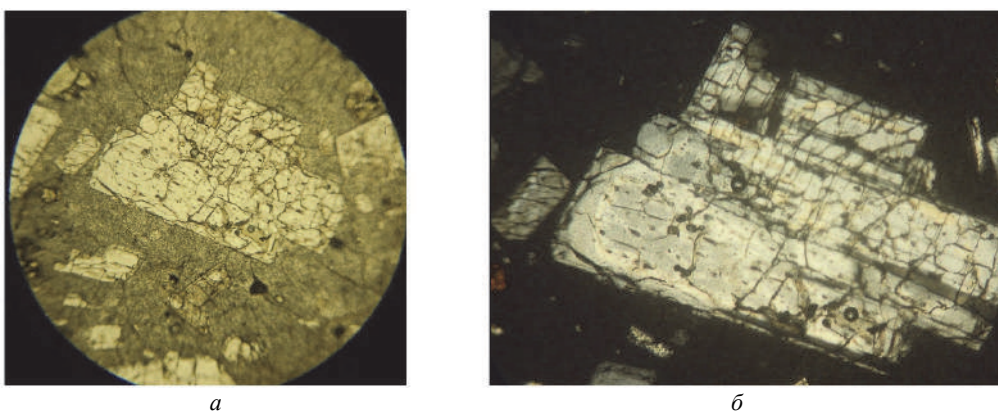


Рис. 4. Фенокристал плагіоклазу в андезибазальті:
a – без аналізатора, $\times 64$; *б* – з аналізатором.

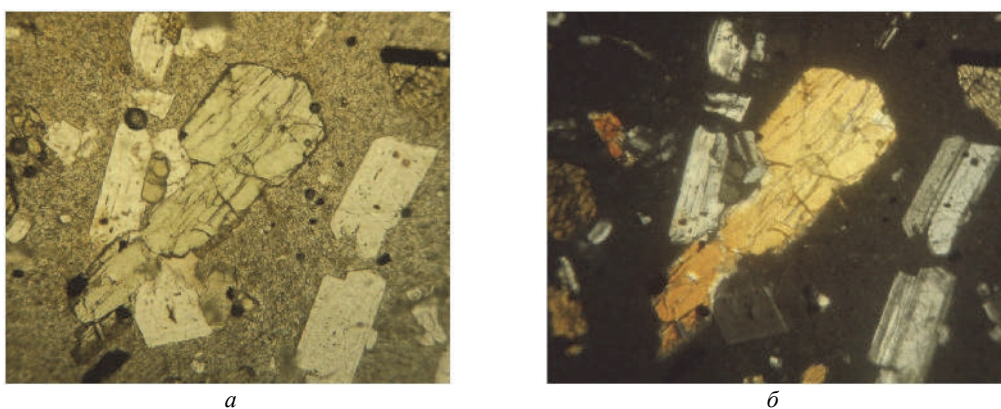


Рис. 5. Фенокристали плагіоклазу і ромбічного піроксену в гіалопілітовій основній масі андезибазальту, чорний – ільменіт; $\times 64$:
a – без аналізатора; *б* – з аналізатором.

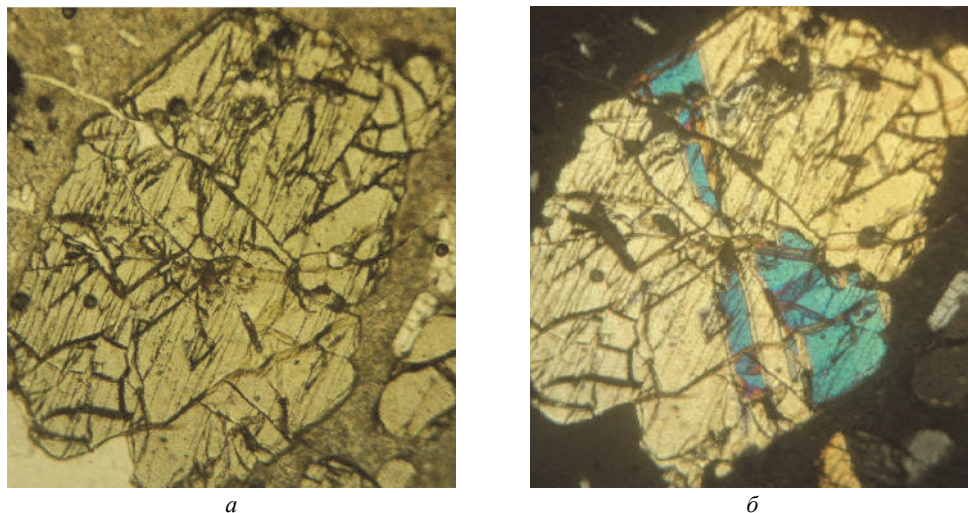


Рис. 6. Вростки моноклінного піроксену в ромбічному, $\times 64$:
 а – без аналізатора; б – з аналізатором.

Мікрозондовим аналізом у досліджуваних породах визначено такі мінерали: плагіоклази – андезин, лабрадор, бітовніт; ромбічні піроксени – гіперстен, ферогіперстен; моноклінні піроксени – діопсид, авгіт, а також ільменіт і апатит.

Піроксени формують таблитчасті виділення розміром 0,3–1,5 мм (рис. 7, 8). Досить часті різноманітні зростки орто- і клінопіроксену (див. рис. 8, 9). У табл. 1 наведено результати мікрозондового аналізу піроксенів, а на рис. 10 – положення фігуративних точок складу мінералів у трикомпонентній системі Mg–Ca–Fe²⁺.

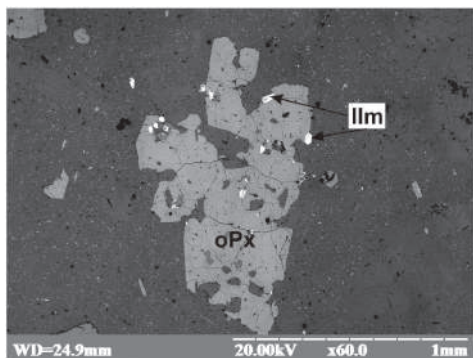


Рис. 7. Фенокристал ортопіроксену (oPx) з вростками ільменіту (Ilm). BSE-зображення.

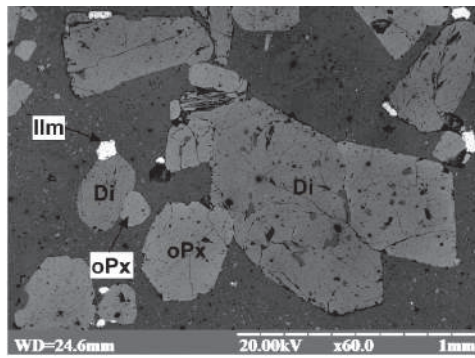
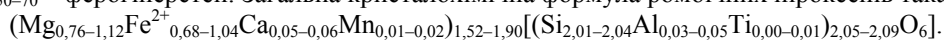


Рис. 8. Зросток фенокристалів ортопіроксену та діопсиду (Di). BSE-зображення.

Виявилось, що більшість ортопіроксенів потрапила в поле енстатиту: це мінерал складу Fs_{30–50} – гіперстен. Один аналіз потрапив у поле феросиліту: це мінерал складу Fs_{50–70} – ферогіперстен. Загальна кристалохімічна формула ромбічних піроксенів така:



Стосовно клінопіроксенів визначено, що одна частина фігуративних точок потрапила в поле діопсиду, а друга – в поле авгіту (див. рис. 10).

Таблиця 1

Хімічний склад (мас. %) та формульні коефіцієнти піроксенів
 за результатами мікрозондового аналізу

Компоненти	Ромбічні піроксени, номер проби				
	5	7	9	13	15
SiO ₂	51,48	54,16	52,87	54,51	55,15
TiO ₂	0,18	0,46	0,17	0,29	0,35
Al ₂ O ₃	1,06	0,94	0,96	0,69	0,84
FeO	31,63	22,92	27,12	22,32	21,86
MnO	0,73	0,22	0,58	0,23	0,32
MgO	12,96	20,00	16,83	20,15	19,92
CaO	1,24	1,31	1,40	1,49	1,56
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,09	0,01	0,08	0,32	0,00
Сума	99,37	100,02	100,01	100,00	100,00
Формульні коефіцієнти					
Si	2,02	2,02	2,01	2,03	2,04
Al	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Сума	2,08	2,07	2,05	2,07	2,09
Fe ²⁺	1,04	0,71	0,86	0,69	0,68
Mg	0,76	1,11	0,96	1,12	1,10
Mn ²⁺	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Ca	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06

Компоненти	Моноклінні піроксени, номер проби					
	8	10	14	16	35	43
SiO ₂	52,22	53,70	53,53	51,38	51,23	51,30
TiO ₂	0,56	0,19	0,32	0,44	0,13	0,60
Al ₂ O ₃	2,46	1,91	2,36	1,67	1,60	2,02
FeO	10,38	9,50	8,38	10,27	12,61	10,70
MnO	0,00	0,00	0,14	0,33	0,00	0,07
MgO	13,18	14,19	15,33	14,19	12,21	13,30
CaO	20,50	20,47	19,72	21,43	21,40	21,28
Na ₂ O	0,51	0,03	0,18	0,14	0,82	0,72
K ₂ O	0,19	0,00	0,06	0,16	0,00	0,00
Сума	100,00	99,99	100,02	100,01	100,00	99,99
Формульні коефіцієнти						
Si	1,95	1,99	1,97	1,93	1,95	1,93
Al	0,11	0,08	0,10	0,07	0,07	0,09
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Сума	2,08	2,08	2,08	2,01	2,02	2,04
Fe ²⁺	0,32	0,29	0,26	0,32	0,40	0,34
Mg	0,73	0,78	0,84	0,80	0,69	0,75
Mn ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,82	0,81	0,78	0,86	0,87	0,86

Одна точка потрапила в поле, яке не відповідає хімічному складу жодного піроксену. Це може бути пов'язано або з похибкою аналізу, або з тим, що аналізували якусь нерозкристалізовану фазу.

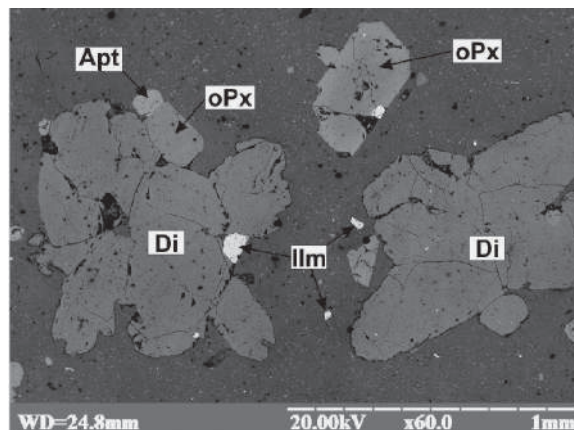
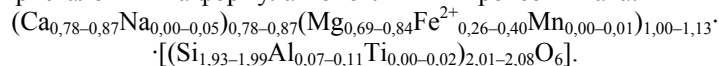
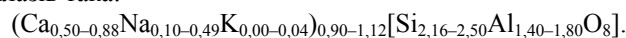


Рис. 9. Зростки ортопіроксену й діопсиду, наявні зерна ільменіту й апатиту (Apt). BSE-зображення.

Загальна кристалохімічна формула моноклінних піроксенів така:



Плагіоклази в андезібазальтах, за результатами мікрозондових досліджень, представлені андезином, лабрадором і бітовнітом (табл. 2, рис. 11). Загальна кристалохімічна формула плагіоклазів така:



Рудний мінерал в андезібазальтах – це ільменіт (табл. 3) у вигляді ізометричних зерен розміром 0,1–0,5 мм (див. рис. 7–9). Звичайно він утворює включення в піроксенах, зрідка – у вулканічному склі. Кристалохімічна формула ільменіту, за даними мікрозондового аналізу, така:

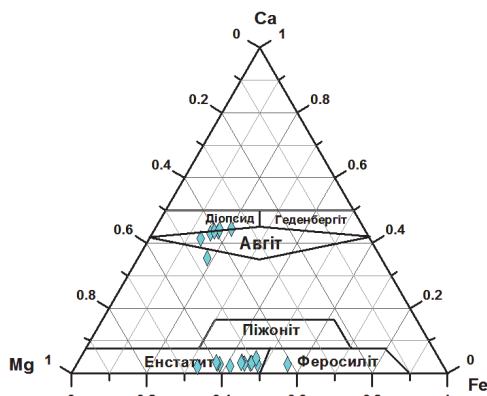
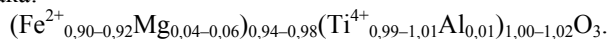


Рис. 10. Положення фігуративних точок складу піроксенів на трикомпонентній діаграмі Mg–Ca–Fe²⁺.

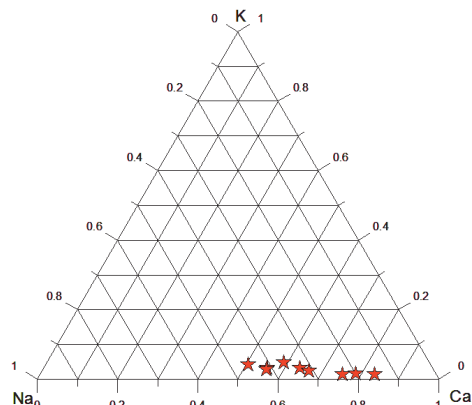


Рис. 11. Положення фігуративних точок складу плагіоклазів на трикомпонентній діаграмі Na–K–Ca.

Таблиця 2

Хімічний склад (мас. %) та формульні коефіцієнти плагіоклазів

Компоненти	Номер проби								
	1	6	7	8	12	18	19	39	41
SiO ₂	45,66	55,05	54,72	47,91	51,36	45,97	53,94	53,04	48,80
Al ₂ O ₃	30,64	29,58	26,20	31,28	27,81	31,53	27,54	26,07	29,39
FeO	0,38	0,63	0,61	0,08	0,57	0,64	0,97	0,62	0,92
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00
MgO	0,33	0,31	0,43	0,47	0,42	0,56	0,55	0,33	0,48
CaO	15,70	12,14	10,30	16,26	13,12	17,43	11,87	10,76	13,95
Na ₂ O	1,59	4,12	4,20	2,79	3,76	2,44	4,91	5,36	3,61
K ₂ O	0,23	0,82	0,51	0,25	0,54	0,29	0,51	0,75	0,44
Сума	94,53	102,67	96,97	99,04	97,58	98,86	100,43	96,93	97,59
Формульні коефіцієнти									
Ca	0,80	0,60	0,50	0,81	0,66	0,88	0,58	0,54	0,70
Na	0,10	0,40	0,40	0,25	0,34	0,22	0,43	0,49	0,33
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
Сума	1,00	1,00	0,90	1,07	1,03	1,12	1,04	1,07	1,06
Si	2,20	2,40	2,50	2,23	2,40	2,16	2,45	2,49	2,30
Al	1,80	1,50	1,40	1,71	1,53	1,75	1,47	1,44	1,63
Вміст мінералів									
Альбіт	0,20	0,40	0,40	0,23	0,33	0,20	0,42	0,45	0,31
Анортит	0,80	0,60	0,60	0,75	0,64	0,79	0,56	0,50	0,66
Калішпат	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02

Акцесорний апатит трапляється в поодиноких зернах розміром близько 0,1 мм (див. рис. 9).

За допомогою піроксенового геотермометра Д. Ліндслея [6] визначено, що першими в породі кристалізувалися ромбічні піроксени ряду енстатит–феросиліт (гіперстен і ферогіперстен), температура кристалізації становила 1 100–1 000 °С (рис. 12).

Зі зниженням температури до 900–700 °С кристалізувалися моноклінні піроксени.

Перерахунки, виконані за методикою Л. Перчука [1], засвідчили, що температурний інтервал формування андезибазальтів становить 1 070–1 050 °С.

Отже, вулканічні породи з каменоломні в правому борті р. Визниця між смт Кольчино та с. Кленовець (Закарпатська обл.) представлені андезибазальтами. Переважним мінералом у фенокристалах є плагіоклаз андезин-лабрадор-бітовнітового складу. У меншій кількості наявні орто- та клінопіроксени, серед яких визначено гіперстен, феро-

Таблиця 3

Хімічний склад (мас. %) та формульні коефіцієнти ільменіту

Компоненти	Номер проби	
	4	18
SiO ₂	0,54	0,33
TiO ₂	54,15	52,80
Al ₂ O ₃	0,35	0,39
FeO	43,43	44,47
MnO	0,53	0,37
MgO	1,02	1,64
CaO	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00
Сума	100,00	100,00
Формульні коефіцієнти		
Ti ⁴⁺	1,01	0,99
Al	0,01	0,01
Сума	1,02	1,00
Mg	0,04	0,06
Fe ²⁺	0,90	0,92
Сума	0,94	0,98

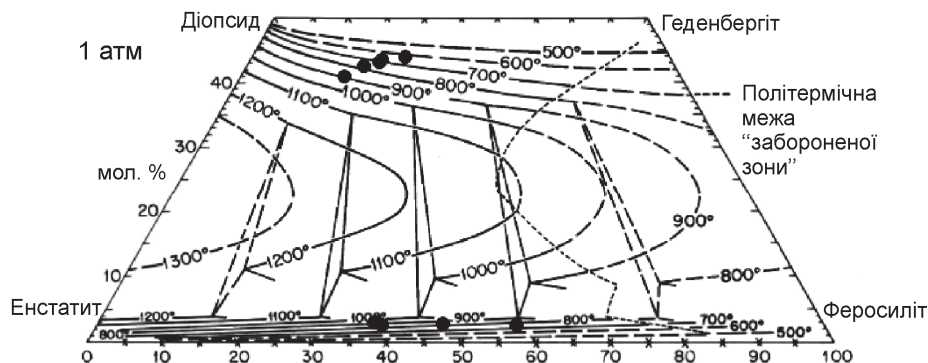


Рис. 12. Температура формування андезибазальтів за піроксеновим геотермометром Д. Ліндслея [6] (чорні кружечки – наші дані).

гіперстен, діопсид і авгіт. Основна маса в породах має гіалопілітову структуру і складає на лейстами плагіоклазу, зернами піроксену та вулканічним склом. Рудний мінерал – ільменіт, зрідка трапляється акцесорний апатит. Температура формування андезибазальтів, визначена за двома геотермометрами, становить 1 100–700 °С.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Грицюк А. Н. Петрохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива / А. Н. Грицюк. – М. : Наука, 2003. – 148 с.
2. Зайцева В. Металогенія Закарпаття / В. Зайцева // Мінерал. зб. – 2009. – № 59, вип. 1. – С. 20–30.
3. Короновский Н. В. Геология и история формирования стратовулканов Синяк / Н. В. Короновский, Н. А. Солодкова // Тр. Лаб. палеовулканологии. – Алма-Ата, 1964. – Вып. 3. – С. 115–135.
4. Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат / В. П. Костюк. – К. : Вид-во АН УРСР, 1961. – 158 с.
5. Науменко В. В. Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат / В. В. Науменко, А. Ф. Гончарук, Ю. М. Коптюх. – Киев : Наук. думка, 1978. – 152 с.
6. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry / D. H. Lindsley // Amer. Mineral. – 1983. – Vol. 68. – P. 477–493.
7. Pecskaĵ Z. K-Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine / Z. Pecskaĵ, I. Seghedi, H. Downes [et al.] // Geologica Carpathica. – 2000. – Vol. 51, N 2. – P. 83–89.

*Стаття: надійшла до редакції 20.10.2017
 прийнята до друку 28.11.2017*

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC FEATURES OF VOLCANIC ROCKS FROM THE VYHORLAT-HUTYNSKE VOLCANIC RIDGE (IN THE OUTSKIRTS OF THE KOLCHYNO AND KLENOVETS VILLAGES, TRANSCARPATIA)

I. Poberezhska, N. Bilyk, V. Stepanov, I. Yatsenko, N. Davydovych

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: irina_pober@ukr.net*

Neogenic volcanic rocks of the Transcarpathian trough are represented by two formations: rhyolite-ignimbritic (Miocene) and andesite-basaltic (Miocene–Pliocene). During Pliocene, in the central core of the Panonskyi Middle Massif an external volcanic arch has been formed – powerful eruptions of lavas and pyroclastic material of the basic and intermediate composition have been occurred. Today it is a chain of tectonovolcanic structures of the Vyhorlat-Hutynske ridge, which have been controlled by Zakarpatskyi, Oasky and Prypanonskyi deep faults.

We studied andesite-basaltic lava rocks of the Neogene age (Upper Sarmatian–Panon, absolute age – 10.3–10.7 million years), which are exposed in the abandoned quarry on the right bank of the Vyznytsia River between the villages of Kolchyno and Klenovets (Mukachevo district). The rocks are dark gray to black, have a porphyry structure and a massive texture, which sometimes turns into striped (black strips enriched with iron oxides and hydroxides), contain xenoliths of sedimentary rocks up to 4 cm in size. Amazing forms of columnar jointing, which have been formed due to the peculiarities of lava flows movement, are characteristic for andesite-basalts. The columns are usually hexagonal; their size in the width is 30–50 cm. To the top of the exposed strata, columnar jointing gradually passes into the slab parting.

We studied the mineralogical and petrographic features of exposed volcanic rocks, the chemical and microelement composition of their rock forming and accessory minerals, the conditions for the formation of volcanites. The groundmass of andesite-basalts has a hyalopilitic structure and is composed by laths of plagioclase, grains of pyroxene and volcanic glass. Plagioclase prevails among the impregnation; its composition in phenocrysts corresponds to the labradorite and bytownite, and in the groundmass of the rocks – to labradorite and andesine. Dark-coloured minerals in phenocrysts are represented by orthorhombic pyroxenes (hypersthene, ferrohypersthene) and clinopyroxenes (diopside, augite). Accessory apatite and ilmenite make no more than 5 % of the rock.

Using the pyroxene geothermometer of D. Lindsley, it was determined that the orthorhombic pyroxenes were the first to crystallize in the rock, the crystallization temperature was 1 100–1 000 °C. As the temperature dropped to 900–700 °C, clinopyroxenes crystallized. The calculations carried out according to L. Perchuk's method showed that the temperature interval of andesite-basalts formation was 1 070–1 050 °C.

Key words: andesite-basalt, plagioclase, orthorhombic pyroxene, clinopyroxene, geothermometer, Vyhorlat-Hutynske volcanic ridge, Transcarpathia.

УДК 550.4:549:548.4:552.323(4+5)(477.8)

ОСОБЛИВОСТІ ПЕТРОХІМІЇ ТА РОЗПЛАВНІ ВКЛЮЧЕННЯ В МІНЕРАЛАХ АНДЕЗИТІВ МАТЕКІВСЬКОГО КОМПЛЕКСУ В КАМЕНОЛОМНІ ЛІСАРНЯ (ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКЕ ВУЛКАНІЧНЕ ПАСМО, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

І. Наумко¹, Л. Скакун², Т. Бринський¹, Р. Серкіз²

¹*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, 79060 м. Львів, Україна
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

²*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: lzsakun@gmail.com*

Визначено петрохімічні особливості андезитів матеківського комплексу, які відслонені в каменоломні Лісарня у північно-західній частині Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма (Українські Карпати). Методами електронно-зондового мікроаналізу та електронної растрової мікроскопії ідентифіковано й вивчено розплавні включення в мінералах цих порід. Темно-сірі андезити містять вкраплення фенокристалів плагіоклазу, орто- і клінопіроксену. Розплавні включення виявлено у фенокристалах плагіоклазу й ортопіроксену. У розкристалізованих включеннях, ідентифікованих у плагіоклазах, визначено плагіоклаз, клінопіроксен, магнетит, кварц і калієвий польовий шпат, з'ясовано порядок їхньої кристалізації у включеннях. В ортопіроксенах включення нерозкристалізовані, складені вулканічним склом, іноді з зернами клінопіроксену або титаномагнетиту. У мінералах виявлено також карбонатні включення, а в породах – нетипові сингенетичні сидеритові вкраплення, що свідчить про можливу участь лужних магм у процесі становлення вулканічних апаратів. На підставі виконаних комплексних досліджень зроблено висновок про можливе змішування магм ріолітового й дацитового складу з високотемпературними базальтовими і лужними магмами під час формування ефузивної товщі Вигорлат-Гутинського пасма.

Ключові слова: плагіоклаз, ортопіроксен, клінопіроксен, сидерит, включення, розплав, андезити, Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, Українські Карпати.

Завдяки розвитку мінералого-геохімічних методів дослідження вивержених порід протягом останніх десятиліть з'явилася можливість отримувати принципово нову генетичну інформацію про перебіг магматичних процесів. Це стосується і вивчення розплавних (склуватих та розкристалізованих) включень у магматичних мінералах [22, 24], на підставі чого можна виявляти беззаперечні докази значного поширення явищ змішування під час становлення різноманітних магматичних порід.

Ми вивчали вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма (Українські Карпати) у каменоломнях, розташованих у межиріччі Ужа й Латориці, особливо з погляду їхніх петрохімічних особливостей та наявності розплавних включень у мінералах. Нашу увагу привернули ефузивні породи матеківського комплексу, що відслонені в каменоломні Лісарня.

Стан вивченості ефузивних комплексів Вигорлат-Гутинського пасма. Систематичні дослідження ефузивних комплексів Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма в межах України провадили протягом 1950–1970-х років. Започаткували дослідження В. Соболев, Є. Лазаренко, Е. Лазаренко, Є. Малєєв, Б. Мерліч, С. Спітковська [7, 10–13, 17, 19, 20], фундаментальні результати і висновки доповнили й розвинули В. Золотухін [4], Л. Данилович [2, 3], Н. Короновський [5], А. Гончарук [1], З. Ляшкевич [8, 21] та інші вчені. Вагомим є внесок і співробітників Закарпатської ГРЕ, зокрема М. Приходька [18 та ін.]. У підсумку було ґрунтовно вивчено геологічну будову Вигорлат-Гутинського пасма, виділено вулканоструктури, визначено більшість вулканічних комплексів. Нині ефузивні комплекси регіону, особливо щодо проблемних питань неогенового вулканізму Внутрішніх Карпат, досліджують словацькі й угорські вчені [25 та ін.].

Однак, попри загалом значний обсяг мінералого-геохімічних досліджень ефузивних утворень Вигорлат-Гутинського пасма, у межиріччі Уж–Латориця їх фактично не вивчали. Зокрема, це стосується корінних виходів порід, розкритих в Оріховецькій, Лісарненській, Обавинській, Кленовецькій, Оноківецькій каменоломнях та в інших місцях самовільного видобутку вулканітів. Що ж до вивчення включень розплавів у мінералах орогенних магматичних формацій Закарпаття, то виявилось [16], що в опублікованій науковій літературі такі дані трапляються спорадично, а у вулканітах описуваної території ці включення взагалі не досліджували.

Особливості геологічної будови. Неогенові вулканічні породи Закарпаття є частиною вапнисто-лужного вулканічного поясу Внутрішніх Карпат, час формування якого – від 13,8 до 9,1 млн років тому [23]. Ці породи поширені в південно-західній частині Закарпаття, де вони, згідно з виділеними Є. Малєєвим [10] фазами магматизму, нині вирізняються у вигляді трьох геоморфологічних об'єктів: Солотвинської улоговини (розмиті вулкани й горизонти туфів ріодацитового й ріодацитового складу, перша фаза магматизму), Берегівського горбогір'я (стратовулкани, лавові потоки, туфи від ріолітів до андезибазальтів, однак головно кислого складу, друга фаза магматизму) та Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма (стратовулкани, лавові потоки, горизонти туфів різного складу – від ріолітів до базальтів, однак зі значним переважанням андезитів та андезибазальтів, третя і четверта фази магматизму). Вигорлат-Гутинське пасмо розташоване паралельно до Карпатської складчастої споруди і примикає до неї. Воно сформоване з низки складно побудованих великих стратовулканів, які фактично “зшилися” між собою.

Каменоломня Лісарня розташована в південно-західній частині стратовулкана Синяк (близько 10 км до півночі від м. Мукачево), площа якого становить 150–170 км² і який має форму не зовсім правильного круга діаметром 20–25 км. Стратовулкан складений трьома вулканічними комплексами [5]: матеківським, синяцьким і обавським (рис. 1).

Породи, розкриті в каменоломні Лісарня, належать до матеківського комплексу і є продуктами найбільш ранніх вивержень вулканів Синяк та Борилів Діл. Найдавніші горизонти матеківського комплексу представлені породами озерно-алювіального походження з домішкою вулканічного попелу андезитового складу; їх перекривають спочатку туфи, потім – туфобрекчії та, урешті-решт, лави. Склад вулканітів змінюється від андезитів до базальтів [5]. У каменоломні відслонені чотири лавові потоки (рис. 2), між якими наявні пласти агломератової брекчії.

З кожного лавового потоку ми відібрали проби порід, з яких було виготовлено аншлифи. Для ідентифікації й вивчення окремих мінералів та включень у них у Науково-технічному навчальному центрі низькотемпературних досліджень (Львівський національний університет імені Івана Франка) виконано електронно-зондовий мікроаналіз на раст-

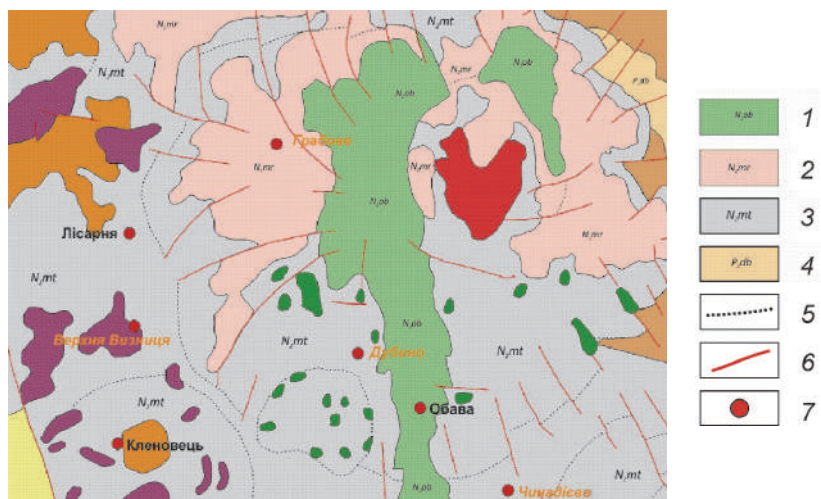


Рис. 1. Геологічна карта району робіт [18]:

1–3 – вулканічні комплекси: 1 – обавинський, 2 – мартинський, 3 – матеківський; 4 – дібровська світа; 5 – контури кальдер; 6 – розривні порушення; 7 – населені пункти.



Рис. 2. Корінні виходи андезитів матеківського вулканічного комплексу в каменоломні Лісарня.

ровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-02-02. Умови аналізу: роздільна здатність у режимі вторинних електронів – до 5,0 нм; діапазон зміни збільшення, кратність – 10–300 000; діапазон зміни прискорювальних напруг – 0,2–40 кВ.

Мета наших досліджень – виявити петрохімічні особливості андезитів матеківського комплексу та ідентифікувати й вивчити розплавні включення в мінералах андезитів.

Результати дослідження порід **першого лавового потоку** (взірці Lis16-3-1 та Lis16-3-2) засвідчили таке. Андезити містять вкраплення (близько 60 % об'єму породи) фенокристалів плагіоклазу, орто-, клінопіроксену й титаномagnetиту, а також гломеропорфірові зростки кристалів цих мінералів. Значно переважають плагіоклази (близько 50 % від загальної кількості вкраплень), зерна яких мають різний розмір – від 0,05 до 1,0 мм. Більші кристали іноді зональні. Вміст анортитового компонента в мінералі змінюється від 70 до 85 %. Виявлено часті розплавні включення у вигляді тонких лінз, які розташо-

вані паралельно до зональності кристалів. Включення розкристалізовані. Крім того, у плагіоклазі трапляються включення сидериту з кварцом (рис. 3).

Серед зерен ортопіроксену (близько 40 % від усіх вкраплень), розмір яких досягає $0,5 \times 1,5$ мм, виділено два типи вкраплень. Перші – це кристали, зазвичай, правильної форми з чіткою зональністю та включеннями вулканічного скла (рис. 4), часто містять вrostки магнетиту й ільменіту. Склад таких фенокристалів змінюється від гіперстену ($\text{En}_{0,56}\text{Fs}_{0,40}\text{Wo}_{0,04}$) до феросиліту ($\text{Fs}_{0,55}\text{En}_{0,42}\text{Wo}_{0,03}$). Вкраплення другого типу – це пойкилітові зерна, які обростають сидерит (рис. 5). Найчастіше трапляються гломеропорфірові зростки плагіоклазу, інколи титаномagnetиту й ільменіту та декількох зерен ортопіроксену, у якому розплавних включень нема, натомість є тверді включення апатиту, фаяліту й піротину. Склад зерен ортопіроксену другого типу теж варіює від гіперстену ($\text{En}_{0,59}\text{Fs}_{0,39}\text{Wo}_{0,02}$) до феросиліту ($\text{Fs}_{0,58}\text{En}_{0,39}\text{Wo}_{0,03}$). Виявлено поодинокі кристали піроксену, які мають чітку зональність і містять як розплавні включення, так і сидерит. Однак цей сидерит наявний у зернах мінералу-хазіяїна як тверде включення. Тому такі зерна ортопіроксену зачислено до вкраплень першого типу, що підтверджено їхнім хімічним складом.

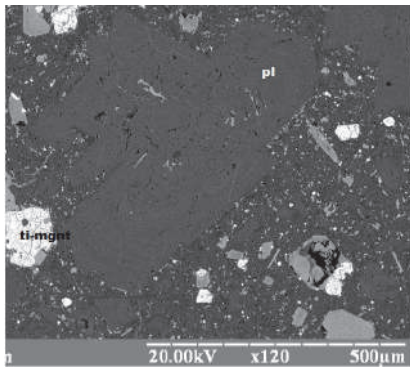


Рис. 3. Зерна плагіоклазу (pl) в андезиті нижнього потоку; ti-mgnt – титаномagnetит.

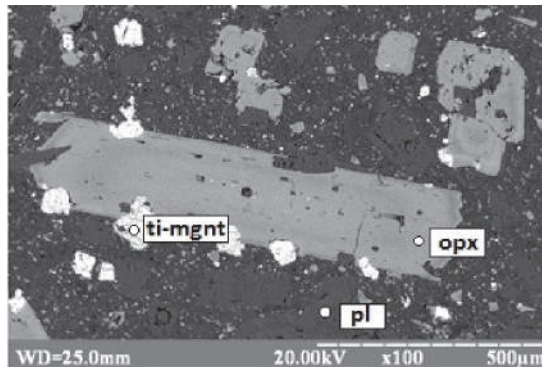


Рис. 4. Зональний ортопіроксен (opx) із включеннями вулканічного скла та вrostками титаномagnetиту.

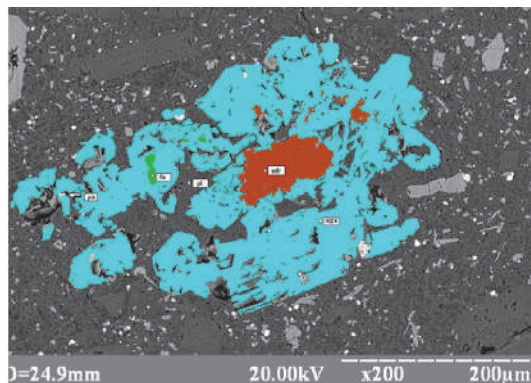


Рис. 5. Пойкілітові фенокристали піроксену другого типу, які обростають сидерит (sdr) і містять включення фаяліту (fa) і піротину (po).

Клінопіроксен рідкісний, представлений зональними зернами в зростках з ортопіроксеном в асоціації з сидеритом. За складом відповідає авгіту ($Wo_{0,45}En_{0,34}Fs_{0,21}$). Зерна титаномагнетиту розміром до 0,2 мм становлять до 10 %, часто утворюють вrostки в ортопіроксені.

Основна маса в андезитах складена вулканічним склом, плагіоклазом, кліно-, ортопіроксеном, ільменітом і титаномагнетитом. Зерна плагіоклазу видовжені, орієнтовані в одному напрямі, їхній розмір змінний – від 0,001 до 0,1 мм. Крім форми виділень та їхнього орієнтування, зерна плагіоклазу основної маси відрізняються від фенокристалів за складом – вони кисліші, містять 45–65 % анортитового компонента. Розмір зерен орто- і клінопіроксену в основній масі коливається від 0,001 до 0,03 мм, склад змінюється від гіперстену ($Fs_{0,55}En_{0,42}Wo_{0,03}$) до піжоніту ($Fs_{0,53}En_{0,36}Wo_{0,11}$). Зазначимо, що, за даними праці [9], наявність піжоніту є доказом швидкої кристалізації розплаву за високої температури – близько 1 200 °С.

У другому лавовому потоці (взірець Lis16-2) наявні темно-сірі андезити з порфіровими вкрапленнями плагіоклазу й ортопіроксену (візуально становлять близько 30 % об'єму породи). Розмір фенокристалів плагіоклазу (~ 90 % від загальної кількості вкраплень) досягає 1,5 мм. Вміст анортитового компонента в мінералі – близько 81 %. Зерна часто містять включення силікатного розплаву, у якому кристалізувались піроксен і титаномагнетит, трапляються включення карбонатного розплаву (рис. 6).

Піроксени становлять 15 % від усіх вкраплень, представлені ромбічними й моноклінними зернами, розмір яких досягає 0,8 мм. Ортопіроксен – це гіперстен складу ($En_{0,72}Fs_{0,26}Wo_{0,02}$); по периферії його зерен росте клінопіроксен піжонітового складу ($En_{0,52}Fs_{0,29}Wo_{0,08}$) (рис. 7).

В основній масі переважають зерна плагіоклазу, які мають розмір до 0,3 мм, видовжену форму й орієнтовані в одному напрямі. Вміст анортитового компонента становить 53–66 %, причому виявлено таке: що менший розмір зерен, то нижчий вміст цього компонента в мінералі. Зерна клінопіроксену розміром до 0,05 мм (зрідка – до 0,1 мм) за складом відповідають піжоніту й авгіту. Трапляються апатит і кварц, причому завжди в асоціації з сидеритом.

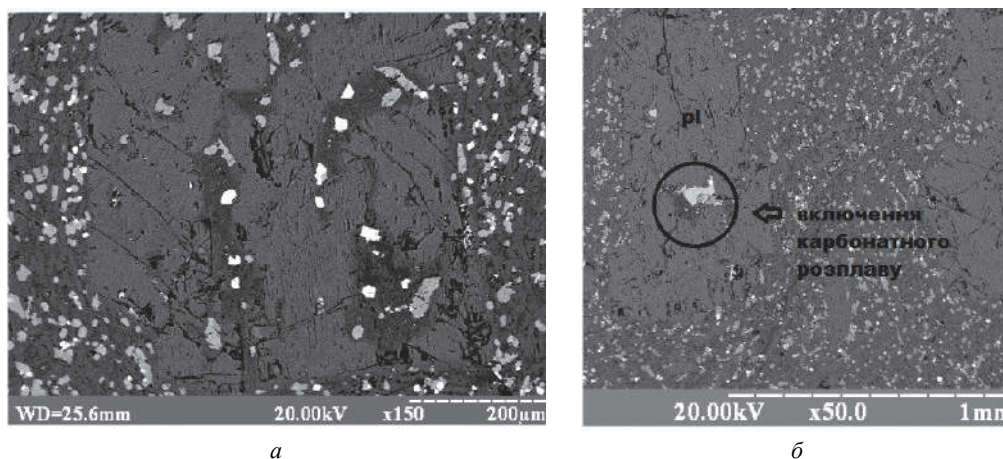


Рис. 6. Зерна плагіоклазу з включеннями силікатного (а) та карбонатного (б) розплаву. Андезити другого лавового потоку.

Третій лавовий потік (взірець KS-46) складений темно-сірими андезитами з фенокристалами плагіоклазу, орто-, клінопіроксену і сидериту (становлять ~ 25 % породи). Головним мінералом вкраплень є плагіоклаз (~ 85 % від загальної кількості), розмір зерен якого досягає 2–3 мм. Виділено дві генерації плагіоклазів (рис. 8). Перша – це зерна розміром 0,2–1,5 мм, які містять звичайні розплавні включення, друга – зерна розміром до 2 × 3 мм, які обростають виділення карбонатного розплаву й містять його розплавні включення. Вміст анортитового компонента в мінералі обох генерацій однаковий – 88–90 %.

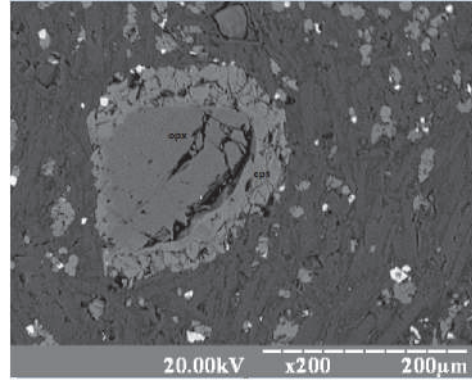


Рис. 7. Розвиток орто- і клінопіроксену (срх) в андезитах другого лавового потоку.

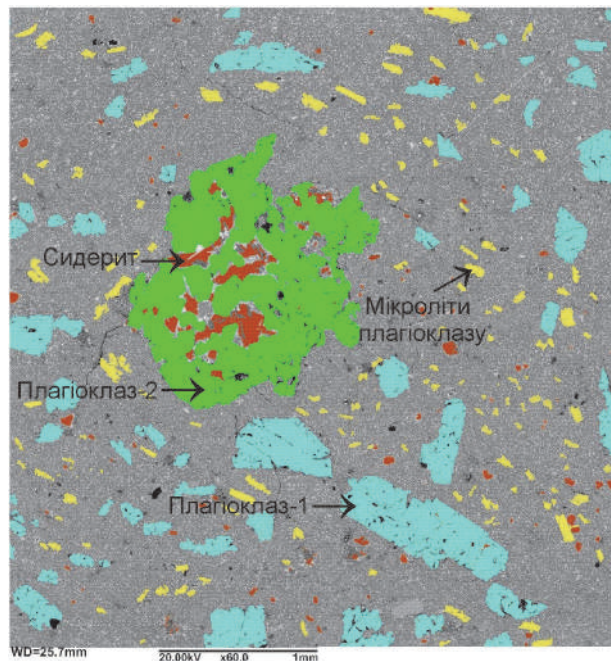


Рис. 8. Андезити третього лавового потоку, які містять вкраплення плагіоклазу двох генерацій, його мікроліти та сидерит.

Орто- і клінопіроксени становлять близько 10 % від загальної кількості вкраплень, їхній розмір подекуди сягає 0,5 × 1,0 мм (рис. 9). Склад ортопіроксену варіює від гіперстену ($En_{0,68}Fs_{0,29}Wo_{0,03}$) до феросиліту ($Fs_{0,58}En_{0,39}Wo_{0,03}$). Зерна мають чітку зональність. Виявлено, що в пізніше утворених зернах вміст Fe порівняно з Mg зростає. Клінопіроксени представлені авгітом складу ($En_{0,44}Wo_{0,42}Fs_{0,14}$). Вкраплення сидериту (~ 5 %) звичайно мають розмір до 0,2 × 0,1 мм. Навколо сидеритових зерен часто видно облямівку піжоніту в асоціації з титаномagnetитом.

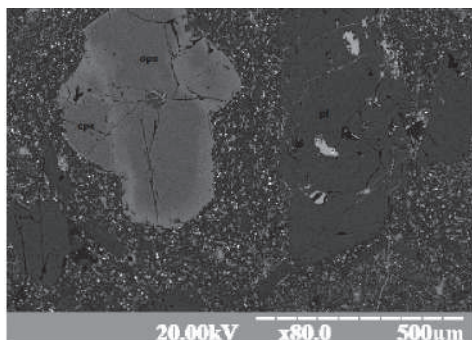


Рис. 9. Зерна плагіоклазу, орто- і клінопіроксену в андезитах третього лавового потоку.

Основна маса в породах складена вулканічним склом, плагіоклазом, кліно-, ортопіроксенном, ільменітом і титаномагнетитом, зрідка трапляється рогова обманка. Зерна плагіоклазу мають видовжену форму, орієнтовані в одному напрямі, розмір – 0,3 мм. Вміст анортитового компонента становить 54–69 %. Як і в андезитах другого лавового потоку, зафіксовано зменшення вмісту анортитового компонента в зернах меншого розміру. Піроксени в основній масі представлені зернами розміром до 0,05 мм, хімічний склад яких відповідає піжоніту – від $(En_{0,52}Fs_{0,38}Wo_{0,10})$ до $(En_{0,53}Fs_{0,41}Wo_{0,06})$.

Темно-сірі андезити **четвертого лавового потоку** (взірці KS-46-1, Lis16-1) містять фенокристали плагіоклазу, ортопіроксену й сидериту, які візуально становлять близько 20 % породи. Серед вкраплень переважають зерна плагіоклазу (близько 85 %) розміром до 1,5 мм. Як і в породах третього потоку, тут є дві генерації мінералу, проте зерна без включень карбонатного розплаву дуже рідкісні. Загалом наявні зерна, які обростають виділення карбонатного розплаву, і зерна, у яких карбонатний розплав заповнив тріщини. Вміст анортитового компонента у плагіоклазі вкраплень коливається від 82 до 93 %. Ортопіроксен (до 10 % усіх вкраплень) представлений зернами розміром до $0,5 \times 1,0$ мм і гіперстенового складу – від $(En_{0,71}Fs_{0,26}Wo_{0,03})$ до $(Fs_{0,69}En_{0,29}Wo_{0,02})$; містить включення піротину. Вміст сидериту у вкрапленнях не перевищує 5 %. Це зерна розміром 0,1–0,2 мм, звичайно з характерною облямівкою піжоніту й титаномагнетиту. Основна маса в андезитах складена плагіоклазом (60–71 % анортитового компонента), гіперстеном, піжонітом і титаномагнетитом. Трапляються краплі карбонатного розплаву, змішані з основною масою; у таких скупченнях виявлено ще апатит, циркон та ільменіт.

Варіації хімічного складу породоутворювальних мінералів з андезитів усіх чотирьох лавових потоків матеківського комплексу узагальнено на відповідних трикутних діаграмах: для плагіоклазів – на діаграмі Na–K–Ca (рис. 10), для піроксенів – Mg–Ca–Fe (рис. 11).

Розплавні включення в мінералах. В андезитах першого лавового потоку розплавні включення виявлено в кристалах плагіоклазу й ортопіроксену. У плагіоклазах вони розкристалізовані, мають розмір до 0,05 мм, розташовані паралельно до граней росту кристалів (рис. 12). Також у плагіоклазах ми відшукали включення карбонатного розплаву. Під час їхнього вивчення отримано цікаві й оригінальні дані, хоча ми трактуємо їх як попередні, потрібні ще додаткові дослідження. Зазначимо, що сидерит у породах Вигорлат-Гутинського хребта описували й раніше, однак його виділення пов'язували з гідротермальними змінами порід [12]. В ортопіроксені включення нерозкристалізовані, мають розмір до 0,02 мм, представлені вулканічним склом і газовим пухирцем, іноді у включенні трапляється зерно титаномагнетиту або рогової обманки.

З діаграми $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$, на яку нанесено фігуративні точки складу вулканічного скла з включень у піроксенах першого лавового потоку (рис. 13), можна зробити висновок, що розплави, які потрапляли у включення в ортопіроксенах, мали кислий склад, головню дацитовий і ріолітовий.

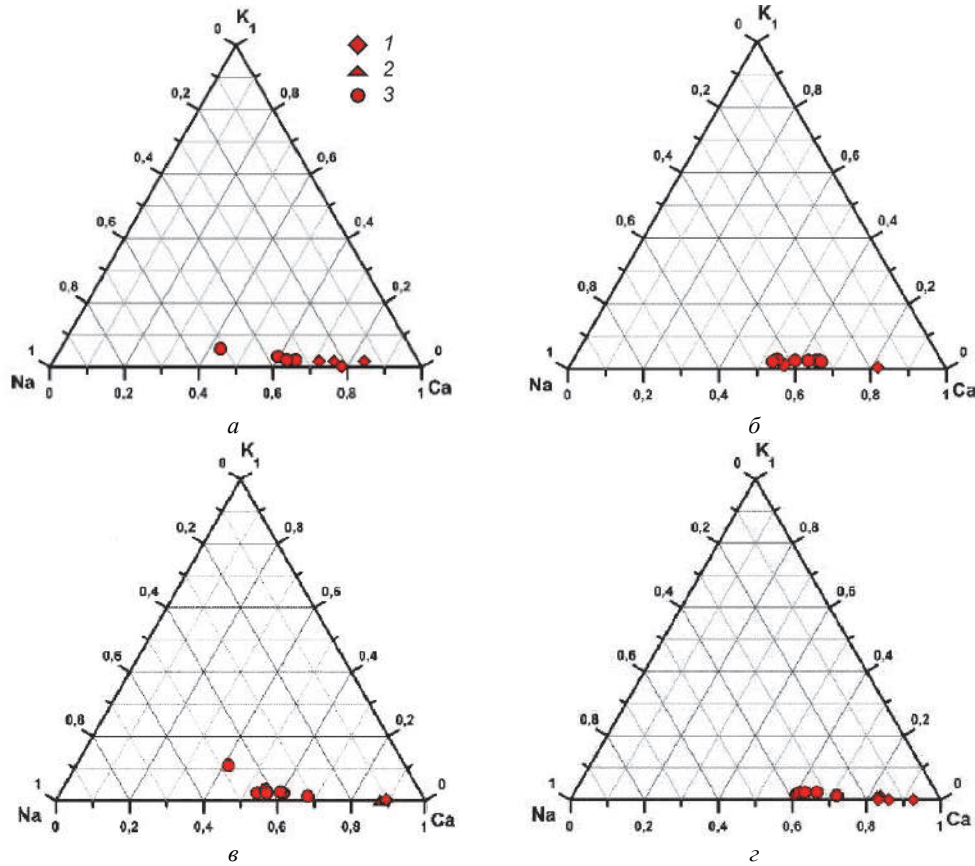


Рис. 10. Положення фігуративних точок складу плагіоклазів на трикутній діаграмі Na–K–Ca:
 1 – із вкраплень; 2 – із вкраплень з сидеритом; 3 – з основної маси породи. Лавові потоки андезитів матеківського комплексу: а – перший, б – другий, в – третій, г – четвертий.

В андезитах другого лавового потоку розплавні включення виявлено у плагіоклазах. Вони розкристалізовані, мають розмір від 0,02 до 0,30 мм, містять порівняно великі зерна піроксенів і титаномагнетиту. Також є включення карбонатного розплаву разом з кварцом. У породах третього й четвертого лавових потоків розплавні включення ми відшукали теж лише у вкрапленнях плагіоклазу. Вони розкристалізовані, розміром 0,02–0,10 мм, розташовані хаотично – і в центрі кристалів, і на периферії. На рис. 14, 15 показано порядок кристалізації мінералів у включеннях у плагіоклазі з андезитів, відповідно, третього й четвертого лавових потоків: плагіоклаз, який утворює облямівку по периферії включення, → клінопіроксен, магнетит (титаномагнетит) → калієвий польовий шпат, кварц.

Отже, результати мінералого-геохімічних і петрохімічних досліджень мінералів, які відібрано з різних частин чотирьох лавових потоків матеківського комплексу в каменоломні Лісарня (північно-західна частина Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма), засвідчили таке. Породи лавових потоків представлені темно-сірими андезитами, які містять порфірові вкраплення плагіоклазу, орто- і клінопіроксену, титаномагнетиту, си-

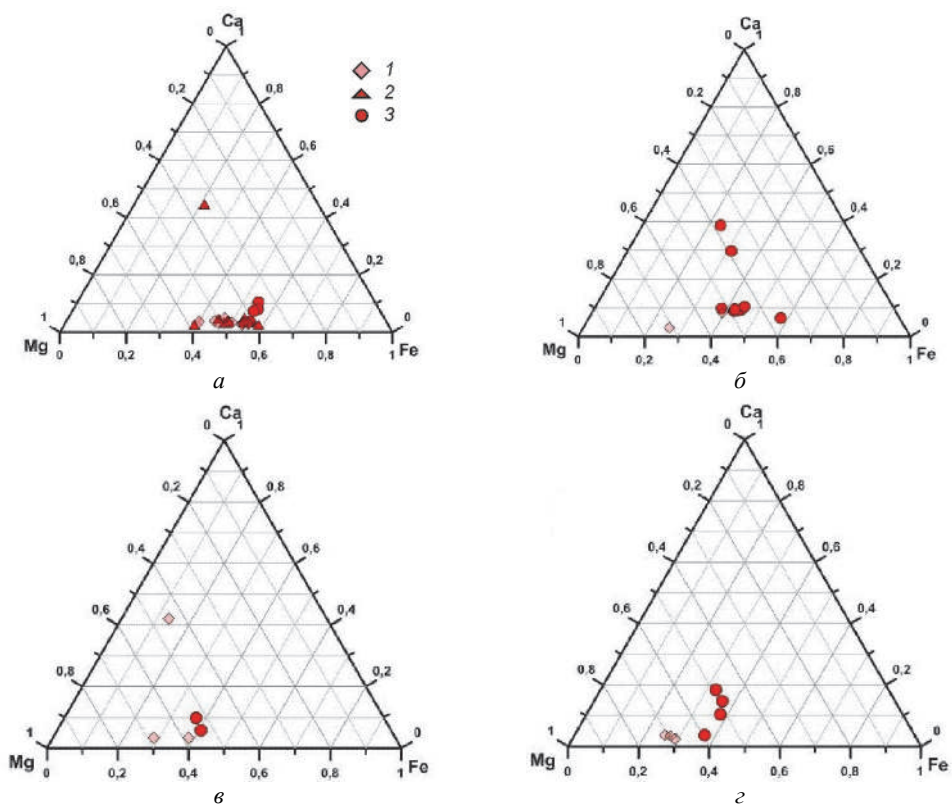


Рис. 11. Положення фігуративних точок складу піроксенів на трикутній діаграмі Mg–Ca–Fe. Позначення ті ж, що й на рис. 10.

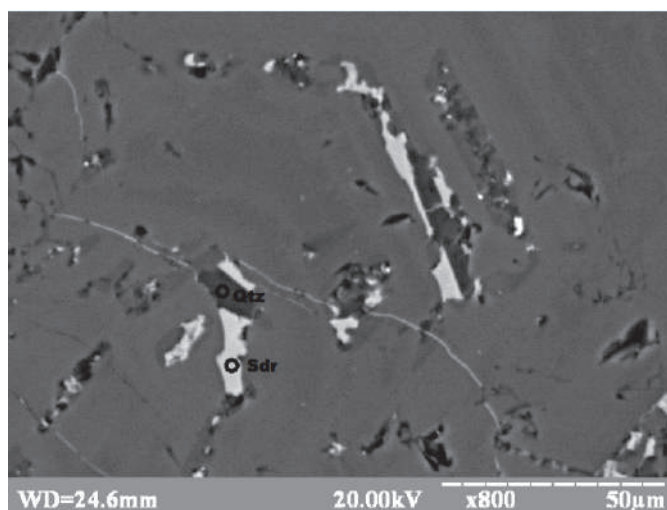


Рис. 12. Включення сидериту і кварцу (Qtz) у плагіоклазі з андезитів першого лавового потоку.

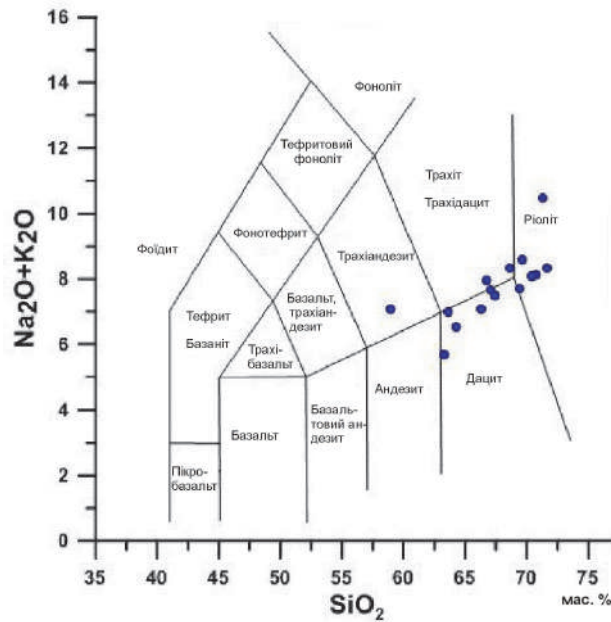


Рис. 13. Положення фігуративних точок складу вулканічного скла з включень в ортопіроксенах з андезитів першого лавового потоку на бінарній діаграмі SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

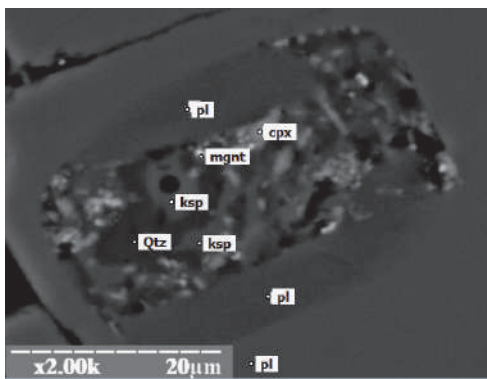


Рис. 14. Порядок кристалізації мінералів у розплавних включеннях у плагіоклазі андезитів третього лавового потоку (взірець KS-46): плагіоклаз → клінопіроксен, магнетит → калішпат (ksp), кварц.

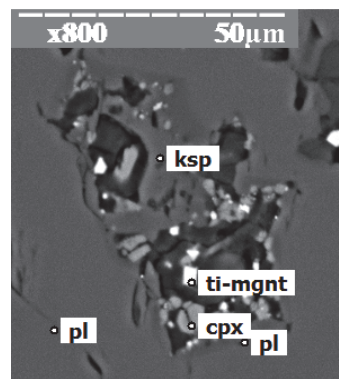


Рис. 15. Порядок кристалізації мінералів у розплавних включеннях у плагіоклазі андезитів четвертого лавового потоку (взірець KS-46-1): плагіоклаз → клінопіроксен → титаномагнетит, калішпат, кварц.

дериту, а також гломеропорфірові зростки кристалів цих мінералів. Визначено варіації хімічного складу плагіоклазів і піроксенів.

У фенокрисалах плагіоклазу й ортопіроксену ідентифіковано розплавні включення. У плагіоклазах включення розкристалізовані, мають кислий склад, містять кварц і калішпат, натомість в ортопіроксенах включення нерозкристалізовані, складені вулканічним склом, іноді з клінопіроксеном або титаномагнетитом.

У мінералах виявлено включення карбонатного розплаву, а в породах – нетипові сингенетичні вкраплення сидериту, що свідчить про можливу участь лужних магм у процесі становлення вулканічних апаратів цього району. Для остаточного з'ясування цього питання потрібні додаткові дослідження.

На підставі виконаного комплексу досліджень зроблено висновок про змішуваність магм ріолітового й дацитового складу з високотемпературними базальтовими і лужними магмами під час формування ефузивної товщі Вигорлат-Гутинського пасма.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Гончарук А. Ф. Эндогенное оруденение андезито-базальтовой формации Закарпаття / А. Ф. Гончарук. – Киев : Наук. думка, 1982. – 168 с.
2. Данилович Л. Г. Геолого-петрографічна характеристика вулканічного комплексу хребта Оаш (Закарпаття) / Л. Г. Данилович. – К. : Вид-во АН УРСР, 1963. – 94 с.
3. Данилович Л. Г. Кислый вулканизм Карпат / Л. Г. Данилович. – Киев : Наук. думка, 1976. – 146 с.
4. Золотухін В. В. Геолого-петрографічні дослідження Чорної гори та прилеглих районів Закарпаття / В. В. Золотухін. – К. : Вид-во АН УРСР, 1960. – 174 с.
5. Короновский Н. В. Геология и история формирования стратовулканов Синяк / Н. В. Короновский, Н. А. Солодкова // Тр. Лаборатории палеовулканологии. – Алма-Ата, 1964. – Вып. 3. – С. 115–135.
6. Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат / В. П. Костюк. – К. : Вид-во АН УРСР, 1961. – 157 с.
7. Лазаренко Э. А. Металлогения Закарпаття / Э. А. Лазаренко, М. К. Гнилко, В. Н. Зайцева. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1968. – 173 с.
8. Ляшкевич З. Деякі мінералого-петрохімічні дані про генезис кайнозойських магм Карпатського регіону / З. Ляшкевич // Мінерал. зб. – 2011. – № 61, вип. 2. – С. 44–51.
9. Ляшкевич З. М. Клинопироксены мезозойских вулканитов Украинских Карпат как индикатор геодинамической обстановки магматизма / З. М. Ляшкевич, А. С. Варичев, В. Н. Ткач // Минерал. журн. – 1995. – Т. 17, № 5. – С. 40–45.
10. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпаття / Е. Ф. Малеев. – М. : Наука, 1964. – 250 с.
11. Мерлич Б. В. Особенности неогенового магматизма глубинных разломов Закарпаття / Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1965. – № 9. – С. 55–68.
12. Мерлич Б. В. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпаття / Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская. – Львов : Вища школа, 1974. – 176 с.
13. Минералогия Закарпаття / Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко, Э. К. Барышников, О. А. Малыгина. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1963. – 614 с.
14. Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутворення / [О. Матковський, П. Білоніжка, Д. Возняк та ін.]. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – 584 с.
15. Мінерали Українських Карпат. Силікати / [О. Матковський, В. Квасниця, І. Наумко та ін.]. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 520 с.
16. Наумко І. Сучасний стан вивченості флюїдного режиму формування орогенних магматичних формацій Закарпаття (за включеннями розплавів у мінералах) /

- І. Наумко, Т. Бринський, Л. Скакун // Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка : матеріали. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – С. 70–72.
17. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат / [В. С. Соболев, В. П. Костюк, А. П. Бобриевич и др.]. – Киев : Изд-во АН УССР, 1955. – 248 с.
 18. Приходько М. Геологічна будова Закарпатського прогину : Звіт по темі “Кореляція неогенових відкладів Закарпатського прогину України та Східнословачької западини Словаччини”. – Берегове, 2004. – 173 с.
 19. Расточинская Н. С. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000 листа М-34-XXIX / Н. С. Расточинская, Е. Ф. Малеев, Л. В. Соколова. – М., 1962. – 87 с.
 20. Соболев В. С. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта / В. С. Соболев, Н. С. Варганова, О. Н. Горбачевская // Тр. Львов. геол. об-ва. Сер. петрогр. – 1947. – Вып. 1. – 58 с.
 21. Тектоно-магматическая эволюция Карпат / [З. М. Ляшкевич, А. П. Медведев, Ю. З. Крупский и др.]. – Киев : Наук. думка, 1995. – 132 с.
 22. Frezzotti M.-L. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology / M.-L. Frezzotti // Lithos. – 2001. – Vol. 55. – P. 273–299.
 23. K-Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine / Z. Pecskaĵ, I. Seghedi, H. Downes [et al.] // Geologica Carpathica. – 2000. – Vol. 51, N 2. – P. 83–89.
 24. Lee J. Glass inclusions in Mariana arc phenocrysts : A new perspective on magmatic evolution in a typical intra-oceanic arc / J. Lee, R. J. Stern // J. Geol. – 1998. – Vol. 106. – P. 19–33.
 25. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian region: a review / J. Lexa, I. Seghedi, K. Németh [et al.]. // Cent. Eur. J. Geosci. – 2010. – Vol. 2, Is. 3. – P. 207–270.

*Стаття: надійшла до редакції 11.10.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

**PETROCHEMICAL FEATURES AND MELT INCLUSIONS
IN MINERALS OF MATEKIVSKYI COMPLEX ANDESITES
IN THE LISARNIA QUARRY
(VYHORLAT-HUTYNSKE VOLCANIC RIDGE,
UKRAINIAN CARPATHIANS)**

I. Naumko¹, L. Skakun², T. Brynskyi¹, R. Serkiz²

¹*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU,
3a, Naukova St., 79060 Lviv, Ukraine
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

²*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: lzkakun@gmail.com*

We studied volcanites of the Vyhorlat-Hutynske ridge (Ukrainian Carpathians) in quarries located in the interfluvium of Uzh and Latorytsia, especially in terms of their petrochemical characteristics and the presence of melt inclusions in minerals. Our attention was attracted by the effusive rocks of the Matekivskiyi complex, exposed in the Lisarnia quarry.

Neogenic volcanic rocks of Transcarpathia are the part of the calc-alkali volcanic belt of the Inner Carpathians (the time of formation – from 13.8 to 9.1 million years ago). These rocks are widespread in the south-western part of Transcarpathia, where they now stand out in the form of three geomorphological structures: Soltvynska basin, Berehivske hill country and Vyhorlat-Hutynske volcanic ridge. This ridge is parallel to the Carpathian folded structure and is adjacent to it; it is formed from a number of large stratovolcanoes, which actually “merged” with each other. Lisarnia quarry is located in the southwestern part of the stratovolcano Syniak (about 10 km north of the city of Mukachevo). The stratovolcano is composed of three volcanic complexes – Matekivskiyi, Syniatskiy and Obavskiy. The rocks of Lisarnia quarry belong to the Matekivskiyi complex and are the products of the earliest eruptions of the volcanoes Syniak and Boryliv Dil. Four lava flows of dark gray andesites are exposed, between which there are layers of agglomerate breccia.

Andesites contain porphyry phenocrysts of plagioclase, ortho- and clinopyroxene, titanomagnetite, siderite, and glomeroporphyric growths of these minerals crystals. The variations in the chemical composition of plagioclases and pyroxenes are determined. In particular, the content of anorthite component in plagioclases from the phenocrysts varies from 70–85 % in the rocks of the first lava flow to 82–93 % in the rocks of the fourth. Pyroxene phenocrysts are represented by hypersthene, ferrosilite, pigeonite and augite.

Plagioclases from the groundmass have more acid composition than that in the phenocrysts: the content of the anorthite component varies from 45–65 % (the first lava flow) to 60–71 % (the fourth one). Among the pyroxenes of groundmass, hypersthene, pigeonite and augite have been defined.

Melt inclusions have been identified in the phenocrysts of plagioclase and orthopyroxene. In plagioclases inclusions are crystalline, have an acidic composition, contain quartz and common potash feldspar, whereas in the orthopyroxenes inclusions are non-crystallized, composed of volcanic glass, sometimes with clinopyroxene or titanomagnetite.

We discovered the inclusions of carbonaceous melt in the minerals, and atypical syngenetic inclusions of siderite in the rocks, which indicates the possible involvement of alkaline magmas in the formation of volcanoes in the area. Further research is needed to finalize this issue.

On the basis of the performed research complex, a conclusion was made on the possible mixing of rhyolite and dacite magmas with high-temperature basaltic and alkaline magmas during the formation of the Vyhorlat-Hutynske ridge effusive strata.

Key words: plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, siderite, fluid inclusions, melt, andesites, Vyhorlat-Hutynske volcanic ridge, Ukrainian Carpathians.

УДК 549.08:549.623:552.53:551.72/732.2(549.1)

УМОВИ УТВОРЕННЯ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ ВЕРХНЬОНЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКО-НИЖНЬОКЕМБРІЙСЬКОЇ КАМ'ЯНОЇ СОЛІ ФОРМАЦІЇ СОЛЯНИЙ КРЯЖ, ПАКИСТАН

Я. Яремчук¹, С. Вовнюк¹, С. Гринів¹, М. Тарік², Ф. Менг^{3, 4},
Л. Білик¹, В. Кочубей⁵

¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, 79060 м. Львів, Україна
E-mail: slava.yaremchuk@gmail.com

²Белуджистанський університет інформаційних технологій, інженерії
та менеджменту, відділ нафтової та газової інженерії, м. Кветта, Пакистан

³Гуанчжоуський інститут геохімії, Китайська АН, м. Гуанчжоу, КНР

⁴Державна лабораторія палеобіології та стратиграфії,
Нанкінський інститут геології та палеонтології, Китайська АН, м. Нанкін, КНР

⁵Національний університет "Львівська політехніка",
вул. Степана Бандери, 12, 79013 м. Львів, Україна

Комплексом методів (рентгенодифрактометричний, хімічний силікатний, електронно-мікроскопічний (SEM, EDSA) і термічний аналізи) досліджено глинисті мінерали верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської кам'яної солі формації Соляний кряж у Пакистані. Асоціація глинистих мінералів пелітової фракції водонерозчинного залишку цих відкладів складена коренситом, Mg-хлоритом та Fe-гідрослюдою з домішкою невпорядкованих змішаношаруватих утворень хлорит–коренсит і хлорит–монтморилоніт, подекуди трапляється домішка монтморилоніту. Шари коренситу, що розбухають, визначено як монтморилонітові. У досліджених взірцях хлорит, коренсит і змішаношаруваті утворення є триоктаедричними й магнезійними, а гідрослюда – діоктаедрична і збагачена залізом. Загалом така асоціація глинистих мінералів типова для евапоритових відкладів.

Що більша концентрація ропи в евапоритовому басейні, то більш упорядкованою стає структура глинистих мінералів – аж до цілковитого зникнення лабільних фаз. Урешті-решт загальна кількість глинистих мінералів зменшується. Порівняно багату (як для завершального етапу галітової стадії) мінеральну асоціацію глин у досліджених взірцях кам'яної солі ми пояснюємо сульфатним типом розсолів та значним впливом локальних чинників (привнесення вулканічного матеріалу, підвищений вміст органічної речовини).

Ключові слова: глинисті мінерали, кам'яна сіль, евапоритовий басейн, неопротерозой, формація Соляний кряж, Пакистан.

Глинисті мінерали седиментаційних басейнів становлять інтерес для дослідників, оскільки глини є не тільки економічно важливими породами, а й індикаторами геохімічних умов середовища осадонагромадження та післяседиментаційного перетворення порід. На зміни фізико-хімічних параметрів середовища глинисті мінерали відповідають певними трансформаціями – вони переходять у стійкі мінеральні форми [13, 46, 48]. Особливо це стосується поведінки глинистих мінералів під час евапоритового процесу,

у якому головними чинниками є концентрація та хімічний склад розсолів на стадіях седиментогенезу й діагенезу, причому це відбувається й у морських евапоритах [19], і в континентальних солоних озерах [17, 53], і в засолонених бентонітах [31, 54]. Також асоціації глинистих мінералів евапоритових товщ залежать від хімічного складу морської води [15], який протягом фанерозою декілька разів змінювався від сульфатного до хлоркальцієвого типу [32, 36, 42].

Глинам осадових відкладів Пакистану присвячено окремі публікації [18, 29, 47 та ін.], тоді як глинисті мінерали неопротерозойських евапоритів Пакистану досі не вивчено. Нечисленними є й відомості про асоціації глинистих мінералів у докембрійських евапоритах суміжних з дослідженим районом територій, які наведено без будь-яких пояснень у працях геохімічного спрямування, присвячених, головню, ізотопії С, S, Sr [37, 38]. Зокрема, констатують, що у верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійських карбонатних породах серії Білара (західноіндійський басейн Нагаур–Ганганангар, що його трактують як частину єдиного басейну Оману, Пакистану й Індії [50]) асоціація глинистих мінералів представлена гідрослюдою, хлоритом і змішаношаруватою фазою гідрослюда–монтморилоніт, а у свердловині Багевала-II – ще з коренситом [37] або коренситом, монтморилонітом і гідрослюдою [38]. У нижній підформації рифейської формації Юсмастах (Анабарське підняття, північ Сибіру), складеній потужною товщею доломітів, глинисті мінерали нижньої півтораметрової частини товщі представлені змішаношаруватим коренситом–хлоритом (у глауконітових піщано-глинистих породах нижніх 10 см) і діоктаєдричними слюдами зі слідами коренситоподібних мінералів (у глинах верхніх 1,40 м) [39].

Мета наших досліджень – визначити умови утворення асоціацій глинистих мінералів кам'яної солі верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської формації Соляний кряж (Пакистан) та чинники, що впливали на швидкість трансформації глинистих мінералів в евапоритовому басейні, зокрема, з'ясувати, які чинники – загальні (концентрація, склад розчинів) чи локальні (привнесення вулканічного матеріалу, підвищений вміст органічної речовини) – мали суттєвіший вплив на формування асоціацій глинистих мінералів.

Геологічна будова району досліджень. Соляний кряж є фронтальною частиною насуву Гімалаїв у Пакистані [25], це південна межа плато Кохат-Потвар. Його походження пов'язують із зіткненням Індійської та Євразійської плит [26]. Тектонічно це складний соляний антиклінорій з соляними антикліналями. На поверхні Соляний кряж представлений серією пагорбів у північній частині регіону Пенджаб між м. Калабаг на р. Інд та с. Куссак, що розташоване за 60 км на південний захід від м. Джелум на р. Джелум [34]. Продовження Соляного кряжа за Індом називають Заїндськими хребтами [28] (рис. 1).

Відклади достатньо поширеної формації Соляний кряж залягають на докембрійських метаморфічних породах та згідно перекриті нижньокембрійськими пісковиками Хевра. Вони представлені верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійською евапоритовою товщею, яка складена кам'яною сіллю (іноді з калійними солями), мергелями, гіпсами, червоними глинами й доломітами. Калійні пласти перешаровані з кам'яною сіллю та соляними мергелями; звичайно це тонкі прошарки кам'яної солі з домішкою кайніту, лангбейніту, кізериту й полігаліту. У верхній частині розрізу з'являються бітумінозні сланці [49].

Типовий розріз формації Соляний кряж відслонений в ущелині Хевра (східна частина Соляного кряжа), де її потужність перевищує 830 м [49]. Формацію розділено на три частини. Верхня – це *мергелева товща Савал*, у якій наявні пласти яскраво-червоних мергелів, незаконірно перешаровані з гіпсами та доломітами, і так звані хеврські тра-

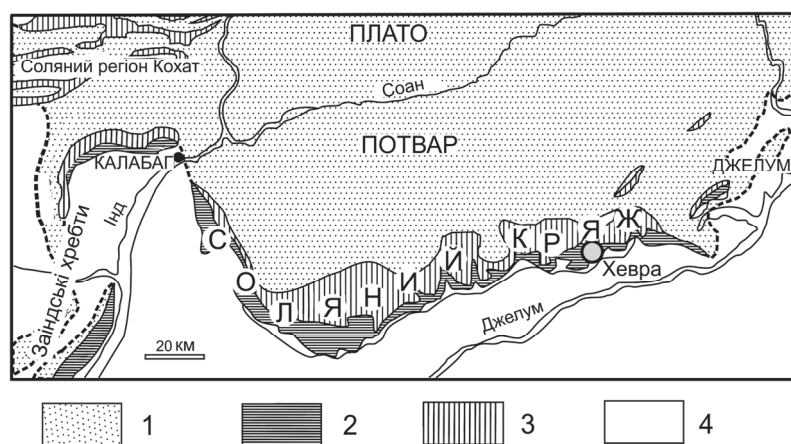


Рис. 1. Геологічне положення Соляного кряжа (за [34], зі змінами):

1 – неогенові відклади; 2 – третинні відклади; 3 – відклади палеозою та мезозою; 4 – формація Соляний кряж.

пи (потужність товщі – 3–100 м), а також тьмяно-червоні мергелі з прошарками кам'яної солі та десятиметровим пластом гіпсу у верхній частині (потужність перевищує 40 м). Середня частина формації представлена *гіпсовою товщею Бандар Кас* (> 80 м) – це масивні гіпси з незначними прошарками доломітів і глин. У нижній частині формації залягає *соляна товща Біліанвала* (> 650 м) – залізисті червоні мергелі, перешаровані з потужними пластами солі. Налічують сім масивних пластів загальною потужністю близько 150 м. Кам'яна сіль на 99 % складена галітом, прозора, біла, рожева, червонувата до м'ясо-червоної. У кам'яній солі й соляних мергелях трапляються прошарки та лінзи калійних солей [34].

Кам'яний матеріал і методи дослідження. Ми досліджували мінеральний склад водонерозчинного залишку кам'яної солі формації Соляний кряж. Вивчено дев'ять взірців глинистої кам'яної солі червоного кольору, відібраних з природних відслонень на поверхні соляного купола Хевра приблизно через 10–20 м у напрямі від центральної частини купола до його краю. Зазначимо, що ці взірці не репрезентують стратиграфічної послідовності, однак їх відібрано з різних соляних шарів.

Взірці глинистої кам'яної солі розчиняли в дистильованій воді та відмивали до повного видалення хлоридів. З отриманого водонерозчинного залишку виділено фракцію < 0,01 мм та дрібну пелітову фракцію (< 0,004 мм). Перша за мінеральним складом відрізняється тільки наявністю кварцу, іноді польового шпату й більшим вмістом магнієту; її використано для хімічного й термічного аналізів.

Рентгенодифрактометричні дослідження виконано в лабораторії ІГГК НАН України за методикою, описаною в працях [10, 40], аналітик Я. Яремчук. Використано дифрактометр АДП-2, $U = 34$ кВ, $I = 14$ мА, Fe-антикатод, Mn-фільтр, швидкість руху гоніометра – 2 град/хв (для інтервалу 76–86° 2 θ – 1 град/хв). Досліджували орієнтовані ($\leq 0,004$ мм) та неорієнтовані ($\leq 0,01$ мм) препарати. Орієнтовані препарати виготовляли осадженням глинистих частинок водної суспензії на предметне скло [10]; густина осадженої плівки – 3 мг/см².

Окремо ідентифікували мінерали, що розбухають, та змішаношаруваті утворення, які містять компонент, що розбухає. Для цього використовували насичення препаратів

етиленгліколем (одна доба, за кімнатної температури) та відпалювання за $T = 550\text{ }^{\circ}\text{C}$ (одна година). Щоб розрізнити монтморилоніт і низькозарядний вермикуліт, орієнтовані препарати виготовляли з проб, насичених іонами Mg^{2+} (2 год у розчині MgCl_2 за $T = 80\text{ }^{\circ}\text{C}$), з подальшою сольватацією парами гліцерину (з підігрівом за $60\text{--}70\text{ }^{\circ}\text{C}$ протягом доби). Неорієнтовані препарати досліджували для визначення структурного типу глинистих мінералів (положення рефлексу 060, ділянка $74\text{--}98^{\circ} 2\theta$).

Електронно-мікроскопічні та енергодисперсійні рентгенівські дослідження виконано у Нанкінському інституті геології та палеонтології (КНР) з використанням мікроскопа LEO1530VP, обладнаного детектором Oxford INCA X-MAX 20; взірці напиляли золотом.

Хімічний силікатний аналіз на 13 компонентів виконували в лабораторії ІГГК НАН України за загальноприйнятою методикою [14], аналітик Л. Білик. Вміст органічної речовини ($C_{\text{орг}}$) визначали методом “мокрого спалювання”, за якого органічну речовину окиснюють хромово-срібною сумішшю в киплячій ($T \sim 210\text{ }^{\circ}\text{C}$) концентрованій сірчаній кислоті з визначенням маси утвореного CO_2 об’ємним методом [1]. За різницею між загальним і карбонатним CO_2 обчислюють $C_{\text{орг}}$.

Комплексний термічний аналіз – диференційно-термічний (ДТА), диференційно-термогравіметричний (ДТГ) і термогравіметричний (ТГ) виконано на дериватографі Q-1500 D системи “Паулік-Паулік-Ердей” (лабораторія ДТА НУ “Львівська політехніка”, аналітик В. Кочубей). Проби аналізували в динамічному режимі зі швидкістю нагрівання $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{хв}$ в атмосфері повітря. Маса взірців – $300\text{--}500$ мг. Чутливість за шкалою ТГ – 50 мг, за шкалою ДТА – 250 мг. Температурний інтервал – $20\text{--}1\ 000\text{ }^{\circ}\text{C}$. Еталонною речовиною слугував оксид алюмінію.

За даними **рентгенівського аналізу**, у пелітовій фракції водонерозчинного залишку взірців неопротерозойської кам’яної солі формації Соляний кряж головними глинистими мінералами є коренсит, хлорит і гідрослюда. Майже в усіх пробах наявні невідповідні змішаношаруваті утворення хлорит–монтморилоніт, які в разі переважання в їхній структурі хлоритових пакетів названо хлоритом–коренситом. Домішку дискретного монтморилоніту виявлено у двох пробах. Гідрослюда діоктаедрична, а решта глинистих мінералів та змішаношаруваті утворення триоктаедричні. З неглинистих мінералів у всіх пробах у значній кількості наявний магнезит, у двох пробах є домішка кварцу, в одній – польового шпату (табл. 1). У більшій частині проаналізованих проб на дифрактограмах у ділянці $22\text{--}36^{\circ}$ кутів 2θ зафіксовано гало – випукле підняття фону різної форми й розміру.

Коренсит – як упорядковане (R1) перешарування хлоритових пакетів і пакетів, що розбухають, (1:1) – ідентифіковано за серією базальних рефлексів, діагностичними з яких у нашому випадку є 002 і 004. На дифрактограмах вихідних препаратів вони мають значення $1,46$ і $0,71$ чи $0,70$ нм, а після насичення етиленгліколем – $1,58\text{--}1,51$ і $0,77\text{--}0,75$ нм, відповідно (рис. 2).

Характерну для коренситу лінію 001 зафіксовано на дифрактограмах повітряно-сухих і насичених етиленгліколем препаратів тільки частини досліджених проб. Причиною цього може бути як високий фон у ділянці малих кутів дифракції, так і відхилення в упорядкованості перешарування, зумовлені незначним порушенням кількісних співвідношень різнотипних пакетів. Зате на всіх дифрактограмах препаратів, відпалених за $550\text{ }^{\circ}\text{C}$, є чіткий рефлекс $2,42\text{--}2,33$ нм, який належить відбитку 001 стисненої структури коренситу (рис. 3) [3].

Таблиця 1
Мінеральний склад пелітової фракції водонерозчинного залишку кам'яної солі
формації Соляний Кряж

Мінерали	Номер взірця								
	1К	2К	3К	3АК	4К	5К	6К	7К	8К
Іліт	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Хлорит	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Коренсит	+	+	-	+	+	+	+	+	+
Хлорит- коренсит	+	+	+	-	+	+	-	+	+
Хлорит- монтморилоніт	-	-	+	+	-	-	-	-	+
Монтморилоніт (домішка)	+	-	+	-	-	-	-	-	-
Магнезит	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Польовий шпат (домішка)	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Кварц (домішка)	-	+	-	-	-	-	-	+	-

Пакети, що розбухають, у коренситі та змішаношаруватих утвореннях визначено як монтморилонітові – дифрактограми оброблених хлоридом магнію проб у ділянці малих кутів мають чіткі рефлекси з d/n 1,54–1,51, 1,46 і 1,42–1,38 нм, а після насичення гліце-рином вони набувають значень 1,85–1,68, 1,58–1,54 та 1,42–1,38 нм, відповідно (рис. 4) [40]. Такі зміни визначають не тільки монтморилонітову складову в змішаношарува-тому утворенні, а й наявність дискретних фаз монтморилоніту (зміщення рефлексу 1,54–1,51 до 1,68 нм) та хлориту (рефлекс 1,42–1,38 нм не змістився після насичення) (див. рис. 4, а, б, з). Лінія 1,54 нм на спектрах проб після сольватації гліце-рином є ознакою переважання хлоритових пакетів у складі змішаношаруватого утворення. У взірці 4К дифракційна картина після таких оброблянь не змінилася (див. рис. 4, в), що, найімовірніше, є наслідком повільної адсорбції органічних молекул міжшаровими про-міжками монтморилоніту (як це пояснено у [40]).

Дослідження термічно оброблених проб ($T = 550$ °C) підтвердило наявність як ко-ренситу, так і хлориту–монтморилоніту з різним вмістом у структурі пакетів, що розбу-хають. Зокрема, лінії 2,42–2,33, 1,26–1,23 та 0,72 нм відповідають рефлексам 001, 002 і 004 коренситу після прожарювання [13], лінії в інтервалі 1,38–1,28 нм відповідають хлориту–коренситу, а слабкі рефлекси в межах 1,2–1,0 нм – хлориту–монтморилоніту з переважанням у структурі монтморилонітових пакетів.

Визначення хлориту на дифрактограмах повітряно-сухих препаратів утруднене тим, що його базальні рефлекси перекриті рефлексами інших глинистих мінералів, особливо перший базальний рефлекс, який перекритий рефлексом 002 коренситу і серією рефлексів неупорядкованих змішаношаруватих утворень хлориту–монтморилоніту та хлориту–коренситу. Хлорит як окрему фазу однозначно діагностовано за рефлексом 1,42–1,38 нм на дифрактограмах препаратів, насичених етиленгліколем і відпалених за 550 °C (див. рис. 2, 3), а також на спектрах після обробляння магнієм та сольватації гліце-рином (див. рис. 4) – лінії коренситу й фаз, що розбухають, зміщені в бік малих кутів і не пере-криті рефлексами хлориту. На дифрактограмах препаратів, насичених етиленгліколем, можна порівняти інтенсивності базальних рефлексів хлориту: за інтенсивністю рефлекс-и 001 та 002 сумірні, що свідчить про магнезійний склад хлориту [30, 40].

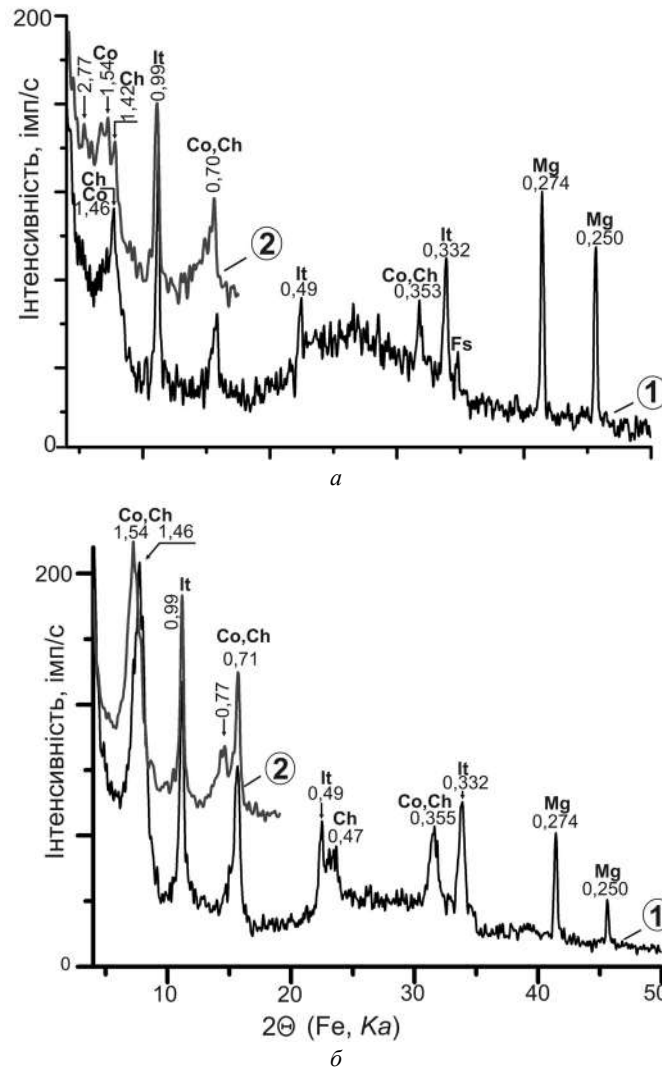


Рис. 2. Дифрактограми орієнтованих препаратів (фракція < 0,004 мм) водонерозчинного залишку кам'яної солі формації Соляний кряж:

a – взірець 1К; *b* – взірець 3АК; цифри в кружечках: 1 – вихідний препарат; 2 – препарат, насичений етиленгліколем; мінерали: Co – коренсит, Ch – хлорит, It – гідрослюда, Sm – монтморилоніт, Ch–Co – змішаношарувате утворення хлорит–коренсит, Mg – магнезит, Fs – польовий шпат, Q – кварц; міжплосинні відстані – у нанометрах.

Наявність гідрослюди в пелітовій фракції визначено за базальними відбиттями 0,99, 0,49 та 0,332 нм – вони не змінюють положення після насичення та відпалювання препаратів (див. рис. 2, 3).

У декількох пробах інтенсивність базальних рефлексів гідрослюди більша, ніж коренситу і хлориту, що може свідчити про її переважний вміст у цих пробах.

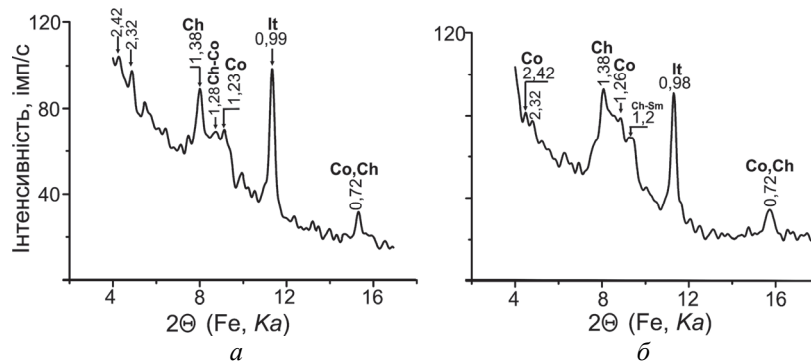


Рис. 3. Дифрактограми орієнтованих препаратів (фракція < 0,004 мм) взірців 1К (а) та 3АК (б) водонерозчинного залишку кам'яної солі, відпалених за 550 °С. Позначення мінералів тут і нижче див. на рис. 2.

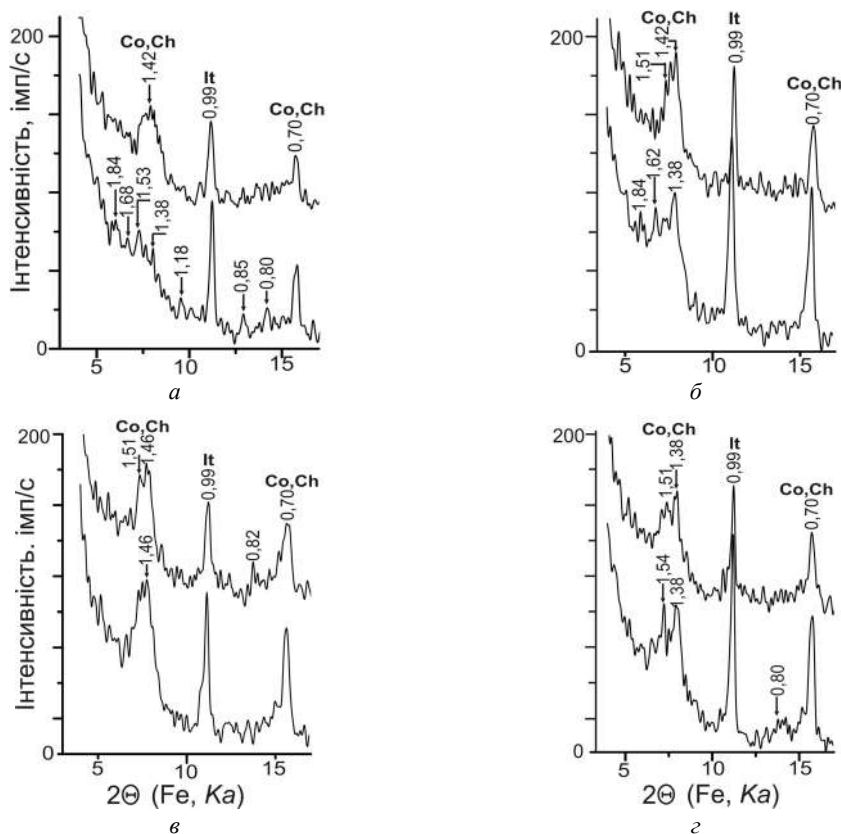


Рис. 4. Фрагменти дифрактограм водонерозчинного залишку (фракція < 0,004 мм) кам'яної солі формації Соляний кряж.

Взірці: а – 1К; б – 3АК; в – 4К; г – 8К; верхня крива – орієнтований препарат, оброблений Mg; нижня крива – орієнтований препарат, оброблений Mg і насичений гліцерином.

Рефлекси 060 на дифрактограмах неорієнтованих препаратів визначають діоктаедричний тип гідрослюди (пік 0,1506 нм) і триоктаедричний тип коренситу, хлориту й монтморилоніту, причому як мінеральних форм, так і компонентів у складі змішаношаруватих утворень (піки 0,1532 та 0,1528 нм). Чіткі рефлекси 0,1540 та 0,1485 нм у цій ділянці спектра належать кварцу й магнезиту, відповідно (рис. 5).

Згідно з результатами **електронно-мікроскопічних досліджень**, пелітова фракція вивчених зрізків складена, головню, з частинок розміром 2–4 мкм, трапляються окремі таблитчасті й ізометричні частинки розміром 0,5 мкм. Виявлено агрегати тонких пластинок, форма яких часто близька до гексагональної, а краї неправильні. Енергодисперсійний рентгенівський аналіз (EDSA) засвідчив, що це магнезіальний алюмосилікат. За даними рентгенівського аналізу, у вивчених пробах магнезіальні алюмосилікати представлені хлоритом і коренситом. Зроблено висновок, що описані вище частинки – це коренсит (рис. 6).

Ізометричні частинки значної товщини з чіткими краями визначено як хлорит, а тонкі частинки з нечіткими, дещо викривленими краями – як гідрослюду. На світлинці (див. рис. 6), одержаній за допомогою сканувального електронного мікроскопа, видно маленькі (0,5–1,0 мкм) ромбоєдри магнезиту. Більші (~ 2 мкм) кристали близької до ізометричної форми, згідно з даними EDSA, також є магнезитом.

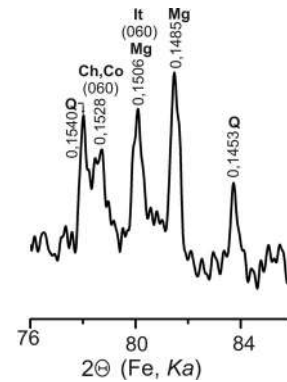


Рис. 5. Фрагмент дифрактограми неорієнтованого препарату (фракція < 0,01 мм) водонерозчинного залишку кам'яної солі формації Соляний кряж, зрізекь 1К.

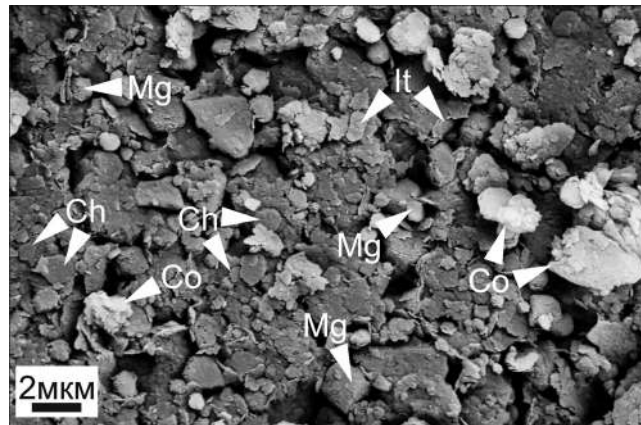


Рис. 6. Електронно-мікроскопічне зображення зрізка 6К водонерозчинного залишку (фракція < 0,004 мм) кам'яної солі формації Соляний кряж.

Результати **хімічного аналізу** досліджених проб у табл. 2 наведено без магнезиту, вміст якого коливається від 9,35 до 32,61 %. У всіх пробах зафіксовано підвищений вміст SiO₂, дещо знижений – Al₂O₃ і дуже низький вміст FeO – 0,17–0,43 %. У чотирьох пробах виявлено знижений вміст H₂O. Значення співвідношення Fe²⁺/ΣFe (0,05–0,12) свідчить про суттєве переважання окисного заліза над закисним. Вміст C_{орг} у пелітовій фракції водонерозчинного залишку становить 1,68–3,17 %, в одній пробі – 0,80 %.

Таблиця 2

Хімічний склад глинистих мінералів водонерозчинного залишку кам'яної солі
формації Соляний кряж та вміст магнезиту в досліджених взірцях, %

Компо- ненти	Номер взірця								
	1К	2К	3К	3АК	4К	5К	6К	7К	8К
SiO ₂	45,85	58,76	51,59	51,49	55,86	53,27	58,50	47,21	53,83
TiO ₂	0,53	0,53	0,67	0,50	0,51	0,52	0,60	0,58	0,59
Al ₂ O ₃	12,03	10,30	13,40	11,63	11,91	11,24	13,15	12,37	11,61
Fe ₂ O ₃	4,51	4,83	4,50	4,58	4,86	4,34	5,14	4,37	4,40
FeO	0,22	0,53	0,36	0,55	0,34	0,48	0,28	0,33	0,52
MnO	0,09	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,09
MgO	20,62	14,77	15,55	17,10	14,75	16,83	11,78	17,17	16,98
CaO	1,63	1,05	0,51	0,82	0,87	0,62	0,47	0,50	0,85
K ₂ O	2,86	2,80	3,29	3,04	3,04	2,91	3,71	2,93	3,08
Na ₂ O	0,20	0,15	0,22	0,15	0,16	0,13	0,21	0,16	0,13
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,07	0,08	0,04
H ₂ O	11,46	6,18	9,82	10,02	7,58	9,55	6,02	14,25	7,89
Сума	100,00	100,00	100,01	99,98	100,00	99,99	99,98	100,01	100,01
C _{орг}	2,57	2,68	1,83	2,27	2,08	2,31	0,80	1,68	3,17
Fe ³⁺	3,15	3,38	3,14	3,21	3,40	3,03	3,60	3,06	3,08
Fe ²⁺	0,17	0,41	0,28	0,43	0,26	0,38	0,22	0,26	0,40
Fe ²⁺ /ΣFe	0,05	0,11	0,08	0,07	0,12	0,11	0,06	0,08	0,12
Магне- зит	32,61	22,13	15,04	19,20	20,21	18,24	17,17	9,35	26,61

Комплексним термічним аналізом вивчено фракцію < 0,01 мм взірців 1К та 6К (рис. 7). Згідно з даними рентгенівських досліджень, у них є коренсит, хлорит, гідрослюда і магнезит; у взірці 1К також наявні змішаношарувате утворення хлорит–коренсит і домішка монтморилоніту (див. табл. 1). На кривих ДТА виявлено ендоефекти дегідратації й дегідроксилації, які свідчать про руйнування структури глинистих мінералів [43].

В обох взірцях перший ендопік (82 та 80 °С – втрата маси 1,25 та 1,60 %, відповідно) свідчить про втрату міжшарової води гідрослюдою. Серії слабких ендотермічних піків у температурному інтервалі 120–240 °С (втрата маси 0,34 та 0,43 %, відповідно) відповідають десорбції води з міжшарових інтервалів шарів, що розбухають, у коренситі та невпорядкованих змішаношаруватих мінералів. Перший епізод дегідроксилації структури глинистих мінералів відбувається за 465–693 °С (втрата більшості гідроксильних груп). В інтервалі 543–693 °С дегідроксилація накладена на дисоціацію магнезиту, про що свідчить глибокий ендоефект на кривій ДТА з максимумом за температури 600 та 591 °С (втрата маси 9,91 та 9,74 %, відповідно). Ендоефекти за 773 та 780 °С характеризують виділення залишків груп ОН, їм відповідає незначна втрата маси (0,83 та 1,02 %). Екзотермічний ефект за 800 °С засвідчує кристалізацію нових фаз з продуктів розкладання (див. рис. 7).

На термограмах також зафіксовано екзо- й ендоефекти, які зумовлені стадійними процесами термоокисної деструкції органічної речовини. В інтервалі 240–465 °С серія невиразних екзоефектів (втрата маси 0,94 та 0,54 %, відповідно) свідчить про виділення легких продуктів деструкції. У пробі 6К ендоефекти за 415 і 453 °С, на нашу думку, є наслідком дисоціації стійких органічних сполук; їхнє подальше окиснення супроводжується високим екзоефектом за 530 °С із втратою маси 2,32 % (див. рис. 7).

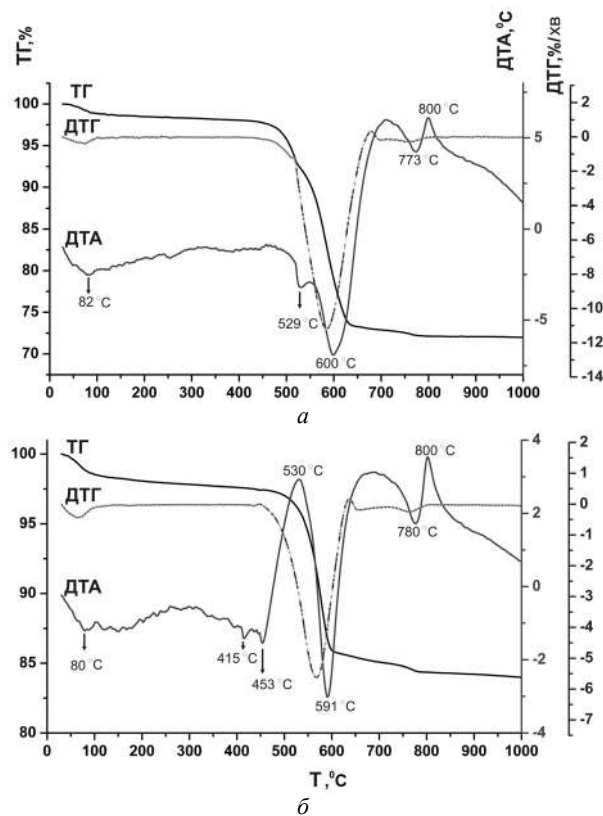


Рис. 7. Криві ДТА, ДТГ та ТГ водонерозчинного залишку (фракція < 0,01 мм) взірців кам'яної солі (а – 1К; б – 6К) формації Соляний кряж.

Складність ідентифікації деяких глинистих мінералів. Як відомо, коренсит є триоктаедричним мінералом з упорядкованим 1:1 перешаруванням хлориту й вермикуліту (високозарядний коренсит) або монтморилоніту (низькозарядний коренсит). Оскільки в коренситі складова, що розбухає, може бути представлена або монтморилонітовими, або вермикулітовими пакетами, а монтморилоніт і низькозарядний вермикуліт у разі насичення етиленгліколем не розрізнити, то ми обробляли препарати хлористим магнієм з подальшою сольватацією гліцерином. У процесі насичення катіонами Mg^{2+} міжшаровий заряд вермикуліту зростає завдяки утворенню катіон-гідроксильних комплексів, подібних до бруситової сітки хлориту. За подальшого насичення гліцерином така структура здатна прийняти лише один шар органічних молекул. Отже, на дифрактограмах проб, оброблених хлористим магнієм і насичених гліцерином, рефлекс 1,45 нм свідчить про наявність вермикуліту, а 1,80 нм – монтморилоніту [10, 40]. Якщо у складі змішаношаруватих утворень є лабільні пакети, то навіть незначний зсув у ділянку малих кутів після насичення гліцерином проб, оброблених магнієм, є доказом наявності монтморилонітової складової [40]. Власне за такими ознаками (лінії зсунулися до 1,85–1,68 та 1,58–1,54 нм) ми діагностували монтморилонітову складову в коренситі та змішаношаруватих утвореннях (див. рис. 4).

Додаткові дослідження потрібні й у разі визначення асоціації глинистих мінералів, у якій, крім змішаношаруватих утворень (упорядкованих і невпорядкованих) з різним співвідношенням у структурі пакетів, що розбухають, і хлоритових пакетів, наявні дискретні хлорит і монтморилоніт. Зазначені мінерали та змішаношаруваті утворення у повітряно-сухому й насиченому стані мають подібні міжплощинні відстані (близько 1,4, 1,5 та 1,7 нм). Щоб розрізнити ці мінерали, ми прогрівали препарати за 550 °С, завдяки чому лабільні міжшарові проміжки цілком втрачають молекулярну воду. У цьому разі структура монтморилоніту стискається до 0,99 нм, тоді як у хлориті за такої температури бруситова сітка утримує групи OH, і перший базальний рефлекс не змінює свого положення. Співвідношення хлоритових і монтморилонітових пакетів у складі змішаношаруватих утворень ми визначали на дифрактограмах препаратів, відпалених за 550 °С, за положенням рефлексів у ділянці 1,38–1,00 нм: рефлекси в інтервалі 1,38–1,28 нм відповідають хлориту–коренситу, 1,20–1,00 нм – хлориту–монтморилоніту, у структурі якого переважають монтморилонітові пакети.

Хімічний склад глинистих мінералів. Співвідношення $Fe^{2+}/\Sigma Fe$, яке становить 0,05–0,12, свідчить про помітне переважання в пелітовій фракції окисного заліза над закисним. Оскільки рентгенівським методом оксидів та/або гідроксидів заліза не виявлено, то зроблено висновок, що Fe^{3+} , вочевидь, міститься в октаедричних позиціях у структурі гідрослюди.

Асоціація залізистої гідрослюди й магнезійного хлориту загалом характерна для евапоритових відкладів [4]. Коефіцієнт залізистості $Fe/(Fe+Mg)$ магнезійного хлориту змінюється в межах 0–0,25, а для залізистої гідрослюди коефіцієнт залізистості $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ становить 0,2–0,5 [4]. Ми не могли обчислити ці коефіцієнти, оскільки досліджувані проби полімінеральні, проте дійшли висновку, що власне хлорит і хлоритові пакети в коренситі та змішаношаруватих утвореннях представлені магнезійними різновидами, а гідрослюда залізна. Міркували так: основна кількість Fe^{2+} міститься в октаедричних позиціях у триоктаедричних глинистих мінералах; його вміст у досліджених зірцях низький, тому і співвідношення $Fe/(Fe+Mg)$ дуже низьке, що підтверджує магнезійний склад хлориту й хлоритових пакетів у коренситі та змішаношаруватих утвореннях. У нас також нема доказів щодо високого вмісту Fe^{3+} у гідрослюді, проте відомо, що Fe^{3+} може займати октаедричні позиції у структурі тільки діоктаедричних глинистих мінералів. У досліджених асоціаціях єдиний діоктаедричний мінерал – це гідрослюда, тому високий вміст окисного заліза свідчить про те, що в досліджених зірцях міститься саме залізна гідрослюда.

Вміст SiO_2 у пробах коливається від 45,85 до 58,76 %, а це більше, ніж наводять у літературі: вміст SiO_2 у коренситі коливається в межах 30,38–40,63 % (див. табл. 1 у [20]), у Mg-хлориті – 28,97–33,20 % (див. табл. 24 у [4]), а найвищим він є в залізистій гідрослюді – 48,45–52,59 % (див. табл. 9 у [4]). Ми з'ясували, що надлишковий вміст SiO_2 пов'язаний з наявністю кварцу, який виявлено рентгенівським аналізом у всіх фракціях < 0,01 мм, проаналізованих хімічно. Водночас наші зірці містять недостатню кількість Al_2O_3 і H_2O . Нестача Al_2O_3 компенсована надлишком SiO_2 , тобто в структурі досліджуваних глинистих мінералів у тетраедричних позиціях менше Al і більше Si, ніж наводять у працях [4, 20]. Низький вміст води може бути пов'язаний з меншою кількістю міжшарової води у структурі глинистих мінералів. Згідно з результатами термічного аналізу, втрата міжшарової води гідрослюдою становить 1,25 та 1,60 %, а монтморилонітовими пакетами коренситу або хлориту–коренситу й монтморилоніту (проба 1К) – тільки 0,34 та 0,43 %. Тому можна припустити, що воду з міжшарових проміжків паке-

тів, які розбухають, витіснили органічні сполуки – про це свідчать результати експериментальних праць [30].

Умови утворення глинистих мінералів з кам'яної солі формації Соляний кряж. У геологічній історії Землі часовий інтервал пізній неопротерозой–ранній кембрій винятковий, оскільки тоді відбувалися значні геологічні, геохімічні та біологічні зміни, які нині достатньо активно обговорюють численні дослідники [27, 37, 38 та ін.]. Суттєві геохімічні зміни мали глобальне значення. Зокрема, наприкінці неопротерозою в атмосфері й воді значно зросла концентрація кисню, а кількість CO₂ зменшилась, на межі пізнього неопротерозою–раннього кембрію відбувалися суттєві флуктуації ізотопного складу вуглецю [37], а також стронцію й сірки морських сульфатів [38, 50, 51, 52]. Водночас змінювалась і океанічна вода: якщо у неопротерозої це була вода сульфатного типу, то в ранньому кембрії – уже хлоркальцієвого [22, 32, 42, 44].

Алотигенні глинисті мінерали містять інформацію про перебіг процесів звітрювання та області знесення, а аутигенні – про умови осадоагромадження в басейні (концентрацію та склад розсолів). Звичайно дослідники трактують глинисті мінерали евапоритових відкладів як аутигенні – новоутворені або суттєво трансформовані [7–9, 11, 19].

У Південному Омані, який є східною частиною едіакарсько-ранньокембрійського евапоритового басейну, що простягався з Оману через Пакистан до Західної Індії, наявна евапоритова формація Ара. У ній виявлено туфові горизонти, які свідчать про одновікову вулканічну активність у регіоні [50]. Незначно розвинуті в докембрії кори звітрювання були складені, головню, гідрослюдою й каолінітом, монтморилоніт і змішаношаруваті утворення типу гідрослюда–монтморилоніт траплялися порівняно зрідка [5]. Каолініт, який міг зноситися в евапоритовий басейн з суходолу (як продукт звітрювання), за засолених умов нестійкий. Спочатку він перетворюється у ді- і триоктаедричний монтморилоніт, а кінцевими продуктами низки подальших перетворень є гідрослюда і хлорит [13]. У нашому випадку монтморилоніт міг бути генетично різний – формуватися в солеродному басейні в разі перетворення каолініту чи туфогенного матеріалу (вулканічного скла) або, частково, зноситися з суходолу. Як і каолініт, монтморилоніт за умов евапоритового басейну нестійкий. Його перетворення залежать від його структурного типу. Діоктаедричний монтморилоніт (який міг формуватися з каолініту або зноситися з суші) через змішаношаруваті утворення гідрослюда–монтморилоніт переходить у гідрослюду. Ми в досліджених взірцях не виявили змішаношаруватих утворень такого складу, що можна пояснити або цілковитим перетворенням монтморилоніту (тобто відбувся процес повної трансформації – до гідрослюди), або настільки незначним його вмістом, що його не зафіксовано рентгенофазовим аналізом. Триоктаедричний монтморилоніт, який звичайно утворюється в разі руйнування вулканічного скла, через хлорит–монтморилоніт переходить у хлорит [45]. У досліджених нами пробах монтморилоніт як домішку виявлено тільки у двох пробах, а хлорит–монтморилоніт – у трьох.

Коренсит в осадових відкладах часто пов'язаний з евапоритами [35], де представлений магнезійною відміною [2]. Дослідники активно обговорюють механізм і способи утворення коренситу. Уважають [33], що він може формуватися двояко: або під час трансформації монтморилоніту в хлорит (коренсит є проміжною фазою), або в процесі розчинення–перевідкладення, причому механізм утворення мінералу в цьому випадку детально обґрунтовано в праці [41], однак її автори у досліджених ними відкладах не виявили змішаношаруватих утворень.

Змішаношаруваті утворення хлорит–коренсит є наслідком перетворення коренситу у хлорит через поступове формування пакетів бруситового типу в міжшарових проміжках

монтморилоніту [39]. У разі трансформації монтморилоніту в хлорит серія проміжних невпорядкованих змішаношаруватих утворень не є неперервна, як під час перетворення монтморилоніту в гідрослюду [24]. У досліджених нами пробах хлорит–монтморилоніт виявлено у трьох пробах, а хлорит–коренсит – у шести, причому його вміст у пробах більший, ніж хлориту–монтморилоніту. На цій підставі можна зробити висновок, що коренсит у досліджених відкладах утворився внаслідок трансформації монтморилоніту в хлорит.

Алотигенна алюмінієва гідрослюда, яка зносилася в евапоритовий басейн з суходолу, трансформувалась у залізисту гідрослюду. У цьому разі відбувалося заміщення Al^{3+} в октаедричних позиціях на Fe^{3+} , тому ми вважаємо цю Fe-гідрослюду аутигенним мінералом. Підтвердженням цього можуть бути результати, викладені в праці [2]: В. Дріц та А. Коссовська довели аутигенне походження Fe-гідрослюди, пов'язаної з морськими чи континентальними евапоритовими водоймами, на численному матеріалі щодо різновікових евапоритів, які представлені різними фаціями – від доломітових мергелів до калійних солей, у Південному Приураллі, на Східноєвропейській платформі та Солігорському родовищі калійних солей у Прип'ятській западині.

Склад асоціації глинистих мінералів евапоритів і склад карбонатів залежать від концентрації ропи басейну (стадії осадження солей). Від сульфатно-карбонатної стадії через галітову до стадії осадження калійних солей в асоціаціях глинистих мінералів зменшується кількість мінералів, що розбухають, та змішаношаруватих утворень [11]; в ідеальному випадку на стадії осадження калійних солей залишаються тільки гідрослюда і хлорит [4, 23]. Склад карбонатних мінералів у разі прогресивного засолення змінюється від кальциту через доломіт до магнезиту [12], причому магнезит з'являється у верхній частині відкладів кам'яної солі (що відповідає завершенню галітової стадії). Однак для глинистих мінералів ця залежність досить часто затушована локальними особливостями басейнів – привнесенням значної кількості вулканогенного матеріалу або впливом органічної речовини, яка сповільнює процеси трансформації. Досліджені відклади кам'яної солі формації Соляний кряж можуть належати до завершального етапу галітової стадії, оскільки карбонат у всіх пробах представлений магнезитом; у кам'яній солі купола Хевра, звідки відібрано взірці, трапляються прошарки калійних солей [49]. Надто значну (як для галітової стадії) кількість глинистих мінералів, що розбухають, можна пояснити уповільнювальним впливом на їхню трансформацію органічної речовини [6]. У досліджених взірцях вміст C_{org} становить 1,68–3,17 %, а у взірці 6К, де цей вміст найнижчий (0,8 %), нема змішаношаруватих утворень хлорит–монтморилоніт і хлорит–коренсит. Наявність органічної речовини у досліджених відкладах підтверджено геологічними даними: у верхній частині розрізу наявні тонкі прошарки бітумінозних сланців. Дослідження цих сланців у західній частині Соляного кряжа засвідчили [16], що вони достатньо збагачені органічним вуглецем – вміст C_{org} у них досягає 30 %.

Асоціація глинистих мінералів залежить також від типу морської води [15]. В евапоритах, відкладених з морської води сульфатного типу, склад глинистих мінералів різноманітніший, ніж в евапоритах, відкладених з морської води хлоркальцієвого типу, також їм притаманний вищий вміст магнею. Досліджені породи формації Соляний кряж зазнали різних діагенетичних змін, спричинених підвищеними значеннями тиску й температури під час захоронення. Асоціацію збагачених магнеєм глинистих мінералів у різних пропорціях (включно з триоктаедричним монтморилонітом, змішаношаруватим хлоритом–монтморилонітом і коренситом) вважають типовою для прогресивного діаге-

незу [21]. Однак, на наш погляд, поява такої асоціації у досліджених відкладах більше пов'язана з концентрацією та хімічним складом розсолів басейну. Асоціація глинистих мінералів кам'яної солі формації Соляний кряж характерна для морської води сульфатного типу, визначеного [22] для неопротерозою. Ця асоціація формувалася під впливом декількох чинників, які мали різну інтенсивність та різне спрямування. Збільшення концентрації ропи в евапоритовому басейні сприяє впорядкуванню структури глинистих мінералів аж до цілковитого зникнення лабільних фаз. Як наслідок – загальна кількість глинистих мінералів зменшується. В евапоритах, що походять з морської води сульфатного типу, асоціації глинистих мінералів різноманітніші порівняно з евапоритами, які формувалися з води хлоркальцієвого типу. Кількість глинистих мінералів також збільшується завдяки локальним чинникам, як-от привнесення вулканічного матеріалу та підвищений вміст органічної речовини. Крім того, ці чинники (як і розсоли сульфатного типу) інтенсивно впливали на наявність порівняно багатой, як для кінця галітової стадії, мінеральної асоціації.

Викладені матеріали дають підстави зробити такі висновки.

Асоціація глинистих мінералів пелітової фракції водонерозчинного залишку верхньонеопротерозойсько-нижньокембрійської кам'яної солі формації Соляний кряж (Пакистан) представлена коренситом, хлоритом, гідролітою, як домішки наявні неупорядковані змішаношаруваті утворення хлорит–коренсит і хлорит–монтморилоніт; в окремих взірцях є домішка монтморилоніту. Шари коренситу, що розбухають, діагностовано як монтморилонітові. Неглинисті мінерали представлені магнезитом, в окремих взірцях трапляються домішки кварцу й польового шпату.

У міжшарових проміжках структури глинистих мінералів виявлено адсорбовані органічні сполуки (відповідні рефлекси в ділянці малих кутів ($> 1,58$ нм) на дифрактограмах термічно оброблених препаратів). Наявністю органічної складової зумовлені недостатній вміст у пробах H_2O , виявлений хімічним аналізом, та, відповідно, незначна втрата маси під час дегідратації на кривих ДТА.

Досліджені глинисті мінерали утворювалися з привнесеного (теригенного й вулканогенного) матеріалу у гіперсолонному середовищі в процесі трансформації лабільних фаз у стабільні мінерали. У цьому випадку в разі підвищення солоності евапоритового басейну різноманіття глинистих мінералів зменшувалось. Якщо розчини походили з морської води сульфатного типу, то з'являлись багатші асоціації глинистих мінералів порівняно з випадком, коли вода була хлоркальцієвого типу. Кількість глинистих мінералів також збільшувалась завдяки впливові локальних чинників – привнесенню вулканічного матеріалу та підвищеному вмісту органічної речовини. Порівняно багату (як для кінця галітової стадії) мінеральну асоціацію ми пояснюємо, окрім наявності розсолів сульфатного типу, ще й інтенсивним впливом локальних чинників.

Виявлені особливості дослідженої асоціації глинистих мінералів (наприклад, підвищений вміст Mg у коренситі й хлориті) типові для глинистих мінералів, які формувалися в евапоритових басейнах з розчинами сульфатного типу [15], що узгоджується з визначеним складом морської води у неопротерозої [22, 32, 42].

Результати дослідження глинистих мінералів кам'яної солі формації Соляний кряж у Пакистані суттєво поповнюють наразі нечисленні дані про неопротерозойські глинисті мінерали та чинники, що впливали на їхню трансформацію.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Барс Е. А. Методическое руководство по исследованию органических веществ подземных вод нефтегазоносных областей / Е. А. Барс, С. С. Коган. – М. : Недра, 1979. – 156 с.
2. Дриц В. А. Глинистые минералы : слюды, хлориты / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1991. – 176 с.
3. Дриц В. А. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1990. – 214 с.
4. Иванов А. Г. Минеральные парагенезы галопелитов в отложениях калийных солей / А. Г. Иванов, В. Н. Аполлонов, В. И. Борисенков // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 253, № 2. – С. 469–472.
5. Казанский Ю. П. Седиментология / Ю. П. Казанский. – Новосибирск : Наука, 1976. – 272 с.
6. Клубова Т. Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти / Т. Т. Клубова. – М. : Недра, 1973. – 255 с.
7. Коссовская А. Г. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок / А. Г. Коссовская, В. А. Дриц // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. – М. : Наука, 1975. – С. 60–69.
8. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия) [пер. с франц. М. Е. Каплана] / Ж. Милло. – Л. : Недра, 1968. – 359 с.
9. Пастухова М. В. К познанию аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов в соленосных породах / М. В. Пастухова // Литология и полезные ископаемые. – 1965. – № 3. – С. 78–90.
10. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и карбасные силикаты) / [под ред. В. А. Франк-Каменецкого]. – Л. : Недра, 1983. – 359 с.
11. Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование ранних стадий осолонения / Т. Н. Соколова. – М. : Наука, 1982. – 164 с.
12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза (Закономерности состава и размещения аридных отложений) / Н. М. Страхов. – М. : АН СССР, 1962. – Т. 3. – 550 с.
13. Франк-Каменецкий В. А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов / В. А. Франк-Каменецкий, Н. В. Котов, Э. Л. Гойло. – Л. : Недра, 1983. – 152 с.
14. Химический анализ горных пород и минералов / [под ред. Н. П. Поповой, И. А. Столяровой]. – М. : Недра, 1974. – 248 с.
15. Яремчук Я. В. Глинисті мінерали евапоритів фанерозою та їхня залежність від стадії згушення розсолів і хімічного типу океанічної води / Я. В. Яремчук // Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій : зб. наук. праць ІГН НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 107–115.
16. Ahmad W. Organic geochemistry and source rock characteristics of Salt Range Formation, Potwar Basin / W. Ahmad, S. Alam // AAPG Search and Discovery Article. PAPG/SPE Annual Technical Conference 1999, Islamabad, Pakistan, October 1999. Abstracts, #90146. 2012.
17. Authigenic clay minerals in continental evaporitic environments / J. P. Calvo, M. M. Blanc-Valleron, J. P. Rodriguez Arandia [et al.] // Intern. Assoc. Sedimentologists Special Publication. – 1999. – Vol. 27. – P. 129–151.

18. Baqri S. R. H. The clay mineral studies of the Khewra Sandstone, Eastern Salt Range / S. R. H. Baqri, A. R. Raipar // *Geol. Bull. Univ. Peshawar*. – 1991. – Vol. 24. – P. 203–214.
19. Bodine M. W., Jr. Trioctahedral clay mineral assemblages in Paleozoic marine evaporite rocks / M. W. Bodine, Jr. // *Sixth International Symposium on Salt 1, 1983*. – P. 267–284.
20. Brigatti M. F. Crystal chemistry of corrensite: a review / M. F. Brigatti, L. Poppi // *Clays and Clay Minerals*. – 1984. – Vol. 32. – P. 391–399.
21. Chang H. K. Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins / H. K. Chang, F. T. Mackenzie, J. Schoonmaker // *Clays and Clay Minerals*. – 1986. – Vol. 34. – P. 407–423.
22. Chemical composition of seawater in Neoproterozoic: results of fluid inclusion study of halite from Salt Range (Pakistan) and Amadeus Basin (Australia) / V. M. Kovalevych, T. Marshall, T. M. Peryt [et al.] // *Precambrian Res.* – 2006. – Vol. 144. – P. 39–51.
23. Clay minerals of Miocene evaporites of the Carpathian Region, Ukraine / P. Bilonizhka, Ia. Iaremchuk, S. Hryniv, S. Vovnyuk // *Bull. IIG*. – 2012. – N 449. – P. 137–146.
24. Corrensite: a single phase or a mixed-layer phyllosilicate in the saponite-to-chlorite conversion series? A case study of Sancerre-Couy deep drill hole (France) / D. Beaufort, A. Baronnet, B. Lanson, A. Meunier // *Amer. Min.* – 1997. – Vol. 82. – P. 109–124.
25. Development of the Himalayan frontal thrust zone – Salt Range, Pakistan / D. M. Baker, R. J. Lillie, R. S. Yeats [et al.] // *Geology*. – 1988. – Vol. 16. – P. 3–7.
26. Evolution of the lithosphere in Pakistan / A. Farah, G. Abbas, K. A. DeJong [et al.] // *Tectonophysics*. – 1984. – Vol. 105. – P. 207–227.
27. Geology and hydrocarbon potential of Neoproterozoic–Cambrian Basins in Asia: an introduction / G. M. Bhat, J. Craig, M. Hafiz [et al.] // *Geology and Hydrocarbon Potential of Neoproterozoic–Cambrian Basins in Asia*. – Geol. Soc. London, Special Publications. – 2012. – Vol. 366. – P. 1–18.
28. Geology of petroleum in Kohat-Potwar Depression, Pakistan / M. A. Khan, R. Ahmed, H. A. Raza, A. Kemal // *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* – 1986. – Vol. 70. – P. 396–414.
29. Ghazi S. Petrography and provenance of the Early Permian Fluvial Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan / S. Ghazi, N. P. Mountney // *Sediment. Geol.* – 2011. – Vol. 233. – P. 88–110.
30. Grim R. E. *Clay Mineralogy* / R. E. Grim. – New York ; London ; Toronto : Mc Graw-Hill Series in Geology, 1953. – 452 p.
31. Honty M. Smectite-to-illite alteration in salt-bearing bentonites (East Slovak Basin) / M. Honty, P. Uhlík, V. Šucha // *Clay and Clay Minerals*. – 2004. – Vol. 52. – P. 533–551.
32. Horita J. Chemical evolution of seawater during the Phanerozoic: implications from the record of marine evaporites / J. Horita, H. Zimmermann, H. D. Holland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2002. – Vol. 66. – P. 3733–3756.
33. Jiang W.-T. Formation of corrensite, chlorite and chlorite-mica stacks by replacement of detrital biotite in low-grade pelitic rocks. / W.-T. Jiang, D. R. Peacor // *J. Metamorph. Geol.* – 1994. – Vol. 12. – P. 867–884.
34. Kazmi A. H. *Geology and Tectonics of Pakistan* / A. H. Kazmi, M. Q. Jan. – Nazimabad ; Karachi : Graphic Publishers, 1997. – 554 p.

35. Kopp O. C. Corrensite in the Wellington Formation, Lyons, Kansas / O. C. Kopp, S. M. Fallis // *Amer. Min.* – 1974. – Vol. 59. – P. 623–624.
36. Kovalevich V. M. Secular variation in seawater chemistry during the Phanerozoic as indicated by brine inclusions in halite / V. M. Kovalevich, T. M. Peryt, O. I. Petrichenko // *J. Geol.* – 1998. – Vol. 106. – P. 695–712.
37. Mazumdar A. Stable isotopic study of late Neoproterozoic–early Cambrian (?) sediments from Nagaur–Ganganagar basin, western India: possible signatures of global and regional C-isotopic events / A. Mazumdar, S. K. Bhattacharya // *Geochem. J.* – 2004. – Vol. 38. – P. 163–175.
38. Mazumdar A. Sulfur and strontium isotopic compositions of carbonate and evaporite rocks from the late Neoproterozoic–early Cambrian Bilara Group (Nagaur–Ganganagar Basin, India): constraints on intrabasinal correlation and global sulfur cycle / A. Mazumdar, H. Strauss // *Precambrian Res.* – 2006. – Vol. 149, N 3–4. – P. 217–230.
39. Mixed-layer corrensite–chlorites and their formation mechanism in the glauconitic sandstone-clayey rocks (Riphean, Anabar Uplift) / V. A. Drits, T. A. Ivanovskaya, B. A. Sakharov [et al.] // *Lithology and Mineral Resources.* – 2011. – Vol. 46. – P. 566–594.
40. Moore D. M. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals / D. M. Moore, R. C. Reynolds, Jr. – Oxford ; New York : Oxford University Press, 1997. – 378 p.
41. Murakami T. HRTEM evidence for the process and mechanism of saponite-to-chlorite conversion through corrensite / T. Murakami, T. Sato, A. Inoue // *Amer. Min.* – 1999. – Vol. 84. – P. 1080–1087.
42. Oscillations in Phanerozoic seawater chemistry: evidence from fluid inclusions / T. K. Lowenshtein, M. N. Timofeeff, S. T. Brenman [et al.] // *Science.* – 2001. – Vol. 294. – P. 1086–1088.
43. Pansu M. Handbook of Soil Analysis: Mineralogical, Organic and Inorganic Methods / M. Pansu, J. Gautheyrou. – Berlin ; Heidelberg : Springer-Verlag, 2006. – 993 p.
44. Petrychenko O. Y. Early Cambrian seawater chemistry from fluid inclusion in halite from Siberian evaporites / O. Y. Petrychenko, T. M. Peryt, E. I. Chechel // *Chem. Geol.* – 2005. – Vol. 219. – P. 149–161.
45. Reynolds R. C., Jr. Mixed layer chlorite minerals / R. C. Reynolds, Jr. // *Mineral. Soc. Am. Reviews in Mineralogy.* – 1988. – Vol. 19. – P. 601–629.
46. Robinson D. Reaction pathways and reaction progress for the smectite-to-chlorite transformation: evidence from hydrothermally altered metabasites / D. Robinson, S. Th. Schmidt, A. Santana de Zambora // *J. Metamorph. Geol.* – 2002. – Vol. 20. – P. 167–174.
47. Saleemi A. A. Mineral and chemical composition of Karak mudstone, Kohat Plateau, Pakistan: implications for smectite-illitization and provenance / A. A. Saleemi, Z. Ahmed // *Sediment. Geol.* – 2000. – Vol. 130. – P. 229–247.
48. Schiffman P. The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the Basement Complex of La Palma, Canary Islands / P. Schiffman, H. Staudigel // *J. Metamorphic Geol.* – 1995. – Vol. 13. – P. 487–498.
49. Shah S. M. I. Stratigraphy of Pakistan // *Geological Survey of Pakistan Memoir.* – 1977. – Vol. 12. – 138 p.
50. Smith A. G. A review of the Ediacaran to Early Cambrian (“Infra-Cambrian”) evaporites and associated sediments of the Middle East / A. G. Smith // *Geology and Hydrocarbon*

- Potential of Neoproterozoic–Cambrian Basins in Asia. – Geol. Soc. London Special Publications. – 2012. – Vol. 366. – P. 229–250.
51. Stratigraphy and environmental conditions of the terminal Neoproterozoic–Cambrian period in Oman: evidence from sulphur isotopes / S. Schröder, B. C. Scheiber, J. E. Amthor, A. Matter // J. Geol. Soc. London. – 2004. – Vol. 161. – P. 489–499.
52. Strauss H. The sulfur isotopic composition of Neoproterozoic to early Cambrian seawater-evidence from the cyclic Hanseran evaporites, NW India / H. Strauss, D. M. Banerjee, V. Kumar // Chem. Geol. – 2001. – Vol. 175. – P. 17–28.
53. Turner C. E. Jurassic Lake T'oo'dichi: a large alkaline, saline lake, Morison Formation, eastern Colorado Plateau / C. E. Turner, N. S. Fishman // Geol. Soc. Am. Bull. – 1991. – Vol. 103. – P. 538–558.
54. Uhlík P. Influence of salt-bearing environment to illitization / P. Uhlík, M. Honty, V. Šucha // Proceedings of the XVII Congress of CBGA, Bratislava. – Geol. Carpathica. – 2002. – 53, CD-ROM.

Стаття: надійшла до редакції 11.10.2017

прийнята до друку 28.11.2017

CLAY MINERALS FORMATION CONDITIONS IN THE UPPER NEOPROTEROZOIC–LOWER CAMBRIAN ROCK SALT OF SALT RANGE FORMATION, PAKISTAN

**Ya. Yaremchuk¹, S. Vovniuk¹, S. Hryniv¹, M. Tariq², F. Meng^{3,4},
L. Bilyk¹, V. Kochubei⁵**

¹*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU,
3a, Naukova St., 79060 Lviv, Ukraine
E-mail: slava.yaremchuk@gmail.com*

²*Baluchistan University of Information Technology, Engineering and Management,
Department of Petroleum and Gas Engineering, Quetta, Pakistan*

³*Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, PRC*

⁴*State Laboratory of Paleobiology and Stratigraphy,
Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, PRC*

⁵*Lviv Polytechnic National University,
12, Bandera St., 79013 Lviv, Ukraine*

Clay minerals of the Upper Neoproterozoic–Lower Cambrian rock salt of Salt Range Formation of Pakistan have been studied by means of X-ray diffraction, scanning electron microscopy, differential thermoanalysis, thermogravimetry and chemical analyses.

The goal of our research was to study the formation conditions of clay mineral association of the Upper Neoproterozoic–Lower Cambrian rock salt of Salt Range Formation and to establish the role of factors which accelerated or slowed down clay minerals transformation in evaporite basin. We also aimed to distinguish which factors – general (salinity, brine chemistry) or local (volcanic ash input, elevated content of organic matter) had stronger influence on formation of clay mineral association.

The clay minerals association of pelitic fraction of water-insoluble residue of these deposits consists of corrensite, chlorite and illite with the admixture of unordered mixed-layered chlorite–

corrensite and chlorite–smectite; in some samples the admixture of smectite occurs. The expandable layers in corrensite are determined as smectite. In studied samples the chlorite, corrensite and mixed-layered species are presented by trioctahedral Mg-rich type and illite is dioctahedral and enriched by Fe; this association of clay minerals is typical for evaporite deposits.

The conducted studies showed the presence of organic compound in interlayer intervals of structure of clay minerals. Its presence is evidenced by reflections in the region of low angles (above 1.58 nm) at diffraction patterns of thermally treated preparations. The presence of organic compound explains insufficient content of H₂O revealed by chemical analyses and, accordingly, the insignificant mass loss during dehydration at DTA-curves.

Studied clay mineral association of rock salt of Salt Range Formation expands limited data about Neoproterozoic clay minerals and the factors ruling their transformations.

Studied clay minerals were formed from terrigenous and volcanic material brought to evaporite basin by continental runoff; in hypersaline environment unstable phases were transformed to stable minerals. In evaporite basin the elevated salinity of brines causes decrease of number of clay mineral species; in the brines originated from SO₄-rich seawater the clay mineral associations are richer comparing to Ca-rich brines; local factors (volcanic ash input, elevated content of organic matter) also increase the number of clay mineral species. Comparatively rich as for the end of halite stage clay mineral association is due to strong effect of local factors.

The peculiarities of clay minerals association, such as elevated Mg content of corrensite and chlorite are typical for clay minerals formed in evaporite basins with brines of SO₄-rich type which is in accordance with the determination of SO₄-rich seawater type for Neoproterozoic.

Key words: clay minerals, rock salt, evaporite basin, Neoproterozoic. Salt Range Formation, Pakistan.

УДК 553.04 (477.81)

МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННА БАЗА РІВНЕНСЬКОЇ ОБЛАСТІ: СТАН, ПРОБЛЕМИ, ПЕРСПЕКТИВИ

В. Мельничук, Г. Мельничук

*Національний університет водного господарства та природокористування,
вул. Соборна, 11, 33028 м. Рівне, Україна
E-mail: ezelin@rambler.ru*

Схарактеризовано сучасний стан мінерально-сировинних ресурсів Рівненської обл.: паливно-енергетичних, металевих, неметалевих, кошового каміння та підземних вод. Наведено показники їхнього використання. Висвітлено проблеми й завдання розвитку мінерально-сировинної бази регіону.

Ключові слова: мінеральна сировина, родовище, запаси, мінеральні ресурси, Рівненська область.

Мінерально-сировинна база конкретного регіону, адміністративної одиниці чи держави охоплює офіційно підтвержені (розвідані) запаси та прогнозні ресурси корисних копалин. Ці дані є підсумком вивчення надр упродовж багатьох десятиліть за часів різного державного й економічного устрою. Зокрема, мінерально-сировинна база Рівненської обл. більш ніж на 90 % сформована за часів колишнього СРСР за тодішніми принципами централізму й гігантоманії. Для оцінювання її з погляду нинішньої економічної ситуації доцільно з'ясувати особливості формування запасів корисних копалин, їхню видову структуру і перспективи використання.

Дослідження мінерально-сировинної бази Рівненщини [1, 12] засвідчили чітку тенденцію до її зростання протягом останніх двох десятиліть. Станом на 1 січня 2006 р. державним балансом запасів корисних копалин у Рівненській обл. зареєстровано 242 родовища, з них 84 освоєно промисловістю, на їхній базі функціонувало 59 гірничих підприємств. Станом на 1 січня 2014 р. [13] зареєстровано вже 356 родовищ 15 видів корисних копалин (див. таблицю), з них 115 родовищ нині розробляють.

За даними ДНВП “Геоінформ України”, у загальних запасах корисних копалин України запаси Рівненської обл. такі, %: бурштин – 100; базальтова сировина для виробництва мінеральної вати й волокна – 100; сировина для виробництва будівельних матеріалів – 17,5 (у тім числі цементна сировина – 4,1); торф – 15,2; фосфорити – 11,1; крейда будівельна – 5,8; сировина для скляної промисловості – 5,4; камінь будівельний – 4,9; пісок будівельний – 4,6; прісні підземні води – 3,3; камінь облицювальний – 3,1; цегельно-черепична сировина – 2,6; мінеральні води – 2,1.

Як бачимо, найбільше у складі мінерально-ресурсного потенціалу Рівненщини представлена будівельна сировина (див. рисунок), розвідані запаси якої забезпечують розвиток виробництва буто-щебеневої продукції, облицювальних плит, цементу, вапна, силікатної й керамічної цегли, будівельних розчинів тощо. Третину з виявлених родовищ корисних копалин області становлять родовища торфу.

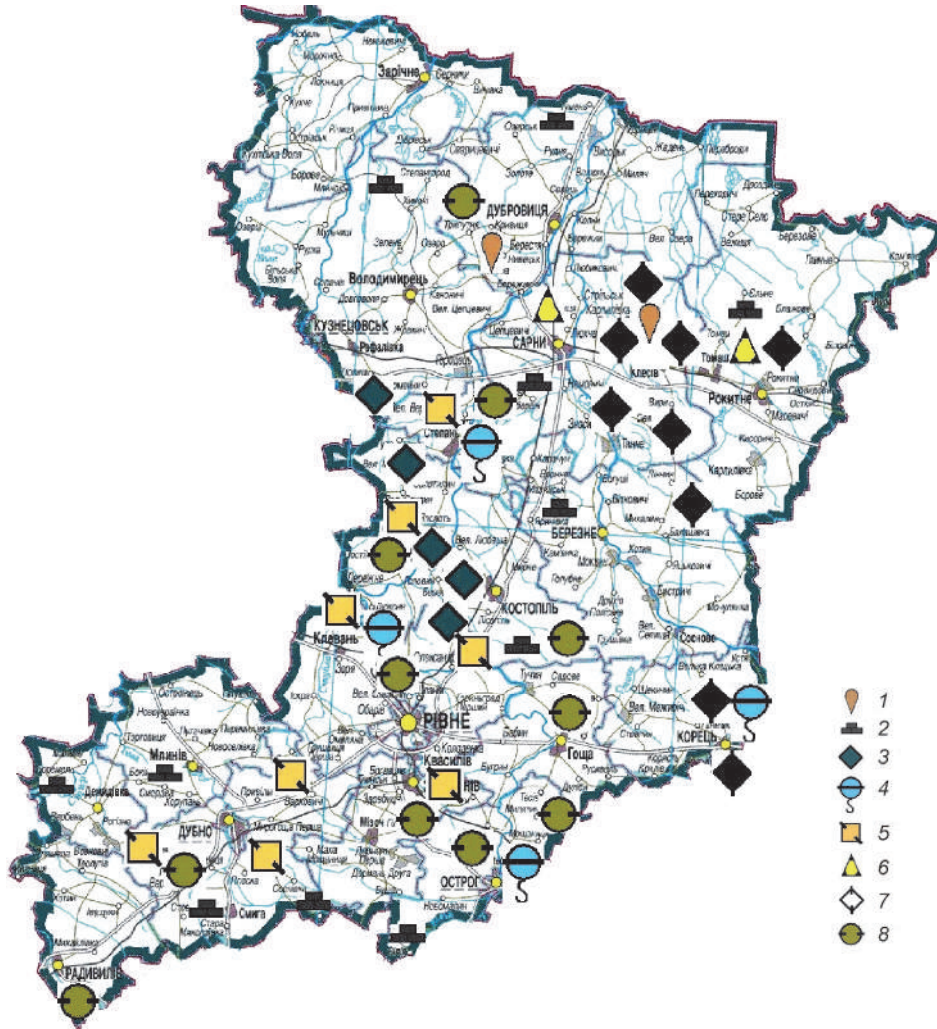
Мінерально-сировинні ресурси Рівненської обл.
та показники їхнього використання станом на 01.01.2014 [13]

Вид корисних копалин	Кількість родовищ		Запаси
	на балансі	розроблюваних	
Торф	125	12	135 891 тис. т
Бурштин	3	2	128 т
Пісок скляний	2	1	2 904 тис. т
Каолін	2	1	3 865 тис. т
Цементна сировина	2	1	392 538 тис. т
Сировина для мінеральної вати	4	2	428 172 тис. т
Камінь облицювальний	7	5	10 868 тис. м ³
Камінь будівельний	43	35	661 709 тис. м ³
Пісок будівельний	27	13	66 579 тис. м ³
Цегельна сировина	51	12	347 835 тис. м ³
Агрохімічна сировина (фосфорити)	1	1	3 536 тис. т
Крейда будівельна	5	3	331 443 тис. м ³
Сапропель	37	–	7 655 тис. т
Пісні підземні води	36	21	429 тис. м ³ /добу
Мінеральні води	6	4	1 736 м ³ /добу
Разом	356	115	

Є унікальні родовища базальтів, які за фізико-механічними й хімічними властивостями придатні як для кам'яного литва, так і для виготовлення штапельного волокна, а на його основі – виробництва широкого асортименту ефективних теплоізоляційних виробів [6]. Достатньо поширені туфи, які рекомендовано використовувати для підвищення родючості й детоксикації радіоактивно забруднених ґрунтів [5, 11], захоронення радіоактивних відходів [8], як мінеральні домішки до кормів худоби і птиці [11], легкі пористі наповнювачі теплозвукоізоляційних матеріалів [5]. У Рокитнівському р-ні ВАТ “Рокитнівський скляний завод” розробляє два родовища скляних пісків. Як керамічну сировину використовують первинні каоліни та глини сарматського віку. Визначено перспективи створення в області власної мінерально-сировинної бази фосфорних добрив на базі родовищ зернистих фосфоритів [3]. Рівненська область єдина в Україні має розвідані родовища бурштину – Клесівське у Сарненському р-ні, Вільне – у Дубровицькому, Володимирець Східний – у Володимирецькому. Обґрунтовано перспективи виявлення промислових родовищ самородної міді [7] у межах Рафалівського міднорудного вузла [10] та проявів кошових металів [9]; відшукано позитивні ознаки можливих корінних родовищ алмазу в північних районах. Рівненщина має значні ресурси підземних прісних та мінеральних вод: у розрахунку на одну людину цей показник у два з половиною рази перевищує середній показник по Україні.

Аналіз стану і перспектив розвитку мінерально-сировинної бази області – це актуальне завдання в контексті реалізації Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 р. [2] і Стратегії економічного та соціального розвитку Рівненської області на період до 2020 р. [13].

Торф. Станом на 1 січня 2014 р. державним балансом запасів корисних копалин у Рівненській обл. зареєстровано 125 родовищ торфу, з яких розробляють тільки 12. Вони розташовані в північній частині області – у Березнівському, Володимирецькому, Костопільському, Сарненському районах, а також на Дубенщині. Найпотужнішим виробником торф'яного палива є ДП “Рівнеторф” державного концерну “Укрторф” Мінвуглепрому. Йому підпорядковано сім структурних підрозділів.



Карта основних родовищ корисних копалин Рівненської обл.:

1 – бурштин; 2 – торф; 3 – петрургійна сировина (базальт); 4 – мінеральні води; 5 – карбонатна сировина; 6 – кварцовий пісок; 7 – будівельне каміння (граніт, діорит, гранодіорит); 8 – цегельно-черепична сировина.

Планові показники на 2009 р. по ДП “Рівнеторф” становили: за обсягом виробництва валової торф’яної продукції – 13,8 млн грн; за її реалізацією – 14,4 млн грн. Нині підприємство виробляє чотири види торфопродукції – торф фрезерний для сільського господарства, торф кусковий паливний, напівбрикети паливні та торф’яні субстрати для розсади. Кусковий паливний торф і торфобрикети є дешевим місцевим паливом, яке має сталий попит у населення та підприємств комунальної теплоенергетики. Видобуток і переробку торфу провадять також ТОВ “Агрофірма “Рекорд” та ТОВ “Торф Ленд Україна” у Дубровицькому р-ні, ТОВ “Несподіваний шанс” – в Острозькому, ПП “Поліссяторф” – у Сарненському та інші підприємства.

Проблеми торф'яної галузі нині такі: розміщення над торфовими покладами земель сільськогосподарського призначення, лісів і заказників, що обмежує розробляння родовищ; надмірне осушування торфовищ під час експлуатації, що зумовлює зниження рівня ґрунтових вод; пожежі на торфовищах; значні обсяги рекультивациі земель на місці торфорозробок.

Мідь. Нині в Україні нема розвіданих запасів мідних руд, однак перспективи їхнього виявлення достатньо значні й обґрунтовані. Вони пов'язані з самородною мідною мінералізацією у траповій формації Волинського міднорудного району [13], де Рівненська геологічна експедиція визначила як найперспективніші Гірницький рудний вузол у Волинській обл. та Рафалівський – у західній частині Рівненської обл. Його територію перетинають залізниця й автомобільна траса Київ–Варшава.

Міденосність Рафалівського вузла пов'язана з базальтовими покривами. Перспективи самородномідного зруденіння засвідчені таким: значний об'єм і латеральний розвиток рудовмісних порід; наявність декількох рудних горизонтів з визначеним промислово значимим вмістом міді в рудах; самородний характер зруденіння; прояви супутньої благороднометалевої мінералізаціі; можливість комплексного використання рудовмісних порід; сприятливі гірничотехнічні умови розташування рудних горизонтів; екологічна безпека переробки руд.

Розшуки родовищ міді в межах Волинського рудного району та розшуково-оцінювальні роботи на Рафалівській площі завершили 2008 р. Виділено перспективний Південнорафалівський рудопрояв, який трактують як потенційне родовище. На ньому підраховано запаси міді за категорією C_2 і перспективні ресурси за категорією P_1 . Позитивної рентабельності розробки родовища можна досягнути за бортового вмісту міді 0,3 та 0,4 %.

Відповідно до Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 р. [2], головні завдання цього напрямку такі: геологічна розвідка Південнорафалівського рудопрояву міді та підготовка його до промислового освоєння; виконання цілеспрямованих тематичних і розшукових наукових досліджень з розробки прогнозно-розшукових критеріїв міднорудного зруденіння; геолого-економічна оцінка перспективних на мідь інших рудопроявів Волинського рудного району; освоєння технології комплексної переробки металовмісної сировини під час розробляння базальтових родовищ [4].

Бурштин. На Рівненщині виявлено три зони та чотири райони з промисловими концентраціями бурштину. Усі вони належать до Прип'ятського палеогенового басейну седиментаціі, у якому одночасно з нагромадженням морських відкладів в олігоцену епоху (близько 35 млн років тому) формувались масштабні бурштинові розсипища. Загальна площа поширення продуктивних бурштиноносних горизонтів в області становить 3 810 км², а це 18 % її території. Найбільші бурштинові родовища – “Клесів”, “Вільне”, “Володимирець Східний” – містять щонайменше кілька сотень тонн бурштинової сировини; у їхніх межах розвідано 128 т промислових запасів [12]. Ділянку “Пугач” на Клесівському родовищі розробляє ДП “Бурштин України”, а “Володимирець Східний” – ТОВ “Центр “Сонячне ремесло”. Офіційний видобуток бурштину за 2016 р. становив 4,5 т. Потенційні запаси бурштину в області значно більші. За результатами геопрогнозного картування бурштиноносних територій, яке виконала Рівненська КГП ДП “Українська геологічна компанія” (Волненко зі співавт., 2016), визначено, що прогностичні ресурси бурштину тільки у Дубровицькому, Сарненському та Володимирецькому районах перевищують 1 400 т.

Станом на початок 2016 р. на геологічне вивчення надр, у тім числі на дослідно-промислово розробку, видано спецдозволи державним (три ділянки площею 46,5 км²) та приватним (дві ділянки площею 68,4 км²) надрокористувачам. Загальна ж площа перспективних на бурштин ділянок, що їх пропонує ДП “Українська геологічна компанія” для геологічного вивчення, – близько 800 км². Отже, площа 685 км² не контрольована, поклади бурштину тут є об’єктами несанкціонованих розробок. У 2009 р. такими розробками було охоплено 374 га. Нині ж, за приблизними підрахунками, ця площа перевищує 1 000 га, проте ані обліку, ані ревізії цих ділянок не провадять. Бурштин незаконно видобувають ручним і гідромеханізованим способами в лісах і посадках, віддалених від населених пунктів, за умов бездоріжжя, тому важко забезпечити надійну охорону родовищ і проявів бурштину від пограбування, а природне середовище – від руйнування.

Поряд з посиленням протидії такому незаконному промислу, у тім числі з залученням правоохоронних органів, одним зі способів виходу з ситуації є легалізація підприємницької діяльності з видобутку бурштину окремими громадянами, старательськими артілями, іншими підприємницькими структурами.

Алмаз. Північну частину області (Зарічненський та Володимирецький райони) за регіональними критеріями та прямими ознаками нині трактують як найперспективнішу в Україні на виявлення корінних родовищ алмазу. Саме поблизу с. Кухітська (Кухотська) Воля Зарічненського р-ну 1975 р. виявили перший кімберлітовий прояв. Уважають, що знайдені уламки кімберлітів близькі за характеристиками до алмазодіючих кімберлітів Західної Якутії. У 2015 р. завершено розшуки корінних покладів алмазу на Кухотсько-Більській площі (Тараско зі співавт., 2016) та запропоновано рекомендації з її подальшого вивчення.

Головні завдання цього напрямку такі: виявлення комплексом методів нових алмазодіючих площ; концентрація основних обсягів розшукових робіт на вже відомій Кухотсько-Більській площі (Володимирецький та Зарічненський райони).

Агрохімічна сировина у Рівненській обл. представлена покладами зернистих фосфоритів, сапропелів і цеоліт-сметитових туфів.

Зернисті фосфорити рівненських родовищ завдяки комплексному складові (фосфорити, карбонати, глауконіт, мікроелементи) є цінною агрорудою, яка слугує для підвищення врожайності ґрунтів, поліпшення їхньої якості та відновлення родючості, зменшення забруднення сільськогосподарської продукції нітратами й радіонуклідами, меліорації забруднених радіонуклідами територій. Найліпше вивченим та підготовленим до промислової розробки є Милітинське родовище (Острозький р-н). Балансові запаси зернистих фосфоритів за категорією С₂ становлять на ньому 3 594 тис. т агроруди, або 247 тис. т Р₂О₅. Головні завдання цього напрямку: завершення розвідувальних робіт та дослідно-промислового видобутку зернистих фосфоритів на Здолбунівській площі; промислове освоєння Милітинського родовища; широке використання природних агроруд (зернистих фосфоритів) у сільському господарстві.

Сапропель – цінний екологічно чистий планктонний біостимулятор, який тисячоліттями формувався на дні прісних водойм (озер) за нестачі кисню з решток планктонних і бентосних організмів у процесі бактеріальних перетворень. На Рівненщині, головню в північних районах, розвідано 37 родовищ сапропелю, запаси яких становлять 7,6 млн т. З урахуванням електрифікації території сапропель можна промислово видобувати в чотирьох районах: Володимирецькому (озера Велике-II, Луко та Островатське із запасами 1,4 млн т), Зарічненському (оз. Оріхове, 167 тис. т), Костопільському

(оз. Мар'янівське, 1,2 млн т) та Сарненському (оз. Карасин, 510 тис. т). Зазначимо, що природні запаси сапропелю (цінного натурального біореаніматора) в області дають змогу цілком задовольнити потреби внутрішнього ринку*, проте нині жодне з родовищ не розробляють. Серед головних завдань цього напрямку – організація видобутку сапропелю на оз. Луко (Володимирецький р-н) та проведення маркетингових досліджень щодо реалізації нашої продукції на ринках африканських країн.

Туфи на території області достатньо поширені, однак запаси підраховано тільки на Іванчівському родовищі (Володимирецький р-н) – 11,6 млн т. Водночас прогнозні ресурси туфової сировини перевищують 60 млн т. Раніше практичного попиту на туфи не було, під час розроблення родовищ базальтів їх складували у відвали. Нині з'ясовано, що завдяки значному вмісту цеолітів і смектитів (50–80 %) туфи мають цінні сорбційні, селективні та катіонно-обмінні властивості, тому їх можна використовувати як домішки до комбікормів для сорбції штучних радіонуклідів, виведення шлаків з організму тварин, підживлення кормового раціону дефіцитними для зони Полісся мікроелементами (Cu, V, Cr, Mn та ін.), як природний неорганічний сорбент-меліорант під час дезактивації ґрунтів у зоні радіоактивного забруднення та як природний барвник-наповнювач для виготовлення олійних і силікатних фарб коричневого кольору. Головні завдання цього напрямку такі: розвідка родовищ і дослідно-промисловий видобуток цеоліт-смектитових туфів, розкритих у розроблюваних базальтових кар'єрах; технологічні випробовування туфів; розроблення технічних умов на нові види туфової продукції.

Піски скляні – це головний компонент робочої маси для виробництва скла, оскільки вони містять 98,5–99,8 % кварцу та незначну кількість барвників, глинистих і пілуватих часток, акцесорних мінералів. Як скляні в області використовують четвертинні флювіогляціальні й еолові піски, достатньо поширені в північних районах. На балансі ВАТ “Рокитнівський склозавод” є два детально розвідані родовища – Рокитнівське-I і II із залишковими запасами близько 1 млн т. Родовище Рокитнівське-I розробляють з 1982 р. Проектна потужність піщаного кар'єру – 30 тис. т піску. Піски використовували для виробництва трилітрових банок та півлітрових молочних пляшок. Нині родовище майже цілком відпрацьоване, а підприємство виготовляє горілчану та пивну склотару (до 230 млн штук/рік). Уведення 2007 р. в експлуатацію нового заводу дало змогу підприємству подвоїти випуск скляної продукції. Нині річна потреба заводу в сировині становить 50 тис. т. Отже, підприємство забезпечене розвіданими запасами на 20 років. Їх можна значно збільшити завдяки розвідці нових родовищ у місцях поширення флювіогляціальних пісків.

Петрургійна сировина (базальти). У Рівненській обл. розвідано сім родовищ базальтів, придатних для петрургійного виробництва, з них нині розробляють п'ять: Берестовецьке, Івано-Долинське та Великомідське в Костопільському р-ні й Рафалівське та Полицьке – у Володимирецькому. Оцінені Державною комісією України по запасах корисних копалин (ДКЗ) запаси базальтової сировини, придатної для виробництва базальтового волокна й мінеральної вати, становлять близько 400 млн т, а для будівельної було-щелевеної продукції – 38 млн м³. Повний комплекс досліджень щодо використання базальтів як сировини для виготовлення волокна й мінеральної вати виконано на

*З огляду на посилення інтересу споживачів до природних органічних добрив група фахівців Волинської обл. розробила спеціальні добрива спрямованої дії, які цілком забезпечують повний спектр агрокультур і трав'яні культури поживними речовинами на всіх етапах їхнього розвитку та в різних ґрунтово-кліматичних умовах.

Івано-Долинському, Великомідському та Іванчівському родовищах. Однак таке виробництво в області розвинуто слабо, нині базальт розроблюваних родовищ використовують головно для виробництва бутово-щелевеної продукції, бруківки тощо. На родовищах Костопільського р-ну наявні базальтові “стовпи”, що дає змогу видобувати блоки й виготовляти з них різні архітектурно-будівельні вироби – пам’ятники, поліровану плитку, сходи та ін. Головні завдання цього напрямку: переоцінка запасів Івано-Долинського родовища як сировини для петругійної промисловості та видобутку блоків; нарощування видобувних робіт на Великомідському родовищі; промислове освоєння родовища Берестовецьке-І; збереження базальтових “стовпів” на Івано-Долинському родовищі як геологічної спадщини; освоєння технології комплексної переробки металовмісної сировини під час розроблення базальтових родовищ [4].

Каоліни. Первинні каоліни значно поширені в Березнівському, Корецькому та Рокитнівському районах. Більчаківське та Дерманківське родовища в Березнівському р-ні розробляє Березнівський фарфоровий завод.

Будівельну сировину на Рівненщині видобувають з численних родовищ будівельного й облицювального каменю, крейди, вапняків, скляних і будівельних пісків, цегельної сировини.

Будівельний камінь. В області відомо 43 родовища кристалічних порід – гранітів, діоритів, гранодіоритів та габро, з яких 35 розробляють. За останніми даними, залишкові запаси будівельного каменю становлять близько 660 млн м³. Розвідані його запаси забезпечують подальший розвиток виробництва буто-щелевеної продукції. За нинішнього рівня видобутку (до 3 млн м³) та наявних виробничих потужностей переробні підприємства забезпечені сировиною щонайменше на 150 років. Однак порівняно з 1990 р. видобуток будівельного каменю скоротився втричі, а шість підприємств припинило виробництво щелевеної продукції. Це зумовлено, передусім, значним ступенем зношення виробничого обладнання, нестачею коштів у споживачів і неконкурентоспроможністю продукції за межами країни.

У плані майбутнього розвитку автотранспортної системи України передбачено будівництво трьох автомагістралей, що проходять територією Рівненської та суміжних областей. Будівництво потребуватиме виробництва значної кількості якісного, високоміцного кубоподібного щебеню. На розвіданих родовищах (на розроблюваних, законсервованих і резервних) планують налагодити випуск саме такої продукції в необхідній кількості. Найперспективнішими є родовища гранітів, які розташовані в 50–100-кілометровій зоні від майбутніх автомагістралей. Їхнє використання дасть змогу в короткий термін і з найменшими фінансовими затратами організувати виробництво.

Головні завдання цього напрямку – це реконструкція каменещелевених заводів, придбання нового виробничого обладнання, яке дасть змогу збільшити виробничі потужності й поліпшити якість вироблюваної продукції, та відновлення видобутку й виробництва щелевеної продукції на родовищах Корецького р-ну, які розташовані поблизу автомагістралі Київ–Чоп, та двох родовищах (Клесівське-ІІІ та Усиків Груд) у Рокитнівському р-ні.

Облицювальний камінь. У східній частині області на доступній для кар’єрного видобутку глибині залягають габро, діорити і граніти, які мають високу декоративну якість. Серед гранітів найбільший практичний інтерес становлять масиви в Сарненському та Корецькому районах, де виконано детальну розвідку Клесівського, Осмалінського, Церковного, Вирівського та Корецького родовищ. Родовища темного декоративного каменю – діабазів і габроїдів – наявні в Рокитнівському (Кисорицьке), Сарненсь-

кому (Ясногірське) та Березнівському (Броніславське) районах. Сумарні запаси облицювального каменю перевищують 10 млн м³ гірничої маси. Це дає змогу створити потужні виробництва високоякісної полірованої та шліфованої продукції, яка має сталий попит на внутрішньому та світовому ринках. Головні завдання цього напрямку: нарощування потужностей з видобутку блоків гранітів і габро на Кисорицькому, Ясногірському та Осмалінському родовищах; введення в експлуатацію Корецького та Церковного родовищ гранітів.

Карбонатна сировина представлена крейдою та вапняками, які поширені в південній і західній частинах області – у Радивилівському, Дубнівському, Млинівському, Рівненському та Костопільському районах. На п'яти розвіданих родовищах запаси крейди становлять близько 330 млн т. На базі Здолбунівського родовища функціонує найбільший в Україні цементно-шиферний комбінат ВАТ “Волинь”. Любомирське родовище розробляє ВАТ “Любомирський вапняно-силікатний завод”. Ще два родовища – Клеванське та Крупецьке – раніше експлуатували будівельні організації, які виготовляли з крейди маломagneзійне термостійке вапно першого і другого гатунку. Корнинське та Вишневогірське родовища не розробляють. Видобуток крейди для випалювання вапна можна значно збільшити введенням в експлуатацію резервних розвіданих родовищ (Вишневогірське та Клеванське), а також завдяки детальній розвідці Грушевського родовища (Сарненський р-н). В області також виконано геологічне обстеження ще 16 родовищ крейди, яку можна використовувати для вапнування кислих ґрунтів. Загальні запаси такої крейди становлять 9 805 тис. т. Головні завдання напрямку – відновлення видобутку крейди для виробництва вапна і крейдового борошна та розширення сировинної бази крейди завдяки детальній розвідці зазначених вище родовищ.

У Дубенському р-ні детально розвідано три родовища маломісних вапняків місцевого значення, запаси яких становлять близько 1 700 тис. м³. Родовища розташовані в межах Мізоцького кряжа та Дубенського структурно-скульптурного пасма і приурочені до невисоких субмеридіональних пагорбів, складених неогеновими відкладами. Вапняки використовують у дорожньому будівництві для влаштування й ремонту шарів верхнього покриття доріг. Головні завдання цього напрямку такі: завершення геологорозвідувальних робіт на Варковицькому родовищі; нарощення видобутку вапняків на родовищі Семидубське-II; введення в експлуатацію Грядківського родовища.

Цегельна сировина. В області є 51 родовище суглинків і глин, придатних для виготовлення цегли; їхні промислові запаси становлять близько 350 млн м³. У 1990-х роках розробляли 38 родовищ, діяло 36 цегельних заводів, на яких виготовили 223 млн штук цегли. У 2005 р. цегельну сировину розробляли тільки на десяти родовищах; видобули 70,8 тис. м³ глин і суглинків, з яких виготовили 31,3 млн штук цегли. Нині виробництво цегли в області ще скоротилося. За умови максимального використання цегельних заводів, з урахуванням реконструкції деяких з них і введенням нових потужностей, вони забезпечені сировиною більш ніж на 30 років. Однак такі заводи, як Брищанський, Городоцький, Загірцівський, Пляшевський, Рівненський, Хотинський, не мають розвіданих запасів. Є також труднощі в забезпеченні заводів пластифікувальними домішками, які необхідні для виробництва цегельної продукції високих марок. Проблемою є відведення земельних ділянок під розширення кар'єрів з видобування цегельної сировини, оскільки значна частина запасів розташована під розпайованими землями. Головні завдання цього напрямку: проведення детальної розвідки на попередньо розвіданих родовищах, розташованих не на ріллі або на малопродуктивних землях; завершення геологорозвідувальних робіт на Жалянському родовищі високопластичних глин (Рівненсь-

кий р-н); відновлення добувних робіт на Верхівському родовищі суглинків та Хотинському-ІІ родовищі глини; відновлення виробництва цегельної продукції на Бутівському, Довгошівському, Сварицевицькому, Симонівському та Хотинському заводах.

Піски будівельні. Природні піски широко використовують у дорожньому будівництві, для виробництва силікатної цегли, вони слугують заповнювачем для бетонних сумішей і наповнювачем для будівельних розчинів. В області на балансі є 27 родовищ будівельних пісків (станом на початок 2014 р.), з них стабільно розробляють лише чотири, а періодично – 13, причому деякі родовища розробляють без попереднього геологічного вивчення. Промислові запаси будівельних пісків в області становлять до 66 млн м³. Їх видобувають на родовищах Сопачівське (Володимирецький р-н), Любомирське (Рівненський р-н), Малолубаське (Костопільський р-н) та Здовбицьке (Здолбунівський р-н). Проте для будівельних організацій м. Рівне гострою є проблема щодо забезпечення піском заводів, які виготовляють будівельні розчини й, особливо, бетонні суміші. Головні завдання цього напрямку такі: проведення розшукових і детальних розвідувальних робіт у межах 30-кілометрової зони навколо Рівного; уведення в експлуатацію Річицького родовища пісків (ВАТ “Любомирський ВСЗ”), яке розташоване на території військового полігону; нарощення об’ємів видобутку піску на Малолубаському родовищі.

Підземні води. Загальні прогнозні ресурси підземних (прісних і мінеральних) вод області становлять близько 5,6 млн м³/добу [13]. З них розвідано й затверджено експлуатаційні запаси підземних питних вод у кількості 429,3 тис. м³/добу. З розвіданих запасів використовують тільки 73 тис. м³/добу, або 17 %. Отже, є значні перспективи розширити використання питних підземних вод, що за умов тотального забруднення поверхневих вод і щорічних літніх засух особливо актуально.

Мінеральні води обліковано на шести родовищах, з яких чотири експлуатують. Їхні загальні запаси становлять 1 736 м³/добу. Найбільше поширені хлоридно-натрієві питні води миргородського типу, запаси яких розвідано в селах Жобрин та Олександрія Рівненського р-ну, у с. Степань Сарненського р-ну та м. Острог. Нині на трьох родовищах – Жобринському, Степанському й Острозькому – провадять видобуток та промисловий розлив лікувально-столових вод (у скляний посуд і поліетиленову тару). У Дубенському р-ні відшукали сульфатно-натрієві води питного призначення з мінералізацією 3–6 г/дм³. Радонові мінеральні води виявлено поблизу сіл Вири (Сарненський р-н) та Маринин (Березнівський р-н). Розвідані запаси радонових вод у м. Корець становлять 280 м³/добу за концентрації 20 нКи/дм³. Ці води використовують у Корецькій обласній лікарні для лікування опорно-рухової системи. Бальнеологічні властивості вод і незначні витрати на їхнє видобування – основа майбутнього розвитку галузі.

Головні завдання напрямку такі: завершити геологорозвідувальні роботи на Мошківському (Млинівський р-н) та Надслучанському (Березнівський р-н) родовищах; збільшити випуск мінеральної води в ПЕТ-тарі; відновити видобуток і виробництво мінеральної води на Маломідському родовищі (Костопільський р-н); ефективніше використовувати ресурси радонових вод.

Отже, викладене засвідчує, що з загальної кількості розвіданих на Рівненщині родовищ, які є на державному балансі, нині економічно доцільно розробляти тільки третину. Протягом 2006–2014 рр. зафіксовано динаміку позитивних змін завдяки збільшенню обсягів видобутку мінеральної сировини в області на тлі погіршення стану в переробних галузях економіки України.

Найперспективнішими напрямами освоєння мінерально-сировинної бази Рівненщини є інтенсифікація геологічного вивчення надр бурштиноносних територій, науково-

дослідних робіт з упровадження екологічно безпечних методів видобутку бурштину, облицювального каменю, торфу, розробки відкритим способом природних агоруд, комплексного використання базальтів, розширення видобутку місцевої сировини для виробництва будівельних матеріалів, мінеральних і прісних вод.

Основні проблеми в розвитку мінерально-сировинної бази Рівненської обл. пов'язані з такими чинниками:

- поширена практика несанкціонованого видобутку бурштину, що стало соціальною й екологічною проблемою регіону;
- фізичне старіння основних фондів гірничодобувних та переробних підприємств, їхнє недостатнє поновлення й переоснащення;
- недостатні інвестиційні надходження в розвиток гірничодобувних і переробних підприємств, геологічне вивчення надр та освоєння нових родовищ;
- недостатнє фінансування природоохоронних заходів;
- невідновлюваність природних мінеральних ресурсів, що зумовлює необхідність їхнього раціонального й ощадливого використання, зокрема, бурштину та стовпчастих базальтів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Гарбуз І. С. Програма розвитку та промислового освоєння мінерально-сировинних ресурсів Рівненської області на період до 2010 року / І. С. Гарбуз, В. А. Гурин, В. Г. Мельничук // Вісн. НУВГП. – 2007. – Вип. 2 (38). – С. 331–351.
2. Закон України від 21 квітня 2011 р. № 3268-VI “Про затвердження Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року” // Відомості Верховної Ради України. – 2011. – № 44. – Ст. 457.
3. Зернисті фосфорити Копитківського родовища / В. В. Матеюк, В. Г. Мельничук, В. А. Бардась [та ін.] // Українське Полісся: вчора, сьогодні, завтра. – Луцьк : Надстир'я, 1998. – С. 102–105.
4. Маланчук Є. З. Наукове обґрунтування технології комплексної переробки металовмісної сировини при розробці базальтових родовищ : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук : 05.15.09 / Маланчук Євгеній Зіновійович. – Дніпропетровськ, 2015. – 36 с.
5. Мельничук В. Г. Цеоліт-сметитові вулканічні туфи Рівненщини та перспективи їх господарського використання / В. Г. Мельничук // Вісн. УДУВГП. – 2002. – Вип. 5 (18), ч. 1. – С. 107–114.
6. Мельничук В. Г. Мінеральні ресурси трапової формації Волині / В. Г. Мельничук // Наук. вісник ВДУ. – 2004. – № 1. – С. 90–92.
7. Мельничук В. Г. Геологія та міденосність нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук : 04.00.01 / Мельничук Віктор Григорович. – К., 2010. – 36 с.
8. Мельничук В. Г. Оцінка придатності туфової товщі в нижньовендських трапах Волино-Подільської плити для захоронення радіоактивних відходів / В. Г. Мельничук // Вісн. КНУ імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2010. – Вип. 49. – С. 54–57.

9. Мельничук В. Г. Золото як перспективний ресурс в надрах Волинського регіону / В. Г. Мельничук // *Природа Західного Полісся та прилеглих територій*. – 2012. – № 9. – С. 7–14.
10. Міденосні лавобрекчії в неопротерозойських трапах Волині та механізм їх утворення / В. Г. Мельничук, В. Л. Приходько, Я. О. Косовський, В. В. Матеюк // *Вісн. КНУ імені Тараса Шевченка. Геологія*. – 2004. – Вип. 31–32. – С. 89–92.
11. Цеоліт-сметитові туфи Рівненщини : біологічні аспекти використання / [Г. О. Богданов, О. М. Вержиховський, С. П. Долецький та ін.]. – Рівне : Волинські обереги, 2005. – 183 с.
12. http://oblrada.rv.ua/docs/index.php?SECTION_ID=37&ELEMENT_ID=2316
13. <http://www.rv.gov.ua/sitenew/data/upload/files/ekon/str.pdf>

*Стаття: надійшла до редакції 29.05.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

MINERAL AND RAW MATERIAL BASE OF RIVNE REGION: STATE, PROBLEMS, PERSPECTIVES

V. Melnychuk, H. Melnychuk

*National University of Water and Environmental Engineering,
11, Soborna St., 33028 Rivne, Ukraine
E-mail: ezelin@rambler.ru*

The modern state of mineral resources of Rivne region is characterized.

As of January 1, 2014, 356 deposits of 15 types of useful minerals have been registered in the region; today, 115 deposits are being developed.

The largest share in the mineral resource potential of the region is the building material, the explored reserves of which provide the development of production of quarystone and rock debris products, facing boards, cement, lime, silicate and ceramic bricks, building mortars, and the like. One third of the discovered deposits are peat deposits. There are unique deposits of basalts, which, by their physical, mechanical and chemical properties, are suitable both for stone casting and for the manufacture of staple fiber, and on its basis – for the production of a wide range of effective heat-insulating products. Sufficiently common are tuffs that are recommended for increasing fertility and detoxification of radioactive contaminated soils and for disposal of radioactive waste, as mineral additives for cattle and poultry, as light porous fillers of heat-and-sound insulation materials. Two deposits of glass sands are being developed in Rokytno district. As the ceramic raw material the primary kaolins and Sarmatian clays are used. The prospects of creation in the region of own mineral-raw material base of phosphate fertilizers on the basis of granular phosphorites deposits have been determined. Rivne region is the only one in Ukraine with explored deposits of amber – Klesivske in the Sarny district, Vilne – in Dubrovysia district and Volodymyrets Skhidnyi (Eastern) – in Volodymyrets district. The prospects for the discovery of native copper industrial deposits in the Rafalivskiy copper-ore node, as well as manifestations of precious metals are substantiated; positive signs of possible indigenous diamond deposits in the northern regions have been found. Rivne region has significant resources of underground freshwater and mineral waters: per capita, this value is 2.5 times higher than the average for Ukraine.

The main problems in the development of the mineral-raw material base of the region are related to the following factors: (1) the practice of unauthorized output of amber has become widespread, which has become a social and environmental problem of the region; (2) physical aging of fixed assets of mining and processing enterprises, their lack of renewal and re-equipment; (3) insufficient investment income in the development of mining and processing enterprises, geological study of bowels and development of new deposits; (4) insufficient funding of environmental measures; (5) non-renewal of natural mineral resources, which necessitates their rational and economical use, in particular, amber and columnar basalts.

Key words: mineral raw materials, deposit, geological reserves, mineral resources, Rivne region (Rivnenska oblast).

ІСТОРИЯ НАУКИ

УДК 001:549“17”(477)

ІСТОРИЯ ЗАРОДЖЕННЯ МІНЕРАЛОГІЇ В УКРАЇНІ

В. Павлишин¹, О. Матковський²

¹*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України,
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 м. Київ-142, Україна
E-mail: pavlyshyn@gmail.com*

²*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Стисло висвітлено історію зародження мінералогії в Україні. Перші мінералогічні дослідження території сучасної України провадили у XVIII ст. вчені Росії та Австро-Угорщини. Це був експедиційний період комплексних досліджень (експедиції Й. Гюльденштедта, В. Зуєва, К. Габліца, П. Палласа). Схарактеризовано діяльність першого геолога і мінералога Львівського університету Б. Гакета. Проаналізовано внесок у розвиток мінералогії першого вченого-мінералога українського походження Ф. Мойсеєнка.

Ключові слова: історія науки, мінералогія, Йоганн Антон Гюльденштедт, Василь Федорович Зуєв, Петер Сімон Паллас, Карл Людвік Габліц, Балтазар Гакет (Аке), Федір Петрович Мойсеєнко, Україна.

В історії мінералогії України ми виділяємо п'ять періодів:

перший – передісторія мінералогії: мінералогічні знання у давні часи та в Київській Русі (початок XIII ст.);

другий – зародження мінералогії: експедиційний період комплексних досліджень території України (XVIII ст.);

третій – становлення та розвиток мінералогії: університетський період описової мінералогії (XIX ст.–1940-ві роки);

четвертий – усебічний розвиток мінералогії – “золотий вік” (1940–1990);

п'ятий – сучасний розвиток мінералогії в Україні, зародження наномінералогії (з 1990-х років до нині).

Мінералогія в Україні зародилась у другій половині XVIII ст. завдяки комплексним експедиційним дослідженням, що їх провадили геологи переважно неукраїнського походження.

Стисло проаналізуємо стан науки в XVI–XVII ст. у Європі, де потужно розвивали гірничу справу й металургію, відкривали щораз нові рудники, нагромаджували розмаїтий матеріал щодо корисних копалин, створювали природничі музеї (кунсткамери), започаткували аналітичну хімію металів і сплавів на противагу алхімії та натрохімії. Дуже швидко завдяки практичним роботам стало зрозуміло, що без мінералогічних знань ефективно добувати й переробляти рудні поклади неможливо. Серед дослідників чи не найпочесніше місце посідає Георг Бауер (1499–1555), якого називають батьком

металургійних наук. Його фундаментальні для того часу праці засвідчують початок формування мінералогії як самостійної науки.

Академік О. Поварених на підставі аналізу знань про неорганічну природу, нагромаджених в епоху Відродження, зробив такий висновок: “Возникновение минералогии как науки относится примерно к началу XVI ст., когда в связи с появлением и развитием капиталистического способа производства в феодальной Европе резко выросло горнодобывающее дело, увеличились масштабы поисков и разведки различных руд, каменного угля, соли, слюды и других минералов. В результате количество известных полезных ископаемых значительно возросло, и одновременно возникла необходимость их определения и детального изучения. Вместе с тем вполне определился и предмет науки. Это была руда (“минера”) или, точнее, более общее понятие – ископаемое... Впервые, насколько известно, слово “минералогия” было применено в науке об ископаемых в 1636 г. итальянским ученым Бернардом из Модены” (Поваренных, 1966, с. 9, 10).

У XVII ст. рівень знань про мінеральну речовину суттєво підвищився, передусім, завдяки успіхам аналітичної хімії. Значно розширились уявлення про якісний і кількісний склад металів у рудах, що сприяло розвитку металургії. Саме завдяки цьому відкрили новий хімічний елемент – бісмут.

Водночас було закладено підвалини науки про кристали* – кристалографії. Зазначимо, що власне термін *кристалографія* з’явився дещо пізніше – у 1719 р. його запровадив у науку швейцарський учений М. А. Капеллер (Capeller) (1685–1769).

У XVIII ст. щораз більше “викристалізовувалося мінералогічне обличчя” нашої науки. З’явилися спеціальні мінералогічні праці, у тім числі підручники, хоча мінералогія залишалась нерозривно пов’язаною з дослідженнями в інших природничих науках – у хімії, фізиці, медицині, металургії, біології.

Тоді ж було відкрито нові фізичні явища – термо- і п’єзоелектрику, з’явилося поняття *мінеральний вид* (Карл Лінней, 1735), створено перші спеціалізовані науково-навчальні заклади – Фрайберзьку гірничу академію (1765), Санкт-Петербурзький державний гірничий інститут (1773, сучасна назва) та численні музеї, у яких збирали мінералогічні колекції. У 1789 р. Абраам Готлоб Вернер запровадив термін *ориктогнозія*, який використовували до першої половини XIX ст.; пізніше його вже трактували як застарілу назву мінералогії.

З середини XVIII ст. мінералогічні дослідження провадили за двома напрямками: фізичним (кристалографічне вивчення мінералів) і хімічним. Особливо збагатили скарбницю знань про зовнішню форму та внутрішню будову кристалів французькі дослідники Жан-Батіст Роме де Ліль (1736–1790) та Рене-Жюст Аюї (1743–1822). Саме Роме де Ліль запровадив у науку новий метод вивчення морфології кристалів – гоніометрію.

Яскравою особистістю того часу був російський учений Михайло Ломоносов (1711–1765), який у дослідженнях наблизився до сучасного розуміння внутрішньої будови кристалів. На жаль, його працю “О рождении и природе селитры” (1749), у якій викладено погляди про будову кристалів, опублікували майже через 200 років, тому вона ніяк не вплинула на розвиток науки. На думку М. Ломоносова, шестикутна форма кристалів калієвої селітри зумовлена щільним розташуванням кульових корпускул, з яких вона складена. Нині ж принцип щільних упаковок є наріжним каменем кристалохімії.

*Йоган Кеплер (1571–1630), Ніколас Стенон (1636–1687), Еразм Бартолін (1625–1698).

Хімічний напрям мінералогії зародився у Швеції. Шлях до нього, імовірно, проклав Аксель Фредерік Кронштедт (1722–1765): у 1755 р. він вилучив зі своєї книги “Система мінералів” гірські породи, які пізніше стали об’єктом петрографії.

В описуваний час саме мінерали стали найголовнішим джерелом відкриття нових хімічних елементів. Зокрема, з 19 елементів (Co, Pt, Ni, Cl, Mn, Ba, W, Te, Zr, U, Sr, Mo, Ti, Y, Cr, Be, Nb, N, H, O), що їх відкрито у XVIII ст., 16 виділено безпосередньо з мінералів. Нагадаємо, що у XVII ст. людству було відомо тільки 14 хімічних елементів – C, Cu, Pb, Au, Ag, Fe, Sb, Hg, S, Sn, As, Zn (доісторичний період), бісмут (XVI ст.), фосфор (XVII ст.). Загалом же наприкінці XVIII ст. знали тільки близько 100 мінералів, а в Україні ще менше – до 40.

Чи не найвидатнішим науковцем нової мінералогії був професор Фрайберзької гірничої академії А. Г. Вернер (1750–1817) – блискучий педагог, реформатор, автор праць з класифікації та опису мінералів. Учений виділив три головні розділи нашої науки – хімічну, географічну та економічну мінералогію, відкрив чимало нових мінералів, однак стосовно походження мінералів його погляди в багатьох аспектах були помилкові. Не можна не згадати і Балтазара Гакета (правильніше Акé – Balthasar Hacquet de la Motte) (1739/1740–1815) – першого геолога й мінералога Львівського університету, який започаткував геолого-мінералогічні дослідження в Передкарпатті (див. нижче).

Є відомості, що гірництвом опікувалися гетьмани України. Іван Мазепа, наприклад, мав приватну колекцію мінералів, а в Європі збирання таких колекцій значно сприяло розвитку мінералогії.

У 1632 р. в Києві заснували Києво-Могилянську академію – першу вищу школу в Україні. Уже протягом 1705–1709 рр. у ній викладали основи наук про корисні копалини. У праці ректора академії Феофана Прокоповича (1681–1736) “Про досконалі змішані неживі тіла – метали, камені та інші” проаналізовано три проблеми корисних копалин (цит. за: В. Білецький, Г. Гайко, 2006, с. 195): “матерія і форма, діюча причина і місце їх виникнення”. Зазначено, що “...земля найкраще може бути поділена на три провінції або області: перша з них, наближена нам, є матір’ю і годувальницею рослин; друга, дещо глибша, в ній народжуються копалини, але найбільше метали; третя, ще глибша, там сховище вогню і води”. У книзі наведено тодішні уявлення про природу смоли, сірки, нафти (уже відомої в районі Борислава), бурштину, глини, солей. Описано найвідоміші мінерали та гірські породи: аметист, берил, гіацинт, гірський криштал, гранат, магнетит, опал, рубін, сапфір, сардій (агат тілесного чи коричневого забарвлення), смарагд, топаз, мармур, пемзу, яшму тощо, а також мінерали в камях і гемах.

Перші незначні мінералогічні дослідження території нинішньої України пов’язані з ученими Росії та Австро-Угорщини (у 1919–1939 рр. – Польщі й Чехословаччини). Започатковані Петром І більш-менш системні дослідження надр України зумовили зародження в ній мінералогії у другій половині XVIII ст. Це був експедиційний період розвитку мінералогії в Росії (Павлишин, 1991), а переважна частина території сучасної України входила тоді до її складу. Дослідження провадили організовані експедиції Академії наук та інших відомств (Григорьев, Шафрановский, 1949, 1959). Зародженню і розвитку цих досліджень сприяло укладання 1700 р. мирного договору з Туреччиною, за яким було розширено кордони Росії на півдні. За таких умов в Україні зросли можливості для розвитку економіки, особливо щодо мінеральної сировини. Збільшили видобуток заліза з болотних та озерних руд, а також солі в Бахмуті й інших містах, інтенсивно виробляли поташ, селітру, скло (Новик, Пермяков, Коваленко, 1960).

У 1703 р. Петро I організував для воєнних потреб групу рудознавців-розвідників на чолі з В. Лодигіним. Їхні роботи на півдні Росії сприяли формуванню загальних уявлень про мінеральне багатство краю. У Донбасі рудознавці відкрили нові прояви залізних і срібних руд (Лазаренко, Груба, Панов, Павлишин, 1975). Для розшуків нових родовищ корисних копалин Петро I скерував 1721 р. у райони верхнього й середнього Дону та Сіверського Дінця відомого рудознавця Григорія Григоровича Капустіна. Дослідник відшукав на р. Кундрюча (притока Сіверського Дінця) та в інших місцях поклади вугілля. Так близько 300 років тому визначили вугленосність краю, який згодом став відомим Донецьким басейном. Зазначимо, що про наявність “земляного угля” у цьому краю місцеві мешканці знали задовго до початку промислової розробки родовищ. Є легенда про те, що під час азовських походів Петру I показували донецьке вугілля і він виголосив історичну фразу: “Сей минерал, если не нам, то нашим потомкам полезен будет” (цит. за: Новик, Пермяков, Коваленко, 1960).

У першій половині XVIII ст. було підтверджено придатність донецького кам'яного вугілля для розвитку різних галузей промисловості. Перший опис кам'яновугільних родовищ Донбасу належить гірничому інженеру Іванові Бригонцеву (Бригонцову). У 1795 р. в Катеринославі він опублікував книгу, у якій навів близько 20 родовищ вугілля Катеринославської губернії, зазначив про його постачання в Херсон і Миколаїв та про особливе значення вугілля в металургії. Промислову розробку вугільних родовищ розпочато 1796 р. Аж до початку XX ст. Донбас був єдиним промисловим вугільним басейном не тільки України, а й Росії. Як Рурський басейн у Німеччині або Пенсільванський у США, він відіграв значну роль у становленні важкої промисловості, розвитку геологічної науки та організації різних освітніх закладів.

В останній чверті XVIII ст. почали будувати Луганський ливарний завод, функціонування якого потребувало розширення мінерально-сировинної бази. Для цього організували спеціальні розшукові роботи під керівництвом гірничого інженера І. Ільїна, завдяки яким відкрили нові гніздоподібні поклади залізних руд, виходи кам'яного вугілля, а 1800 р. – свинцево-цинкові руди поблизу Нагольної слободи. У 1803 р. під час проходки підземної галереї під Луганським каналом розкрили поклади кам'яної солі (Новик, Пермяков, Коваленко, 1960).

Цікаві факти зафіксували члени експедиції Йоганна Антона Гюльденштедта (Гюльденштедта), яку було організовано 1768 р. для вивчення Лівобережної та Південної України. Матеріали Й. Гюльденштедта (опис гірських порід, ґрунтів, рослинного і тваринного світу, міркування щодо походження чорнозему та ін.) після його смерті 1791 р. німецькою мовою видав П. Паллас (Новик, Пермяков, Коваленко, 1960). У них наведено відомості про поширення в північній частині Кривбасу польвошпатових порід, які містять кварц, золоту слюду, янтар (очевидно, так помилково назвали опал або халцедон), аспідний сланець. Сам П. Паллас у 1793–1794 рр. на шляху до Криму відвідав деякі райони, що їх раніше обстежив Й. Гюльденштедт. Ще раніше, відразу ж після приєднання Криму до Росії (1783), експедиційні дослідження в Криму виконав акад. Карл Людвік Габліц. У його праці “Физическое описание Таврической области по ее местоположению и по всем трем царствам природы” (1785) значну увагу приділено “всем в минеральном царстве встречающимся предметам”. Він зазначив про наявність залізних руд на Керченському півострові та “синьї вохри” (вівіаніту) у них, грязьових вулканів з газами й нафтою, кілу (кримського бентоніту) поблизу Інкермана і в с. Саблі (долина р. Альма), селітри в печерах Мангуша, навів опис кварцу, кальциту, сидериту, сірчаного колчедану, гіпсу з різних місць.

У 1781 р. з ініціативи Петера Сімона Палласа і Сергія Герасимовича Домашнева організували експедицію на південь Росії під керівництвом академіка Василя Федоровича Зуєва (Комков, Левшин, Семенов, 1974). Під час експедиції В. Зуєв відвідав Кривий Ріг, який так описав у книзі “Путешественные записки от Санкт-Петербурга до Херсона в 1781 и 1782 г.” (СПб., 1787): “Он весь каменный, как и берега реки Саксагани, и состоит из железистого шифера, который так тверд, что огнью дает из себя искры. Он лежит слоями от NW до SO простирающимися и скатом к полудню, собою неодинакового цвета: но инде черный, инде серый, инде полосатый из обоих сих цветов и красного. Поверхность горы покрывает красная глина и где есть лощины, там нередко попадают и других горных пород камня, как кварцевые, фельдшпатитовые, тальковые и прочие”. Фактично це перший науковий опис залізистих порід і руд території сучасного Кривбасу. З експедицією В. Зуєва, хоч і не прямо, однак пов'язаний сумний факт. За планом її маршрут мав закінчуватись у Херсоні. Водночас Академія наук спорядила експедицію під керівництвом ад'юнкта мінералогії, талановитого українського мінералога Ф. Мойсеєнка для вивчення Криму. По дорозі в експедицію Ф. Мойсеєнко раптово помер, тому В. Зуєву доручили також поїхати в Крим (Комков, Левшин, Семенов, 1974).

Деяко пізніше (1793–1795) побачили світ знамениті праці акад. П. Палласа. Захоплений природою Криму, він прожив на півострові 15 років. Дослідник описав різні мінеральні речовини, схарактеризував місця їхнього поширення та можливості використання, висловив деякі генетичні міркування. Найбільшу його увагу привертали залізні руди Керченського півострова, соляні озера, кілові глини, кварц, вапняковий шпат, пірит, селітра, гіпс. Фактично у працях П. Палласа знаходимо багато повторень з описів К. Габліца. Однак уперше в Криму, у межах території Георгіївського монастиря, він описав пірит, яшму, сульфати алюмінію (соляні вицвіти на гірських породах). Часто згадуваний ним шерл відповідає, очевидно, не турмаліну, а темноколірним мінералам загалом. Помилковим, на думку С. Палласа, є опис серпентину як породи, проте загалом мінералогічні дані обох зазначених дослідників були на той час досить точні й детальні. Створена ними мінералогічна картина Криму не змінювалась протягом півстоліття (Попов, 1938); саме її залучив у свою працю “Опыт минералогического землеописания Российского государства” Василь Михайлович Севергін (1809). Зазначимо, що керівники наступних експедицій (Йоган Готліб Георгі, Михайло Олександрович Енгельгардт та ін.) залишили по собі достатньо ґрунтовний геологічний опис Криму, проте уявлення про його мінералогію майже не змінилися.

З іменами Й. Гюльденштедта, В. Зуєва (1787) та П. Палласа (1795) пов'язаний початок геолого-мінералогічних досліджень Приазов'я, яке було на шляху їхніх експедицій (Лазаренко, Лавриненко, Бучинская и др., 1981). На жаль, ці дослідження були супутні, а тому незначні. Наприклад, П. Паллас проїхав маршрутом від р. Берда до Корсак-Могили, де його зацікавили кварцити, і він припустив, що вони можуть бути рудоносні.

В описуваний період досить цікаві та важливі мінералогічні дослідження провадили на теренах Західної України. Уже згадуваний перший геолог Львівського університету, француз за походженням Б. Гакет детально досліджував подільські кремені, карпатські залізні руди, воду й солі. Він зібрав і упорядкував численний кам'яний матеріал – взірці гірських порід, мінералів і викопних решток, які значно поповнили Кабінет природничої історії, на базі якого пізніше організували мінералогічний музей (Мельник, 1998). Зазначимо, що після заснування 1797 р. у Львівському університеті Українського (Руського) інституту Б. Гакет, уважаючи українське населення автохтонним, розпочав викладання українською мовою. Монографічна праця дослідника про кремені та чотиритомна

книга з природничим описом мандрівок в Альпи, Балкани, Карпати, Крим “Neueste physikalisch-politische Reisen in den Jahren 1788 bis 1795 durch die Dacischen und Sarmatischen oder Nordlichen Karpaten” (“Нещодавні фізично-політичні подорожі в 1788–1795 рр. через Дакійські, Сарматські або Північні Карпати”) (Нюрнберг, 1790, 1791, 1794, 1796) не втратили свого значення і нині.

Наприкінці XVIII ст. у Передкарпатті, яке тоді було в складі Австро-Угорщини, відшукали поклади нафти, газу, озокериту, кам'яної й калійної солей (Лазаренко, Габінет, Сливко, 1962). У 1788 р. Мартін Генріх Клапрот (1743–1817) уперше для України опублікував дані про хімічний склад апатиту з Кобилецької Поляни. Зазначимо, що 1792 р. академік Йоганн Тобіас Ловіц у Росії виконав перший повний хімічний аналіз донецького кам'яного вугілля (Новик, Пермяков, Коваленко, 1963). Отже, М. Клапрот і Т. Ловіц фактично започаткували впровадження у наукову практику в Україні аналітичної хімії мінералів. У 1791 р. Йоганн-Еренрайх Фіхтель опублікував працю “Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen” (“Мінералогічні спостереження Карпат”), у якій навів відомості про наявність у районі фосфоритів, а у Мармароському масиві – мармароських “діамантів”. З 1796 р. почали з'являтися відомості про алуніт у Берегівському р-ні Закарпаття; цей мінерал відомий тут з XV ст. (називали алюмінітом).

Отже, протягом описаного періоду в Західній Європі та Санкт-Петербурзі відкрито перші закони мінералогічної кристалографії, сконструйовано мікроскоп і гоніометр, за допомогою яких закладено основи фізичної оптики та графічно зображено форму сочень кристалів-багатогранників, описано сім основних обрисів кристалів (нині ми сприймаємо їх орієнтовно як попередники семи сингоній), напрацьовано гіпотезу (теорію) внутрішньої структури мінералів, започатковано їхнє штучне вирощування і теорію кристалогенезу, впроваджено у практику аналітичну хімію металів і мінералів (у мінералах відкрито 16 нових хімічних елементів), з'явилося поняття *мінеральний вид*, опубліковано перші підручники з мінералогії, відкрито два гірничі науково-навчальні заклади, підвищився рівень описової мінералогії. Кількість ідентифікованих у XVIII ст. мінералів наблизилася до 100.

Ці достатньо вагомі досягнення контрастують зі скромним доробком, зафіксованим для цього часу на теренах сучасної України. Відкрито родовища кам'яного вугілля у Донбасі, залізних руд у Криворіжжі, розширено соляний промисел і розпочато шахтний видобуток кам'яної солі на Солотвинському родовищі, започатковано описову мінералогію й використання аналітичної хімії для аналізу мінералів, з'явилися перші мінералогічні публікації; кількість відомих у регіоні мінералів – понад 20.

Як бачимо, українська мінералогія в контексті європейської мінералогії XVIII ст. суттєво відставала. З нашого погляду, це зумовлено двома головними причинами. По-перше, значні досягнення Київської Русі княжої доби в багатьох галузях господарства, гірничого промислу й культури у XIII ст. були вщент зруйновані татаро-монгольським нашествям, що відкинуло країну на декілька століть назад. По-друге, у XVIII ст. (як і раніше) унаслідок фактично напівколоніального стану України мінеральні поклади на її території вивчали не етнічні українці, а представники метрополій, здебільшого Росії й Австро-Угорщини.

У XVIII ст. в Україні функціонували тільки два вищі навчальні заклади – Києво-Могилянська академія та Львівський університет, проте гірничі дисципліни, у тім числі мінералогія, у них не викладали, на відміну від навчальних закладів Відня та Санкт-Петербурга, доступ у які для українців був обмежений. Обдаровані українці, яким удавалося пробитись “у люди”, покидали Україну, набували знань поза її межами, працюю-

вали в університетах Європи й Америки, навіть ставали згодом лауреатами Нобелівської премії.

Наведемо один показовий приклад. Ідеться про Федора Петровича Мойсеєнка (1754–1781) – талановитого природознавця, мінералога та літератора, одного з основоположників динамічного напрямку в мінералогії, ім'я якого, на жаль, швидко й надовго забули. Професор Харківського університету Никифор Дмитрович Борисяк назвав його “першим ученим-мінералогом України” (Борисяк, 1867); він був “одним из ближайших преемников по изучению и практическому приложению в России минералогической науки и горного дела после М. В. Ломоносова” (Раскин, Шафрановский, 1974).

Народився Ф. Мойсеєнко (Моїсеєнко) 11/22 листопада 1754 р. у м. Лебедин, яке тоді було у складі Харківського намісництва Слобідської України (нині Сумська обл.). Закінчив Харківський колегіум, а також гімназію та університет при Санкт-Петербурзькій академії наук (1766–1774), протягом 1774–1779 рр. навчався у Фрайбурзькій гірничій академії (був у ній першим студентом з Російської імперії). Важливу роль у його науковій і творчій діяльності відіграли російський учений і мандрівник шведського походження Ерік Лаксман та вже згадуваний А. Вернер. Молодий мінералог гармонійно поєднував уроки Санкт-Петербурзького хіміка-мінералога Е. Лаксмана зі строгою описовою школою А. Вернера. Наприкінці перебування за кордоном студент Ф. Мойсеєнко остаточно сформувався як учений широкого профілю. І хоча його називали мінералогом, та його знання охоплювали цілий комплекс геолого-мінералогічних наук, у тім числі стосовно наукових і прикладних засад гірничої справи.

Дванадцятого серпня 1779 р. Ф. Мойсеєнко представив в Академію наук Росії латиномовну дисертацію “Приклад перетворення руд у рудах срібла”, а вже 23 вересня його обрали ад'юнктом Академії наук. У зазначеній праці яскраво викладений новаторський (динамічний) погляд автора на походження і “життя” мінералів; він писав, що природа власними силами постійно перебуває в дії і, розкладаючи одне тіло, складає і виробляє інше. Для закоснілої мінералогії XVIII ст. це була прогресивна ілюстрація ідей М. Ломоносова. Невдовзі молодий учений представив ще одну дисертацію – “О наилучших способах открывать и разрабатывать рудные месторождения”. Шістнадцятого серпня 1779 р. Ф. Мойсеєнко розпочав педагогічну діяльність у нещодавно відкритому Гірничому училищі Санкт-Петербурга, а 24 серпня 1780 р. молодий ад'юнкт на урочистому засіданні Академічних зборів прочитав нову дисертацію “О первоначальных горах”. Це одна з перших петрографічних праць у Росії, яка містила багато цікавих і важливих ідей, викладених гарною мовою. Водночас виявились неабиякі лекторські здібності Ф. Мойсеєнка. Про багатогранність ученого-викладача Гірничого училища свідчать такі факти: він читав лекції з фізики, натуральної історії, гірничого мистецтва, металургії, підземної географії, політичної географії, історії, викладав також французьку й німецьку мови, займався перекладацькою діяльністю – переклав російською чимало творів, написаних латинською, французькою та німецькою мовами.

Однак напружена дослідницька й викладацька робота негативно позначилася на здоров'ї Ф. Мойсеєнка. Навесні 1781 р. Академія наук вирішила скерувати в Крим експедицію для вивчення природних багатств півострова. Очолити експедицію доручили Федору Петровичу. На початку вересня експедиція виїхала до Москви, де Ф. Мойсеєнко захворів і 24 вересня 1781 р. помер.

Перша праця вченого, яка збереглася до наших днів, – це написана латиною (Фрайбург, 1776) дисертація “De spatho ponderoso” (“Про важкий шпат”) – монографічний опис бариту. Її разом з дисертацією “О первоначальных горах” відшукали тільки у дру-

гій половині XX ст., а 1955 р. опублікували у “Трудах архива Академії наук СРСР”. У ній Ф. Мойсеєнко завдяки детальному вивченню кристалів бариту наблизився до розуміння генезису мінералу, його динаміки в природі. Ось як оцінили його працю сучасні класики: “Приходится горько сожалеть, что блестящая диссертация молодого русского минералога не была своевременно опубликована и оказалась погребенной в архивных бумагах. В своё время она без сомнения оказала бы существенное влияние на развитие минералогии в нашей стране. Даже сейчас эта первая, собственно минералогическая, монография забытого русского учёного вызывает самый живой интерес как замечательный документ из истории минералогии вообще и отечественной науки о минералах в частности” (Раскин, Шафрановский, 1974, с. 111).

Теоретичне і практичне значення для мінералогії XVIII ст. мали дві споріднені дисертації (трактати): уже згадувана латиномовна “Приклад перетворення руд у рудах срібла” та російськомовна “О выплавке серебра из его руд. Отделение первое. О серебряных рудах вообще” (1781). У них Ф. Мойсеєнко розвинув еволюційні ідеї М. Ломоносова та Е. Лаксмана, своїх учителів, і фактично почав розробляти ідеї генетичної мінералогії.

Найбільш значущим доробком у творчій біографії Ф. Мойсеєнка є видана 1779 р. у Лейпцигу книга “Mineralogische Abhandlung von dem Zinnsteine” (“Мінералогічний твір про олов’яний камінь”). У ній автор підсумував своє навчання в Німеччині та окреслив напрями розвитку своїх майбутніх робіт у Росії. Книга багатопланова – історична, критична, морфологічна, теоретична, описова, генетична, фактично це вичерпна для свого часу монографія про каситерит. “Больно подумать о том, как много можно было ожидать от такого талантливого исследователя-минералога, каким предстоит перед нами молодой Ф. П. Моисеенко в своём “Сочинении об оловянном камне”. Всего через два года после появления в свет этого блестящего труда смерть безжалостно оборвала его планы, связанные с будущей работой на родине и предстоящими углублёнными исследованиями отечественных природных богатств” (Раскин, Шафрановский, 1974, с. 111).

Ось таким був наш співвітчизник, який, як метеор, короткочасно (27 неповних років), проте яскраво й потужно засвітився у небі України. Насправді в історії вітчизняної мінералогії було чимало українських Мойсеєнків, доля яких за колоніального режиму склалася по-різному, нерідко трагічно.

*Стаття: надійшла до редакції 20.06.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

HISTORY OF THE ORIGIN OF MINERALOGY IN UKRAINE

V. Pavlyshyn¹, O. Matkovskiy²

¹*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,
Acad. Palladin Av., 34, 03142 Kyiv, Ukraine*

E-mail: pavlyshyn@gmail.com

²*Ivan Franko National University of Lviv,*

4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine

E-mail: mineral@franko.lviv.ua

We distinguished five periods in the history of mineralogy of Ukraine: the first – prehistory of mineralogy: mineralogical knowledge in ancient times and in Kievan Rus (the beginning of the XIII century); the second – the origin of mineralogy: expeditionary period of complex studies of Ukraine territory (XVIII century); the third – the formation and development of mineralogy: the university period of descriptive mineralogy (XIX century–1940's); the fourth – comprehensive development of mineralogy – “golden age” (1940–1990); the fifth – the modern development of mineralogy in Ukraine, the origin of nanomineralogy (from the 1990's to now). The article gives a brief overview of the history of the origin of mineralogy in Ukraine.

Mineralogy in Ukraine originated in the second half of the XVIII century due to the complex expeditionary research carried out by geologists of predominantly non-Ukrainian origin. The first small mineralogical studies of present-day Ukraine territory are related to the scientists of Russia and Austria-Hungary, in 1919–1939 – of Poland and Czechoslovakia. The expeditions of Johann Anton Gldenstdt (1768) and academician V. Zuyev (1781–1782) to the Kryvyi Rih area as well as the expeditionary research in Crimea under the direction of academician Carl Ludwig Hablitz (1783) were of great scientific importance. In 1793–1795, the famous works of academician Peter Simon Pallas were published, in which the rocks and minerals of the Crimean and Kerch peninsulas have been described. The beginning of geological and mineralogical research of the Azov region is associated with the names of J. Gldenstdt, V. Zuyev (1787) and P. Pallas (1795).

Quite interesting and important mineralogical investigations were carried during described period in the territory of Western Ukraine. The first geologist of the Lviv University – Austrian scientist Balthasar Hacquet (of French origin) – studied in detail the flints of Podillya region, the Carpathian iron ores, water and salts. Martin Heinrich Klaproth and Johann Tobias Lowitz initiated the introduction of analytical chemistry of minerals into scientific practice in Ukraine.

However, in general, Ukrainian mineralogy in the context of European mineralogy of the eighteenth century significantly lagged behind. This is due to two main reasons. First, significant achievements of the Kievan Rus of princely era in many branches of economy, mining and culture in the XIII century were completely destroyed by the Tatar-Mongol invasion, which threw the country a few centuries ago. Secondly, in the eighteenth century (as before), in connection with the actual semi-colonial state of Ukraine, the mineral deposits in its territory were studied not by ethnic Ukrainians, but by representatives of the metropolis, mainly Russia and Austria-Hungary.

The article briefly describes the life and creative path of Fedir Petrovych Moiseyenko (1754–1781), the first scientist-mineralogist of Ukraine (in the words of N. Borysyak), one of the founders of the dynamic trend in mineralogy.

Key words: history of science, mineralogy, Johann Anton Gldenstdt, Vasyl Fedorovych Zuyev, Peter Simon Pallas, Carl Ludwig Hablitz, Balthasar Hacquet, Fedir Petrovych Moiseyenko, Ukraine.

УДК 001-057.4:549(477)

**МІНЕРАЛОГІЧНА РОДИНА ЛАЗАРЕНКІВ
ТА ЇЇ ВНЕСОК У РОЗВИТОК МІНЕРАЛОГІЇ
(ДО 105-х РОКОВИН ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ
КАТЕРИНИ ФЕДОРІВНИ СИДОРЕНКО
ТА ЄВГЕНА КОСТЯНТИНОВИЧА ЛАЗАРЕНКА)**

О. Матковський

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Наприкінці ХХ ст. в Україні мінералогічні дослідження проводила родина Лазаренків: подружжя Євген і Катерина, доньки Олена, Оксана, Наталія та Євгенія, зяті Володимир Мельников, Володимир Куделя, Володимир Шунько і Володимир Гольцев, племінник Ерік Лазаренко. Стисло проаналізовано їхній внесок у розвиток мінералогії і мінералогічної школи академіка Євгена Лазаренка.

Ключові слова: мінералогія, Україна, Євген Лазаренко, Катерина Сидоренко, Олена, Оксана, Наталія і Євгенія Лазаренки, Ерік Лазаренко, Володимир Мельников, Володимир Куделя, Володимир Шунько, Володимир Гольцев.

У 2017 р. минає 105 років від дня народження Катерини Сидоренко і Євгена Лазаренка. Катерина Федорівна народилася 6 листопада 1912 р. у м. Шебекіно Курської обл., а Євген Костянтинівич – 26 грудня 1912 р. на Слобожанщині, у м. Харків, обое походили з робітничих сімей.

Євген Лазаренко в студентські роки звернув увагу на скромну, симпатичну, невисоку на зріст однокурсницю геолого-географічного факультету Харківського університету Катю Сидоренко. Вона відповідала йому взаємністю, проте, як згадувала сама, тривалий час боялася його, бо був стрункий, високий, завжди гарно одягнений. Через деякий час вони зблизились і 1933 р., ще будучи студентами, одружилися. З того часу Катерина стала вірною і доброю супутницею Є. Лазаренка до кінця його життя.

У Лазаренків народилися чотири доньки: Олена – 1938 р. у Харкові, Оксана – 1942 р. у Воронежі, Наталія 1951 р. і Євгенія 1952 р. народились у Львові. Усі чотири здобули вищу освіту у Львівському (Олена й Оксана) та Київському (Наталія і Євгенія) університетах. Три з них (Олена, Наталія і Євгенія) пішли по слідах батьків і стали геологами, а Оксана закінчила факультет іноземних мов за спеціальністю англійська філологія, однак тісно пов'язана з геологією. У життєвій і творчій біографії подружжя Лазаренків та їхніх доньок виділяють чотири періоди: Харківсько-Воронезький (університетський), Уральський (воєнний), Львівський (університетський), Київський (академічний), які детально висвітлені в книзі “Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом” [1]. Професію геолога здобув також один із племінників Євгена Лазаренка – син найстаршої сестри Наталії Ерік Лазаренко та його дружина



Катерина Сидоренко за роботою в лабораторії кафедри мінералогії Львівського університету, 1949.



Євген Лазаренко (у центрі) серед своїх учнів, 1953.

Зліва направо: Мартин Сливко, Юрій Пекун, Михайло Фішкін, Геннадій Смирнов.

Ольга Малигіна. Згодом до родини Лазаренків долучилися чотири зяті, геологи за фахом Володимир Мельников, Володимир Куделя, Володимир Шунько і Володимир Гольцев. Останнім часом з'явилися майбутні геологи: двоє правнуків Лазаренків – Дмитро Матросов і Дарія Пустовойтова – стали студентами ННІ “Інститут геології” Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Так, по суті, сформувалася велика мінералогічна родина Лазаренків, яка зробила вагомий внесок у розвиток мінералогії та наукової мінералогічної школи академіка Євгена Лазаренка. Стисло проаналізуємо цей внесок.

Катерина Федорівна Сидоренко – відомий педагог і науковець у галузі мінералогії (діагностика мінералів методами паяльної трубки, кристалооптики, федорівського столика та ін.). У 1939–1941 рр. – асистент кафедри мінералогії і петрографії Воронежського університету, 1944–1945 – старший науковий співробітник геологічного музею на Уралі, 1945–1950 – асистент, 1950–1969 – доцент кафедри мінералогії Львівського університету. У 1950 р. захистила дисертацію на тему “Мінералогія изверженных пород Вышковского района в Закарпатье” і здобула науковий ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук та вчене звання доцента кафедри мінералогії. Вона є автором і співавтором понад 20 наукових праць, присвячених, головним чином, мінералогії магматичних і метаморфічних порід Закарпаття й північно-західної частини Українського щита (УЩ), зокрема, таких: “К мінералогії карбонатів Вышковского района” (1950), “О барите и кварце Вышковского района в Закарпатье” (1951), “Гиперстен из гранат-гиперстеновых мигматитов Приднестровья” (1963), “Необычный вермикулит из Приднестровья” (1968).



Доньки Катерини Сидоренко та Євгена Лазаренка (зліва направо):
Наталія, Олена, Євгенія, Оксана.

Катерині Федорівні належить виявлення і детальна характеристика водного сульфату алюмінію і закисного заліза, який відшукали в штольні Берегівської гори (Закарпаття) серед піритизованих ріолітових туфів разом з мелантеритом. Цей сульфат часто розвивається по мелантериту, причому він успадковує його текстуру і поступово заміщує його стовпчасті кристали (К. Ф. Сидоренко, В. К. Зинчук, 1962). Автори зазначили, що в них немає цілковитої впевненості стосовно однорідності досліджуваного матеріалу, тому припустили, що, можливо, це тонкі зростання галотрихіту й мелантериту.

Неперевершеними, звичайно, є мінералогічні дослідження та інші багатогранні здобутки *Євгена Костянтинівича Лазаренка*. Вони досить детально схарактеризовані в численних публікаціях, серед яких два відомі літературно-публіцистичні видання – “Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом” і “Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття (до 100-річчя від дня народження)” (автори й упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин, 2005, 2012) [1, 2], та у недавній публікації “Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка та її внесок у розвиток мінералогії” [4].



Подружжя Лазаренків біля могили Степана Руданського, 1958.



Президія урочистого засідання з нагоди 50-річчя від дня народження ректора Львівського університету Є. Лазаренка, 1962. У першому ряді зліва направо: Є. Лазаренко, К. Сидоренко, акад. М. Белов, А. Брагінець (проректор), С. Стефаник (голова Львівської облради).

Серед найвагоміших педагогічних, наукових і науково-організаційних досягнень Є. Лазаренка виокремимо такі: значний внесок у розвиток майже всіх тогочасних мінералогічних напрямів; започаткування регіональної мінералогії, мінералогічної кристалографії, космічної мінералогії, новаторських ідей у генетичній мінералогії; постійна увага до основних понять мінералогії (мінерал, мінеральний вид, мінеральний різновид та ін.), до стану і проблем розвитку мінералогії, історії науки; впровадження результатів

мінералогічних досліджень у геологічній практиці. Йому належить заснування двох наукових товариств – Львівського геологічного та Українського мінералогічного, які й очолював, першого періодичного спеціалізованого мінералогічного видання “Мінералогічний збірник”, сприяння у появі давно омріяного “Мінералогічного журналу”, якого, на жаль, уже не побачив. За цикл “Теоретична і регіональна мінералогія” Є. Лазаренко удостоєний Державної премії України в галузі науки і техніки (помертньо, 1983).

Активна науково-організаційна та видавнича діяльність товариств відіграли чи не найважливішу роль у розвитку мінералогії в Україні у другій половині ХХ ст. та формуванні мінералогічної школи. Євген Костянтинівич – автор шести видань підручника “Курс мінералогії” (три російською, два українською, одне китайською мовами), першого україномовного “Мінералогічного словника” (з перекладом усіх термінів російською та англійською мовами), низки фундаментальних монографічних зведень, окремі з яких із регіональної та генетичної мінералогії є новаторськими й не мають світових аналогів; організатор багатьох наукових форумів з різних проблем мінералогії, відкривач двох нових мінеральних видів (донбасит, тарасовіт) та одного мінерального різновиду – брукіту (різновид сфалериту).



Ерік Лазаренко серед учасників Третьої всесоюзної наради “Закономірності формування і розміщення ендегенних рудних родовищ”, Баку–Тбілісі, 1962. Зліва направо: М. Фішкін, Е. Лазаренко, Ю. Долгов, Б. Мерліч, Л. Колтун, О. Матковський.

Аналіз наукової й педагогічної діяльності Є. Лазаренка дає підстави називати його реформатором мінералогії. Професор І. Шафрановський у статті “Е. К. Лазаренко – основатель и глава минералогического центра в Украине” писав [7]: “Тут хотелось бы вспомнить о некоторых фактах, которые характеризуют Е. К. Лазаренко как прекрасного организатора и пламенного пропагандиста новаторских направлений нашей науки. Именно с этой целью он объединил и сгруппировал, прежде всего, близких учеников, которых привлёк к своим творческим начинаниям как самых активных сотрудников и соавторов своих замыслов и разрабатываемых тем. Всем запомнилась плеяда его воспитанников, которые стали позже выдающимися и активными деятелями на ниве минералогии... Благодаря организаторскому таланту, увлечению и энергии Евгений Константинович создал в своё время во Львовском университете жизнеспособный и полный

интересов центр минералогической науки, который притягивал к себе многих минералогов и кристаллографов. К их числу принадлежит автор”.

Олена Лазаренко після закінчення 1961 р. геологічного факультету Львівського університету два роки працювала інженером Проблемної науково-дослідної лабораторії факультету, у 1963–1965 рр. навчалася в аспірантурі, у 1967–1975 рр. працювала у відділі глибинних флюїдів Інституту геології і геохімії горючих копалин АН України на посаді молодшого наукового співробітника. У 1975 р. переїхала до Києва, працювала у відділенні металогенії Інституту геохімії і фізики мінералів (ІГФМ) АН України, згодом – у новоствореному Інституті геохімії навколишнього середовища АН України, нині – старший науковий співробітник відділу термодинаміки геосфер цього інституту. У 1983 р. захистила кандидатську дисертацію на тему “Термобарогеохимия explosивно-гидротермальных процессов в породах центральной части Украинского щита” за спеціальністю геохімія. У 2000 р. їй присвоєно вчене звання старшого наукового співробітника. Олена Лазаренко – автор і співавтор понад 100 публікацій. Більшість із них, у тім числі кандидатська дисертація, мають термобарогеохімічну спрямованість і стосуються досліджень умов утворення камерних пегматитів Волині та метасоматитів, з якими пов’язані родовища урану й золота. Вона є співавтором монографії “Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України” (за редакцією В. А. Калюжного, 1971), автором статей “Новые данные о включениях в топазах Вольни” (1968), “Некоторые типоморфные особенности кварцев пегматитов Володарск-Вольнского пегматитового поля” (1974), публікації, яка стосується даних гомогенізації включень мінералоутворювального середовища у кварці й акцесорних мінералах овоїдних гранітів та кварці дрібнозернистих гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону (1982), співавтором статті “Польові шпати – індикатори умов утворення туфоїгнімбритів із цеолітових родовищ і проявів Закарпаття” (співавтори О. Гречанівська, Т. Лупашко, 2013), у якій за результатами вивчення первинних включень скла у кварці й польовому шпаті визначено, що температура в тілі туфоїгнімбриту на Сокирницькому родовищі не перевищувала 860 °С. Комплексом мінералогічних досліджень плагіоклазів з’ясовано, що змінність їхнього складу, ступеня кристалічності й упорядкованості їхньої структури залежить від умов формування туфоїгнімбритів.

Оксана Лазаренко після закінчення 1964 р. факультету іноземних мов Львівського державного університету імені Івана Франка працювала викладачем англійської мови у Львівському інституті фізкультури (1964–1972) і на геологічному та біологічному факультетах Львівського університету (1972–1973). З 1973 р. – інженер, провідний інженер, перекладач англійської мови відділу тектонофізики Інституту геофізики імені С. І. Суботіна НАН України.

Наталія Лазаренко закінчила геологічний факультет Київського державного університету імені Тараса Шевченка у 1973 р. Працювала в ІГФМ АН України та ВТО Північукргеологія, інституті “Укрдіпрондінфата” корпорації “Укрзарубіжнафтогаз”, ЗАТ “Укрнафтогаз”. У 2012 р. вийшла на пенсію.

Євгенію Лазаренко після закінчення 1974 р. геологічного факультету Київського державного університету імені Тараса Шевченка скерували на роботу в Інститут геологічних наук АН УРСР. Тут вона працювала на посаді інженера у відділі докембрію і в лабораторії фізичних методів дослідження та навчалась в аспірантурі (1977–1980) за наукового керівництва проф. А. Вальтера. Євгенія швидко й досконало оволоділа спеціальними кристалооптичними методами, у чому їй допомагала мама, для оптичної діагностики ступеня ударного метаморфізму кварцу з відомих метеоритних кратерів (аст-

роблем) УЩ за характерними лінійними структурами (планарними елементами). У той час такі дослідження активно провадили, головню, мінералоги США, Канади й Німеччини [3]. Євгенія доповнила математичним опрацюванням спектри й орієнтації планарних елементів, що дало їй змогу діагностувати нову, важливу для генетичної інтерпретації систему орієнтації планарних елементів кварцу, а також запропонувала поглиблене кількісне визначення кварцу як індикатора ступеня блокування кристалів цього мінералу і в сенсі генезису – для розрізнення регіонально- й ударно-метаморфизованих кристалів кварцу в гірських породах. Результати цих досліджень висвітлені в низці публікацій і кандидатській дисертації “Ударный метаморфизм кварца в ударно-метаморфизованных породах Украинского щита”, яка отримала надзвичайно високу оцінку В. Масайтіса, В. Фельдмана та інших учених світової еліти з мінералогії, петрографії і геології астроблем.



Подружжя Лазаренків під час з'їзду Всесоюзного мінералогічного товариства. Ленінград, 1966.

З 1992 по 2016 рр. Євгенія Лазаренко працювала у США, де отримала добре оплачувану роботу у знаменитому Стенфордському університеті. Євгенія стала спонсором для оплати премії імені академіка Євгена Лазаренка УМТ, яку вручають молодим науковцям і студентам за наукові розробки в галузі мінералогії. Останні сім років Євгенія займає позицію *date base manager* у всесвітньовідомій національній Лауренсівській лабораторії в Берклі (округ Сан-Франциско, Каліфорнія) і сплачує немалі для наших реалій внески України до Міжнародної мінералогічної асоціації, членство в якій є бажаним для збереження міжнародного статусу УМТ й авторитету української мінералогії [3].

Масштабним є внесок у розвиток мінералогії одного з перших зятів Лазаренків *Володимира Мельникова*, який після закінчення геологічного факультету Львівського державного університету імені Івана Франка у 1961–1970 рр. працював у науководослідному секторі університету, згодом – у Проблемній лабораторії спочатку інженером, а потім завідувачем рентгенівської лабораторії. Тут він багато уваги приділяв модернізації рентгенівської лабораторії і розпочав наукову кар'єру спеціаліста з рентгенофазового аналізу.



Академік С. Лазаренко в кабінеті відділу регіональної і генетичної мінералогії ІГФМ АН УРСР. Київ, 1977.



Євген Костянтинович в останні місяці життя серед співробітників відділу регіональної і генетичної мінералогії ІГФМ АН УРСР. Київ, 1978.

Уже кваліфікованим фахівцем із солідним науковим багажем В. Мельников переїхав у Київ і вступив в аспірантуру Інституту геохімії і фізики мінералів АН України (відділ кристалохімії і мінералогії), навчався під керівництвом професора, згодом академіка О. Поваренних. У 1974 р. успішно захистив дисертацію на тему "Некоторые вопросы

кристаллохимии и минералогии смешаннослоистых силикатов”. Подальшу наукову діяльність продовжив у відділі регіональної і генетичної мінералогії Інституту, очолюваному Є. Лазаренком, молодшим, а згодом провідним науковим співробітником. Тут учений створив лабораторну базу для дослідження мінералів фізичними методами, укомплектовану новітньою апаратурою.



Учасники наукової сесії УМТ, присвяченої проблемам регіональної мінералогії. Спортивно-оздоровчий табір “Карпати” Львівського університету, 1982. Зліва направо в першому ряді: Е. Лазаренко, С. Галій, А. Гінзбург, В. Павлишин, Л. Яхонтова, О. Матковський.



Учасники Міжнародної наукової конференції, присвяченої 140-річчю кафедри мінералогії Львівського університету, Шацьк, 2004. Зліва направо: В. Павлишин, П. Білоніжка, І. Попівняк, Н. Лазаренко, О. Матковський, Б. Пирогов, Б. Панов, О. Зінченко, Л. Скакун.

Неперевершеною і багатогранною є наукова спадщина В. Мельникова. Він автор і співавтор понад 400 публікацій, серед яких колективні фундаментальні монографії з регіональної мінералогії, опубліковані за редакцією Є. Лазаренка: “Мінералогія Донецького басейна” (1975), “Мінералогія Криворожського басейна” (1977), “Мінерало-

гия Приазовья” (1981), праця “Минералы Украины. Краткий справочник” (1990), перша книга з серії “Мінерали Українських Карпат” – “Простые вещества, теллуриды и сульфиды” (1990). Коло його наукових інтересів досить широке, однак найбільші досягнення пов’язані з вивченням мінералогії та кристалохімії шаруватих і змішаносаруватих силікатів, польових шпатів, високотемпературної надпровідної кераміки. Останніми роками В. Мельников брав участь у виконанні міжнародних проектів. Він є автором спільного російсько-українського проекту з вивчення лужних порід і карбонатитів, активним виконавцем спільного проекту України і Словаччини “Порівняльний мінералого-геохімічний аналіз Au–Ag–Bi–Te–Se мінералізації неовулканітів Карпатського регіону”. У наукових колах Володимира Степановича давно вважали доктором наук, однак формально лише наприкінці 2009 р. він подав до захисту докторську дисертацію на тему “Кристалохімічна і генетична природа інверсійних двійників лужних польових шпатів”. На жаль, невблаганна раптова смерть обірвала його плани [5].



Володимир Мельников (другий ліворуч) та його дружина Олена Лазаренко (перша праворуч) серед учасників Другої центральноєвропейської мінералогічної конференції, м. Шклярська Пореба, Польща, 2008.

Важливий внесок у розвиток мінералогії зробив і другий зять Лазаренків *Володимир Куделя*, який після закінчення у 1959 р. геолого-географічного факультету Дніпропетровського державного університету майже п’ять років працював у Читинському геологічному управлінні Росії на посадах колектора, старшого геолога, начальника розвідувального загону польових партій. У 1964–1967 рр. навчався в аспірантурі ІГН АН УРСР під науковим керівництвом акад. М. Семененка, після закінчення аспірантури працював в ІГН та ІГФМ АН УРСР на посадах молодшого, згодом старшого наукового співробітника. У 1968 р. успішно захистив кандидатську дисертацію на тему “Полупроводниковые свойства галенита и пирита как критерий условий рудообразования” й отримав науковий ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук. У 1982–1990 рр. – старший науковий співробітник КГО УкрНДГРІ, 1990–1997 – начальник групи контролю Центральної лабораторії Міністерства геології України, 1997–2010 рр. – провідний експерт хімічного випробування лабораторії промислової палати України. З 2010 р. на пенсії.



Володимир Мельников (сидить крайній праворуч) на засіданні Міжнародної наукової конференції “Мінералогія і мінералогія Карпатського регіону”, спортивно-оздоровчий табір “Карпати”, с. Чинадієве, 2009.



Володимир Шунько (другий праворуч) серед членів журі конкурсу “Miss Geo 2017”, ННІ “Інститут геології” КНУ імені Тараса Шевченка, 2017.

Мінералогічні дослідження В. Куделі стосуються, головне, вивчення напівпровідникових властивостей мінералів. Їхні результати висвітлені у дисертації та низці публікацій, серед яких добре відома монографічна праця “Полупроводниковые свойства галенитов и пиритов как критерий условий рудообразования” (Г. И. Князев, В. К. Куделя, 1969), яка привела до започаткування майбутньої наукової школи фізики мінералів. У цій праці викладені результати дослідження термоелектричних та інших напівпровідникових властивостей деяких сульфідів, головне, з золоторудних родовищ Закарпаття й Забайкалля. Описано методику вимірювання термо-е.р.с. мінералів, наведено відомості про межі змін термоелектричного потенціалу галеніту й піриту гідротермального та

осадового походження. Науковці виявили залежність між послідовністю кристалізації сульфідів і типом їхньої провідності, а також зміни значень термо-е.р.с. і мікротвердості піриту й галеніту, які прогресують з глибиною, проаналізували причини цих змін. Зроблено висновок про можливість застосування термоелектричних властивостей сульфідів під час металогенічних досліджень і прогнозування зруденіння.

Третій зять Лазаренків *Володимир Шуцько* закінчив геологічний факультет Київського державного університету імені Тараса Шевченка 1973 р. У 1975–1981 рр. навчався в аспірантурі ІГФМ АН України, згодом працював у дослідному підприємстві того ж Інституту, 1985 р. успішно захистив кандидатську дисертацію на тему “Вещественный состав и физико-химические условия образования хлорит-ортоклазовых метасоматитов (на примере уранового месторождения Украинского щита”. З 1988 р. – доцент кафедри геології родовищ корисних копалин Київського університету, 1993–2007 рр. – заступник декана з наукової роботи геологічного факультету, з 2016 р. – заступник директора ННІ “Інститут геології” Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Основні напрями наукових досліджень В. Шуцька – дослідження навколорудних метасоматитів з уранових, золоторудних і поліметалевих родовищ, вивчення рудних об’єктів Українського щита, Західного Узбекистану, Східного Забайкалля. Він є автором понад 70 наукових праць, співавтор монографії “Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана” (1990), підручників “Неметалічні корисні копалини України” (2003, 2008), “Металічні корисні копалини України” (2007).

Володимир Гольцев, четвертий зять Лазаренків, закінчив геологічний факультет Київського університету 1975 р. У 1975–1978 рр. навчався в аспірантурі Інституту геофізики АН України, потім працював у цьому ж Інституті на посадах інженера і молодшого наукового співробітника; 1991 р. захистив кандидатську дисертацію на тему “Исследование производных логарифмического потенциала на границах Ляпунова”, здобув науковий ступінь кандидата фізико-математичних наук.

Досить значним є внесок у мінералогічні дослідження головно Карпатського регіону і частково УЩ племінника *Еріка Лазаренка*. Він та його дружина Ольга Малигіна закінчили 1955 р. геологічний факультет Львівського університету. Майже 20 років працювали в Закарпатській геологорозвідувальній експедиції на різних посадах і долучилися до відкриття низки різних родовищ металеві й неметалевої мінеральної сировини. Ерік Олександрович захистив кандидатську, а 1970 р. – докторську дисертацію на тему “Магматизм и рудные образования Советских Карпат”. У 1975–1985 рр. (до кінця життя) працював професором і завідувачем кафедри мінералогії, петрографії і кристалографії Дніпропетровського гірничого інституту (нині Гірничий національний університет).

Великий і багатогранний науковий доробок ученого. Ерік Лазаренко та Ольга Малигіна – співавтори фундаментального монографічного зведення “Мінералогія Закарпаття” (1963). Вони разом з Є. Лазаренком є авторами публікації в матеріалах другого засідання Комісії мінералогії і геохімії КБГА (1973) “Металлогеническая карта Карпат. Объяснительная записка к макету металлогенической карты (масштаб 1:1 000 000)”, у якій у вигляді таблиці наведено характеристику родовищ, нанесених на макеті карти, зокрема, дані про рудну формацію, назву родовища і генетичний тип, головні рудні та жильні мінерали, глибину і температуру формування. Ерік Лазаренко – автор першої невеликої монографічної праці “Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття” (1960), у якій уперше виділено й досить детально схарактеризовано дванадцять фацій метасоматитів з типовими для кожної парагенезисами мінералів, та співавтор монографії “Металлогения Закарпаття” (Э. А. Лазаренко, М. К. Гнилко, В. Н. Зайце-

ва, 1968). Надзвичайно цікавим є видання популярної книги-путівника “По вулканическим Карпатам” (Э. А. Лазаренко, 1979). У ній наведено відомості про поширення, деякі властивості та значення низки мінералів (у тім числі рідкісних), порід і руд (кіновар, метацинабарит, давсоніт, каолініт, кварц, топаз, турмалін, монтморилоніт, нонтроніт, пірит, верліт, галеніт, сфалерит, алуніт, барит, андезити, андезибазальти, ріоліти, перліти, унгарити, залізні руди та ін.). У 1979 р. Е. Лазаренко та В. Єрошев-Шак описали поклади високоглиноземистих мінералів – діаспору, беміту й гідраргіліту в парагенезисі з баритом і дикітом, що їх виявили на Біганському комплексному барит-алуніт-свинцево-цинковому родовищі в Закарпатті. Утворення цих мінералів автори пов’язали з високотемпературною галоїдною стадією формування вторинних кварцитів.



Доньки Катерини Федорівни та Євгена Костянтиновича (зліва направо):
Євгенія, Наталія, Оксана, Олена.

Питанням генезису і мінералогічного картування на прикладі метасоматичних утворень загалом і пов’язаних з орогенним магматизмом Карпат, зокрема, присвячена публікація Е. Лазаренка і Л. Козловського (1986) “Генетическая классификация пневматолитово-гидротермальных метасоматических формаций и проблемы их минералогического картирования”, у якій наведено генетичну класифікацію метасоматичних порід та стисло характеристику метасоматичних формацій і фацій (вона охоплює мінеральні парагенезиси, текстури і структури руд, родовища й рудопрояви корисних копалин), пов’язаних з міоценовою, палеогеново-міоценовою ігнімбрит-ріолітовою і пліоценовою базальт-андезит-ріолітовою магматичними формаціями. Схарактеризовано вертикальний розподіл мінеральних парагенезисів кварцово-каолінітової (дикітової) мінеральної фації вторинних кварцитів Березівського родовища і температуру мінералоутворення за термометричними дослідженнями метасоматичних порід. На родовищі у вертикальному розрізі виділено сім парагенетичних жильних типів і пов’язаних з ними рудних мінералів.

лів. За цикл праць “Тектоніка і металоге́нія Українських Карпат” Е. Лазаренко удостоєний Державної премії в галузі науки і техніки (1986). Тоді ж він разом з П. Барановим і Л. Козловським запатентував новий спосіб розчленування вулканічних порід, що ґрунтується на визначенні складу розплавних включень у магматичному кварці різних фаз вулканізму.

Отже, внесок родини Лазаренків у розвиток мінералогії в Україні, особливо в другій половині ХХ ст., є значним. Тоді сформувалася мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка. Цей час в історії мінералогії України віднесено до четвертого періоду [6], названого “Всебічний розвиток мінералогії в Україні – золотий вік (1940–1990)”. На дев’ятому з’їзді УМТ 6 вересня 2017 р. у доповіді “Золотий вік в історії мінералогії України” ми справедливо назвали його і золотим Лазаренківським віком мінералогії.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом / [автори нарису і упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин]. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – 304 с.
2. Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття (до 100-річчя від дня народження) / [автори доповідей і упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин]. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – 242 с.
3. Євгенія Лазаренко – мінералог і благодійниця Українського мінералогічного товариства // Записки Укр. мінерал. т-ва. – 2015. – Т. 12. – С. 159–162.
4. Матковський О. Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка та її внесок у розвиток мінералогії / О. Матковський // Мінерал. зб. – 2016. – № 66, вип. 2. – С. 3–23.
5. Матковський О. Володимир Степанович Мельников / О. Матковський, П. Білоніжка, Л. Скакун // Мінерал. зб. – 2010. – № 60, вип. 2. – С. 163–166.
6. Павлишин В. Про підготовку першого монографічного зведення з історії мінералогії в Україні / В. Павлишин, О. Матковський // Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки : міжнар. наук. конф., присвячена 70-річчю геологічного ф-ту ЛНУ імені Івана Франка : матеріали. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2015. – С. 165–167.
7. Шафрановский И. И. Е. К. Лазаренко – основатель и глава минералогического центра в Украине / И. И. Шафрановский // Минерал. журн. – 1992. – Т. 14, № 6. – С. 7–14.

*Стаття: надійшла до редакції 31.10.2017
прийнята до друку 28.11.2017*

**MINERALOGICAL FAMILY OF LAZARENKO
AND ITS CONTRIBUTION TO THE DEVELOPMENT
OF MINERALOGY
(TO 105 YEARS FROM THE BIRTHDAY
OF KATERYNA FEDORIVNA SYDORENKO
AND YEVHEN KOSTIANTYNOVYCH LAZARENKO)**

O. Matkovskyi

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

At the end of the twentieth century in Ukraine, mineralogical researches were conducted by the family of Lazarenko: married couple Yevhen and Kateryna, their daughters Olena, Oksana, Natalia and Yevheniia, sons-in-law Volodymyr Melnikov, Volodymyr Kudelia, Volodymyr Shunko and Volodymyr Holtsev, nephew Erik Lazarenko. Their contribution to the development of mineralogy and mineralogical school of academician Yevhen Lazarenko is briefly analyzed.

Yevhen and Kateryna were married in 1933 while still students of the Geology and Geography Faculty of Kharkiv University. They had four daughters born. Olena, Natalia and Yevheniia followed the footsteps of their parents and became geologists, and Oksana graduated from the Faculty of Foreign Languages, specializing in English philology, but was closely associated with geology. One of the nephews of Ye. Lazarenko, a son of his eldest sister Natalia, Erik Lazarenko and his wife Olga Malyhina, also got the profession of a geologist; V. Melnikov graduated from the Faculty of Geology of Lviv State University, V. Kudelya – Faculty of Geology and Geography, Dnipropetrovsk State University, V. Shunko and V. Holtsev – Faculty of Geology, Kyiv State University.

The pedagogical, scientific and organizational achievements of Ye. Lazarenko are outstanding: a significant contribution to the development of almost all mineralogical directions of that time; the initiation of regional mineralogy, mineralogical crystallography, space mineralogy, innovative ideas in genetic mineralogy; constant attention to the basic concepts of mineralogy (mineral, mineral species, mineral variety, etc.), to the state and problems of the development of mineralogy, history of science; implementation of the results of mineralogical research in geological practice. He was the founder of two scientific societies – the Lviv Geological and Ukrainian Mineralogical and the first periodical specialized mineralogical publication “Mineralogical Review”. Yevhen Lazarenko was awarded the State Prize of Ukraine in the field of science and technology (posthumously, 1983) for the cycle “Theoretical and Regional Mineralogy”.

Key words: mineralogy, Ukraine, Yevhen Lazarenko, Kateryna Sydorenko, Olena, Oksana, Natalia and Yevheniia Lazarenko, Erik Lazarenko, Volodymyr Melnikov, Volodymyr Kudelia, Volodymyr Shunko, Volodymyr Holtsev.

УДК 001-057.4:[549:53](477)

ВНЕСОК ПРОФЕСОРА О. М. ПЛАТОНОВА У РОЗВИТОК СУЧАСНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)

О. Матковський¹, І. Наумко²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: mineral@franko.lviv.ua

²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, 79060 м. Львів, Україна
E-mail: igggk@mail.lviv.ua

Шостого вересня 2017 р. виповнилося б 80 років видатному українському вченому-мінералогу і кристалохіміку, одному з засновників всесвітньовідомої наукової школи фізики мінералів, доктору геолого-мінералогічних наук, професору, лауреату Державної премії України в галузі науки і техніки Олексію Миколайовичу Платонову (06.09.1937–22.03.2016). На відзначення цієї дати 7 вересня 2017 р. в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) імені М. П. Семененка НАН України (м. Київ) відбулися ювілейні наукові читання.

Під час першої частини читань заслухано привітання, доповідь та спогади про О. Платонова, під час другої – наукові доповіді.

Читання відкрив голова оргкомітету, завідувач відділу оптичної спектроскопії і люмінесценції мінералів, д-р геол.-мін. наук М. Таран. З привітаннями до учасників від відділення наук про Землю НАН України звернувся академік-секретар О. Пономаренко, від дирекції ІГМР – заступник директора, член-кор. НАН України Л. Степанюк.

Доповідь про науковий шлях О. Платонова виголосив його найближчий соратник, д-р геол.-мін. наук, проф. А. Таращан.

Народився Олексій Платонов у м. Чита в сім'ї військових лікарів. Школярем часто відвідував місцевий краєзнавчий музей, а пізніше займався в геологічному гуртку при Хабаровському краєзнавчому музеї. У 1949 р. сім'я переїхала до Києва, де Олексій зацікавився мінералогією: читав науково-популярні й навчальні книжки О. Ферсмана та Є. Лазаренка, шукав кристали піриту в купах донецького вугілля на шкільному дворі.

Після закінчення школи з золотою медаллю Олексій навчався на геологічному факультеті Київського державного університету (КДУ) імені Тараса Шевченка, який



1959 р. закінчив з відзнакою, почав працювати в Південноукраїнській ГРЕ, де брав участь у геологічних зніманнях. У 1960 р. перейшов на роботу в Південноказахстанську експедицію № 2 науково-дослідного сектора КДУ, у якій нарівні з геологічними зніманнями почав вивчати акцесорні мінерали каледонських гранітоїдів Північного Казахстану. Так з'явилися перші публікації молодого дослідника в галузі мінералогічної кристалографії – про циркон, анатаз і тантало-ніобати (1961–1963).

У 1961 р. О. Платонов перейшов на роботу у відділ мінералогії Інституту геологічних наук АН УРСР, де під впливом керівника відділу, тоді ще професора, а пізніше академіка О. Поваренних обрав новий науковий напрям досліджень – фізику мінералів. Саме в цьому напрямі й формувався світогляд майбутнього вченого. У 1965 р. Олексій Миколайович став аспірантом Інституту фізики твердого тіла АН СРСР, де його керівником був основоположник фізики мінералів – проф. А. Марфунін. У 1968 р. після успішного захисту кандидатської дисертації на тему “Исследование физических свойств, полиптипии и изоморфных замещений в природных сфалеритах” молодий учений повернувся до Києва у новостворений Інститут геохімії і фізики мінералів (ІГФМ) АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) імені М. П. Семененка НАН України). У цьому інституті О. Платонов пройшов шлях від молодшого наукового співробітника відділу кристалохімії і мінералогії до завідувача відділу спектральних методів дослідження мінеральної речовини (1975–2003); протягом 1978–1981 рр. він одночасно був заступником директора ІГФМ з наукової роботи.

У 1974 р. О. Платонов блискуче захистив докторську дисертацію на тему “Экспериментальное и теоретическое исследование природы и типоморфного значения окраски минералов” і став одним з провідних фахівців у галузі фізики мінералів. З того часу протягом 50 років він провадив ґрунтовні оптико-спектроскопічні дослідження мінералів, завдяки чому здобув широке міжнародне визнання й посів місце неформального лідера цього напрямку, став одним із засновників вітчизняної наукової школи фізики мінералів.

Олексій Платонов – автор понад 350 публікацій; серед них вісім монографій, першою з яких була фундаментальна праця “Природа окраски минералов” (1976), у якій узагальнено матеріали докторської дисертації. За широтою охоплення матеріалу й глибиною теоретичного опрацювання монографія не мала аналогів у світовій літературі й нині є неперевершеною працею в галузі фізики мінералів. У ній уперше на підставі дослідження спектрів оптичного поглинання й відбиття понад 500 мінеральних видів і різновидів усебічно схарактеризовано найважливіші типи забарвлення мінералів.

Неперевершеними є дослідження Олексія Миколайовича в галузі оптичної спектроскопії породоутворювальних силікатів. Разом з учнями він вивчав природу забарвлення і плеохроїзму цих мінералів, розробив методи кількісної оцінки їхнього забарвлення. На підставі цих досліджень розроблено концепцію оптично активних центрів як елементів “пам'яті” мінералів. Завдяки їм можна провадити реконструкцію процесів природного мінералоутворення, їх можна використовувати в геологічній практиці як імовірні індикатори генезису, елементи мінералогічного картування, прогностичні розшукові й оцінні критерії. Доведено, що методи оптичної спектроскопії доцільно використовувати для діагностики мінералів і механізмів ізоморфних заміщень у них, оцінювання якості каменебарвної сировини й вирішення інших геологічних проблем. Результати зазначених досліджень висвітлено в численних статтях і низці монографій: “Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах” (С. С. Мацюк, А. Н. Платонов, В. М. Хоменко, 1985); “Окраска и люминесценция природного флюорита” (О. А. Красильщикова,

ва, А. Н. Таращан, А. Н. Платонов, 1986); “Породообразующие пироксены: оптические спектры, окраска и плеохроизм” (В. М. Хоменко, А. Н. Платонов, 1987); “Шпинелиды мантийных пород” (С. С. Мацюк, А. Н. Платонов, Э. В. Польшин и др., 1989); “Оптические спектры и окраска породообразующих амфиболов” (М. А. Литвин, А. Н. Платонов, В. М. Хоменко, 1992); “Оптическая спектроскопия и люминесценция породообразующих слюд и хлоритов” (А. Н. Платонов, В. М. Хоменко, А. Н. Таращан, 2013).

Важливе значення має стаття О. Платонова “Фізика мінералів на теренах України: до 100-річчя від дня народження академіка М. П. Семененка”, опублікована у другому томі “Записок Українського мінералогічного товариства” (2005). У ній детально висвітлено історію становлення в Україні фізики мінералів – одного з перспективних напрямів сучасної мінералогії. Науковець виділив три етапи у розвитку фізико-мінералогічних досліджень. Перший етап – кристалохімічний – охоплює 1970-ті роки і пов’язаний, головне, з інтерпретацією наявного експериментального матеріалу (спектри оптичного поглинання, люмінесценції, ядерного гамма-резонансу (ЯГР), електронного парамагнітного резонансу (ЕПР), ядерного магнітного резонансу (ЯМР) тощо) з кристалохімічних позицій на підставі сучасних теорій фізики твердого тіла. Це дало змогу вирішувати й зворотне завдання – з’ясувати кристалохімічну інформативність спектроскопічних параметрів мінералів. Під час другого етапу (1980-ті роки) виявляли й обґрунтовували типоморфне та розшукове значення забарвлення мінералів, для чого розробили об’єктивні інструментальні методи його вимірювання. Завдяки дослідженням, виконаним протягом цього етапу, з’явилася серія фундаментальних узагальнень з оптичної спектроскопії (див. зазначені вище монографії), а також низка авторських свідочств на нові методики і критерії прогнозування, розшуків та оцінювання родовищ різних видів мінеральної сировини. Третій етап (1990-ті роки) – це етап інтернаціоналізації досліджень, вихід вітчизняних розробок у царині фізики мінералів на міжнародний рівень. Олексій Платонов зазначив, що тісні наукові контакти українських учених з зарубіжними колегами мали важливе значення, передусім, для міжнародного визнання досягнень української науки й залучення її до світового науково-технічного прогресу.

Вагомою була науково-організаційна діяльність Олексія Миколайовича. Він – організатор мінералогічних конференцій, наукових семінарів і шкіл різного рівня, протягом 13 років – відповідальний секретар і заступник відповідального редактора міжвідомчого республіканського збірника “Конституция и свойства минералов”, член редакційної колегії журналів “Записки Всероссийского минералогического общества”, “Мінералогічний журнал” (з моменту його заснування), “Mineralogia Polonica” та “Physics and Chemistry of Minerals”, очолював комісію з фізики мінералів при Всесоюзному мінералогічному товаристві.

Активну наукову працю О. Платонов поєднував з педагогічною діяльністю. Він читав спецкурси з нових мінералогічних методів дослідження та розшукової мінералогії старшокурсникам геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, лекції з гемології – слухачам курсів у Державному гемологічному центрі України, лекції з оптичної спектроскопії мінералів – у Вроцлавському університеті (Польща) та школах для молодих учених.

Наукові здобутки О. Платонова високо оцінено на державному й міжнародному рівнях. У 1983 р. йому удостоєно Державної премії України в галузі науки і техніки за цикл праць з теоретичної і регіональної мінералогії, 1993 р. йому присуджено дослідницьку премію імені Александра Фон Гумбольдта (Німеччина), 1996 р. – обрано почесним членом Польського мінералогічного товариства.

Надзвичайно емоційними, теплими та яскравими були під час наукових читань спогади про О. Платонова. Його колеги й учні О. Красильщикова, В. Павлишин, В. Семенов, В. Квасниця, М. Таран, В. Хоменко, А. Вальтер, Є. Шеремет, а також син Олексія Миколайовича говорили не тільки про беззаперечні наукові здобутки вченого, а й про його привабливі людські якості – принциповість, велику працездатність, доброзичливість, повагу до людей, високу ерудованість і культуру. Спогади супроводжувались демонстрацією фільму про життєвий і творчий шлях О. Платонова.

Наукові доповіді, виголошені під час читань, так чи інакше стосувалися головних наукових напрямів, які успішно розвивав О. Платонов: “Онтогенія оптично активних центрів у мінералах та їхнє прикладне значення” (В. Павлишин); “Мій досонячний борг Олексію Миколайовичу” (В. Семенов), “Системи оптико-активних центрів рідкісно-земельних елементів у синтетичних та природних матеріалах” (В. Хоменко); “Авторадиационные повреждения в цирконах по данным ЯМР” (О. Гречанівський).

Ідеї, висунуті професором О. Платоновим, нині успішно розвивають його послідовники й учні, а це найліпший пам’ятник ученому, який присвятив своє яскраве життя, кипучу енергію й багатогранний талант служінню чи не найкрасивішій науці про Землю – найстарішій і вічно молодій мінералогії.

ХРОНІКА

ДЕВ'ЯТИЙ З'ЇЗД УКРАЇНСЬКОГО МІНЕРАЛОГІЧНОГО ТОВАРИСТВА

О. Матковський¹, І. Наумко², Є. Сливко¹

¹*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

²*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, 79060 м. Львів, Україна
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

Дев'ятий з'їзд Українського мінералогічного товариства (УМТ) відбувся 6 вересня 2017 р. у Києві, в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семченка (ІГМР) НАН України. Наукова тематика з'їзду – “Мінералогія в Україні: золотий вік, стан і проблеми”.

До початку роботи з'їзду його матеріали опубліковано у “Записках Українського мінералогічного товариства” (2016. Т. 13. 124 с.). Відкриває журнал стаття Г. Кульчицької, В. Павлишина і Д. Черниш “Така складна наука мінералогія”, у якій зазначено: “Мінералогія перетворюється на складну науку, яка потребує абстрактного запам'ятовування, а не осмислення. Додаткові труднощі спричиняє утворення кирилических синонімів латинописних назв мінералів. Настала гостра необхідність на національному рівні виробити принципи правопису українських назв мінералів і зображення кристалохімічних формул... Національна мінералогія не може беззаперечно орієнтуватися на доробки CNMNC. Існують чинники, які неможливо ігнорувати, зокрема, статус виду. Водночас назва мінералу національною мовою, її правопис і принципи зображення кристалохімічної формули можуть і повинні бути у компетенції вітчизняних мінералогів. Щоб не повторювати помилок міжнародних органів, вироблення цих принципів має стати колективною працею із затвердженням їх на з'їзді Українського мінералогічного товариства після широкого обговорення”.

Ранкове засідання, у роботі якого взяли участь 30 з 37 делегатів з'їзду, було присвячене організаційним питанням: відкриття і привітання, звіт про діяльність УМТ, доповнення до статуту УМТ, вибори керівних органів та почесного президента УМТ.

З привітаннями до учасників з'їзду звернулися академік-секретар Відділення наук про Землю НАН України, акад. О. Пономаренко і заступник директора ІГМР НАН України, член-кор. НАН України Л. Степанюк. Зачитали вітальну телеграму від Одеського відділення УМТ, підписану проф. О. Чепіжком. Делегати й гості з'їзду хвилиною мовчання вшанували світлу пам'ять членів товариства, які відійшли у вічність у 2012–2017 рр.: Б. Панов, П. Вовк, О. Зінченко, Ю. Мельник, Ю. Сеньковський, І. Дудок, О. Платонов, П. Заріцький, Л. Галецький.



Зі звітною доповіддю виступає президент УМТ В. Квасниця.



Голова лічильної комісії Є. Сливко оголошує результати таємного голосування щодо виборів керівних органів УМТ.

Звіт про діяльність Українського мінералогічного товариства за 2012–2017 рр. виголосив президент УМТ В. Квасниця, який зазначив, що, незважаючи на наявні труднощі, діяльність товариства була досить активною, особливо Львівського, Київського і Криворізького відділень. За участю УМТ періодично відбувалися наукові форуми з актуальних питань мінералогії, зокрема, 2012 р. проведено міжнародну наукову конференцію з проблем алмазонасності України. Цього ж року організовано конференцію “Такий різний світ мінералогії” і відкрито вітрину “Академік Євген Лазаренко” у залі Мінералогічного музею Національного науково-природничого музею НАН України в Києві. Пам’ятну академію до 100-річчя академіка Євгена Лазаренка було проведено у Львові (ЛНУ імені Івана Франка) та Києві (ІГМР НАН України). Криворізьке відділення стало співорганізатором трьох науково-практичних конференцій (двох міжнародних і однієї всеукраїнської), Львівське – організатором трьох наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка (сьомих, восьмих і десятих). Члени УМТ брали активну участь у відзначенні 150-річчя акад. В. Вернадського, 110-річчя акад. М. Семененка, 100-річчя акад. О. Поваренних.

Досить активною була видавнича діяльність. Крім періодичних видань, важливою є публікація 2014 р. п’ятої книги з серії “Мінерали Українських Карпат” – “Процеси мінералоутворення”. Над нею працював великий авторський колектив львівських і київських мінералогів, головний редактор – О. Матковський. Зазначено, що це найважливіший здобуток з вивчення мінералогії України у звітний період. Важливе значення мали також довідник “Мінерали Крима” (А. И. Тищенко, 2015), дві книжки В. Павлишина зі співавторами “Топаз у надрах України та в історії народів” (2015, 2017), підручник “Мінералогія. Частина 2” (В. І. Павлишин, С. О. Довгий, 2013) та науково-публіцистичне видання “Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття” (О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин, 2012). Товариство разом з іншими громадськими організаціями продовжило видавати щорічні настінні календарі з демонстрацією найважливіших і найцікавіших мінералів України, співпрацювало з міжнародними організаціями, зокрема, з Карпато-Балканською геологічною асоціацією. Члени Львівського відділення УМТ взяли участь у дослідженнях за міжнародним проектом “Геокарпати – створення поль-

сько-українського туристичного шляху” (науковий керівник – Л. Скакун). За підсумками цих досліджень на базі ЛНУ імені Івана Франка проведено дві міжнародні конференції (2014, 2016), матеріали яких опубліковано.

Після звітної доповіді учасники з’їзду обговорили й затвердили доповнення до статуту УМТ та обрали керівні органи товариства – президента, Раду і почесного президента. Президентом УМТ обрано Г. Кульчицьку, членами Ради – В. Бельського, М. Квасницю, В. Павлишина, О. Пономаренка, В. Хоменка (Київське відділення), В. Євтехова (Криворізьке відділення), О. Матковського, І. Наумка, Л. Скакуна (Львівське відділення), В. Мельничука (Волинське відділення), М. Рузину (Дніпровське відділення). Почесним президентом УМТ обрано В. Квасницю.



Виступає новий президент УМТ
Г. Кульчицька.



Новий учений секретар Ради УМТ
В. Бельський.

На засіданні Ради УМТ створено президію в такому складі: Г. Кульчицька – президент, О. Матковський – перший віце-президент, М. Ковальчук – віце-президент, В. Хоменко – віце-президент, В. Бельський – учений секретар, В. Євтехов, В. Павлишин та О. Пономаренко – члени президії. Ухвалено таке: відповідальним за вихід журналу “Записки Українського мінералогічного товариства” призначити М. Ковальчука, а представником УМТ у міжнародних організаціях та відповідальним за сплату членських внесків УМТ в Європейське мінералогічне товариство й Міжнародну мінералогічну асоціацію – В. Хоменка. Затверджено новий склад редколегії журналу “Записки УМТ” – Г. Кульчицька (гол. ред.), М. Ковальчук (заст. гол. ред.), О. Матковський (заст. гол. ред.), О. Пономаренко (заст. гол. ред.), В. Хоменко (заст. гол. ред.), члени редколегії: О. Брік, Д. Возняк, Т. Волкова, В. Євтехов, В. Квасниця, О. Клевцов, В. Мельничук, В. Павлишин, М. Рузіна, В. Семененко, Л. Скакун, Л. Степанюк, М. Таран, О. Чепіжко. Створено й затверджено термінологічну комісію при УМТ у такому складі: В. Павлишин (голова), І. Бакуменко, П. Білоніжка, В. Євтехов, Л. Скакун, Є. Сливко, Є. Науменко, В. Нестеровський, В. Прокопеч.

На другому засіданні з’їзду заслухано й обговорено три наукові доповіді. Зокрема, *О. Матковський* (ЛНУ імені Івана Франка) у доповіді “Золотий вік в історії мінералогії України” наголосив, що 1940–1990 рр., очевидно, справедливо названо так, оскільки саме в цей час розпочалися всебічні мінералогічні дослідження території України, заро-

дилися й успішно розвивалися майже всі напрями сучасної мінералогії. Мінералогічні дослідження цього періоду досить детально проаналізовано в численних публікаціях та спеціальному збірнику наукових праць “История минералогических исследований на Украине” (1991). Серед головних чинників такого розмаху мінералогічних досліджень названо широкомасштабну діяльність виробничої геологічної служби, що супроводжувалось відкриттям низки родовищ корисних копалин, появою видатних учених (М. Семененко, Є. Лазаренко, В. Соболев, О. Поваренних, М. Єрмаков та ін.), організацією низки науково-дослідних установ, відкриттям геологічних факультетів у вищих навчальних закладах, активною науково-організаційною й видавничою діяльністю наукових товариств – Львівського геологічного та Українського мінералогічного.



Делегати XIX з'їзду УМТ. Зліва направо: М. Ковальчук, О. Матковський, В. Євтехов, Г. Кульчицька, І. Наумко, М. Рuzіна, В. Прокопець, В. Квасниця.

У 1945–1970 рр. розмаїті систематичні мінералогічні дослідження були пов'язані з активною діяльністю кафедри мінералогії Львівського університету і заснованого при університеті 1945 р. Львівського геологічного товариства на чолі з Є. Лазаренком, а також із заснуванням 1947 р. першого періодичного видання “Минералогический сборник” та появою низки тематичних праць і монографічних зведень. Подальший розквіт мінералогії в Україні (1970–1990) пов'язаний з організацією 1969 р. Інституту геохімії і фізики мінералів АН УРСР (засновник і перший директор – акад. М. Семененко), створенням Українського мінералогічного товариства (засновник і перший президент – акад. Є. Лазаренко), заснуванням 1979 р. “Минералогического журнала”, появою багатьох інших видань, особливо фундаментальних монографічних праць. У цей час активно формувалися чотири всесвітньовідомі наукові школи: мінералогічна акад. Є. Лазаренка, термобарогеохімічна проф. М. Єрмакова, кристалохімічна акад. О. Поваренних, фізики мінералів професорів І. Матяша, О. Платонова, А. Тарашана. Протягом зазначеного періоду опубліковано близько 9 тис. праць мінералогічного спрямування, серед них – близько 90 монографій. Вінцем “золотого віку” стали такі видання: “Минералы Украины. Краткий справочник” (Щербак, Павлишин, Литвин и др., 1990); “Природные кристаллы Украины” (Квасница, Павлишин, Матковський, 1990); перша книга із серії

“Мінерали Українських Карпат” – “Мінералы Украинских Карпат. Простые вещества, теллуриды и сульфиды” (отв. ред. Н. П. Щербак, 1990). Описуваний період ще можна назвати лазаренківським, адже вагомий внесок у розвиток мінералогії цього часу зробили і наукова школа Є. Лазаренка, і члени його родини: дружина Катерина Сидоренко, доньки Олена, Оксана, Наталія, Євгенія, зяті Володимир Мельников, Володимир Куделя та Володимир Шунько, племінник Ерік Лазаренко.

У доповіді “Сучасний стан мінералогії в Україні” В. Павлишин (КНУ імені Тараса Шевченка) зазначив, що після кризи 1990-х років почали розширювати й поглиблювати традиційні наукові напрями мінералогії, започатковано нові напрями (наномінералогія, екологічна мінералогія та ін.). Збільшилась кількість мінералів, ідентифікованих у породах і рудах України. Важливою була поява нових періодичних видань: “Коштовне та декоративне каміння” (1995, Державний гемологічний центр України), “Геолого-мінералогічний вісник” (1999, Криворізький технічний університет, з 2011 р. – Криворізький національний університет), “Геолог України” (2003, Спілка геологів України), “Записки Українського мінералогічного товариства” (2004). Оpubліковано матеріали VI–VIII з’їздів УМТ, вітчизняних наукових форумів різного рангу та наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка, започаткованих 1997 р. (останні, уже десяті читання, проведено у вересні 2016 р.). У низці узагальнювальних публікацій висвітлено важливі проблеми сучасної мінералогії, проаналізовано підсумки мінералогічних досліджень за певні періоди. Зокрема, у перших двох томах “Записок Українського мінералогічного товариства” (2004, 2005) наведено відомості про досягнення майже в усіх напрямках мінералогічних досліджень: у генетичній (В. Павлишин), регіональній (О. Матковський), структурній (В. Мельников), технологічній (В. Євтехов), космічній (В. Семененко), експериментальній мінералогії (Ю. Мельник, Г. Остапенко, Б. Міщук), у фізиці мінералів (О. Платонов), ученні про флюїдні включення в мінералах (Д. Возняк), мінералогії імпактних утворень (А. Вальтер), біомінералогії (Ф. Зузук).

Здобутки у термобарогеохімії, онтогенії й типоморфізмі мінералів ґрунтовно висвітлено у підручнику “Генезис мінералів” (Павлишин, Матковський, Довгий, 2003, 2007) та фундаментальній монографії Д. Возняка “Мікровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення” (2007). До цього напрямку належать і монографічні зведення великих авторських колективів: “Флюїдний режим мінералоутворення в літосфері (в зв’язку з прогнозуванням корисних копалин)” (Братусь, Давиденко, Зінчук та ін., 1994); “Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения)” (Ляхов, Павлунь, Пизнюр, Попивняк, 1995); “Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України” (Бобров, Сіворонов, Гурський та ін., 2004); “Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутворення” (Матковський, Білоніжка, Возняк та ін., 2014), а також розділ “Флюїдний режим катагенно-гідротермального процесу періоду формування жильної, прожилкової і прожилково-вкрапленої мінералізації” (Наумко, Братусь, Дудок та ін., 2004) у колективній монографії “Карпатська нафтогазоносна провінція”.

У регіонально-мінералогічному напрямі важливими стали перші спроби сучасної типізації цих досліджень і створення схематичної карти мінералогічного районування України, видання підручника “Основи мінералогії України” (Матковський, Павлишин, Сливко, 2004), який фактично є першим монографічним зведенням з мінералогії України, а також публікації трьох книг серії “Мінерали Українських Карпат”: “Оксиды, гидроксиды, хлориды, йодиды, фториды” (гл. ред. Н. П. Щербак, 1995); “Бораты, арсенаты, фосфаты, молибдаты, сульфаты, карбонаты, органичні мінерали і мінералоїди” (гол. ред. О. Матковський, 2003) та “Силікати” (гол. ред. О. Матковський, 2011).



Біля виставки мінералогічних взірців.

Надзвичайно активними були в зазначений період дослідження з кристалохімії і фізики мінералів (В. Мельников, В. Павлишин, О. Платонов, А. Таращан, М. Таран, Н. Калніченко, А. Литовченко та ін.), мінералогічної кристалографії (З. Бартошинський, В. Квасниця, В. Крочук та ін.), експериментальної й фізико-хімічної мінералогії (Ю. Мельник, Г. Остапенко, Б. Міцок та ін.), біомінералогії (О. Брік, В. Білобров, Ф. Зузук та ін.), космічної мінералогії (В. Семененко, Е. Соботович, А. Вальтер та ін.), технологічної мінералогії (В. Євтехов та ін.). Привертають увагу такі видання, як “Самородне золото України” (Квасниця, Латиш, 1996), навчальний посібник “Прикладна мінералогія” (Матковський, Пирогов, 2002), підручник “Гемологія” (Баранов, 2002), тритомна монографія “Мінералогія уролітів” (Зузук, 2002–2004), “Екологічна мінералогія України” (Довгий, Павлишин, 2003), “Словник-довідник ювелірного і коштовного каміння” (Вовченко, Матковський, Бакуменко та ін., 2006), “Оптическая спектроскопия и люминесценция породообразующих слюд и хлоритов” (Платонов, Хоменко, Таращан, 2013).

Останнім часом багато зроблено щодо задуманого Є. Лазаренком монографічного зведення з мінералогії України: розпочато підготовку п’ятитомного видання “Мінералогічна енциклопедія України” (МЕУ). Зокрема, В. Павлишин підготував для обговорення словник МЕУ, у якому наведено перелік термінів, що увійдуть в енциклопедію; зібрано значний текстовий та ілюстративний матеріал для першого тому.

У доповіді Г. Кульчицької “Труднощі сучасної мінералогічної науки в Україні” проаналізовано завдання, пов’язані з підготовкою МЕУ, над якою нині працюють науковці ІГМР НАН України на чолі з акад. О. Пономаренком. Ідеться, передусім, про впорядкування номенклатури і назв мінеральних видів відповідно до вимог Міжнародної мінералогічної асоціації (ММА). Попри всі негаразди, кількість відомих в Україні мінералів непинно зростає й нині перевищує тисячу. Необхідність створення МЕУ стала очевидною ще понад 15 років тому, проте наразі все обмежилось електронним варіантом словника українських назв мінеральних видів і різновидів (упорядники О. Матковський, В. Павлишин, Г. Кульчицька, Д. Черниш). Ускладнення пов’язані з тим, що не всі мінерали, описані у вітчизняній літературі, затверджено спеціальними комісіями ММА як окремі види. У процесі роботи над МЕУ виявили дві проблеми: 1) створення МЕУ неможливе без затвердження нормативного словника українських

назв мінералів; 2) з огляду на обсяг матеріалу й мінливість інформації доцільно віддати перевагу мережній (он-лайн) формі МЕУ. Нині така форма видається значно оптимальнішою й сучаснішою, ніж друкована.



Фото на згадку. Зліва направо: О. Матковський, М. Ковальчук, Г. Кульчицька, В. Павлишин.

Словник українських назв мінералів викладено на спеціальному веб-сайті для загального обговорення. Назви мінеральних видів, затверджені ММА, пишуть літерами розширеної латиниці, тому є певні труднощі щодо їхнього запису кирилицею. В Україні до цього додаються труднощі, пов'язані зі змінами у правописі (з 1990 р.) та законодавстві. Упорядники пропонованого словника зберегли без змін українські назви мінералів, відомі до 1990 р., а назви мінеральних видів, відкритих пізніше, написали з урахуванням змін до правопису. Крім того, для користувачів сайту підготовлено два пакети питань. Один з них стосується способу написання латинописних назв кирилицею: через транскрипцію, як це робили раніше, чи транслітерацію. Упорядники словника надають перевагу прямій транслітерації літер латинської абетки без урахування мови запозичення. Другий пакет питань стосується правопису назв мінеральних видів українською мовою залежно від часу відкриття мінералу. Остаточне рішення буде за термінологічною комісією, яку створено на ІХ з'їзді УМТ. Наразі є нагальна потреба розробити на національному рівні принципи правопису українських назв мінералів і написання кристалохімічних формул.

В обговоренні матеріалів звітної доповіді В. Квасниці та наукових доповідей взяли участь І. Палкін, В. Павлишин, В. Квасниця, О. Матковський та ін. Зокрема І. Палкін з тривогою поінформував про необхідність припинення діяльності Кримського відділення УМТ, яке фактично не може виконувати покладені на нього функції у складі УМТ з огляду на окупацію Криму Росією.

З'їзд прийняв ухвалу, у якій позитивно оцінено діяльність президії, Ради УМТ і редакції журналу "Записки Українського мінералогічного товариства" та запропоновано низку заходів для вдосконалення роботи товариства: 1) узгодити перелік мінералів, описаних у надрах України, з номенклатурою мінеральних видів, що затверджена Комі-

сією з нових мінералів, номенклатури і термінології ММА; 2) у річний термін термінологічна комісія, обрана на з'їзді, повинна затвердити нормативний словник українських синонімів латинописних назв мінеральних видів; 3) ініціювати проведення на базі наукових геологічних установ та вищих навчальних закладів країни тематичних конференцій, присвячених актуальним питанням регіональної, генетичної та систематичної мінералогії України; 4) налагодити зв'язки з міжнародними мінералогічними організаціями; 5) відновити статус "Записок Українського мінералогічного товариства" як фахового журналу; 6) інтенсивніше популяризувати мінералогічні знання, розширювати зв'язки з мінералогами-аматорами й колекціонерами мінералів та ін.

Дуже прикрасили роботу ІХ з'їзду УМТ виставка мінералів з приватної колекції Є. Науменка (Національний науково-природничий музей НАН України) та фотовиставка робіт студентів Київського коледжу геологорозвідувальних технологій. Особливо вражали взірці мінералів із золото-поліметалевих родовищ Берегівщини (Закарпаття) та Завалівського родовища графіту (Український щит).

Делегати з'їзду та його учасники висловили щиру подяку голові і членам оргкомітету з'їзду та дирекції ІГМР НАН України за організацію та проведення наукового форуму, а також музейним працівникам і приватним колекціонерам за його приємний "мінералогічний" супровід.

ЮРІЙ АНДРОНОВИЧ ГАЛАБУРДА (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)

Юрій Андронович Галабурда – відомий український мінералог і геохімік, добре знаний серед геологічної спільноти в Україні та за її межами, кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України, один з найулюбленіших учнів академіка Євгена Лазаренка.

Народився Юрій Галабурда 8 листопада 1937 р. на Рівненщині в с. Устенське Здолбунівського р-ну в сім'ї регента (керівника) церковного хору. Нині селу повернули історичну назву Дермань. У XVI–XVII ст. с. Дермань було відомим центром української культури, адже тут працював першодрукар Іван Федоров, а на початку XX ст. народився видатний письменник Улас Самчук, який назвав Дермань “царицею волинських сіл”. У книзі “Дермань в новітній історії” (Рівне, 2014) Юрій Галабурда писав: “Дермань прийшов у мою свідомість разом з одвічними і головними поняттями людини – мама, хліб, Бог, сім'я, родина, Батьківщина... ... Дермань завжди був зі мною, де б я не перебував, що б я не робив”. Юрій Андронович присвятив цю книгу 100-річчю від дня народження мами Надії, яка навчила його любити Бога, Україну та людей.

Саме тут, на мальовничих пагорбах і кручах чарівної Усті та її допливів, якими так захоплювався ще Улас Самчук, минуло нелегке дитинство Юрка. Наприкінці 1943 р. його батька Андроніка Григоровича, який тоді був священником у с. Велика Радогощ Ізяславського р-ну на Хмельниччині, стратили німецькі окупанти за спротив владі – на нього доніс близький сусід, якого німці призначили старостою (як дізналися згодом, він був більшовиком-підпільником). На руках у матері залишилося двоє маленьких синочків – старший Юрко та молодший Тарас.

У 1954 р. Юрій закінчив середню школу в Устенському й подався в Галичину, до Львова. Після навчання у Львівському гірничому технікумі (1954–1957) працював на Луганщині в шахті (1957–1961): безвусого випускника технікуму призначили начальником зміни досвідчених гірників.

Бажання вчитися далі знову привело Юрія Галабурду до Львова, на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка. Та вже з першого курсу його призвали до лав Радянської Армії (1961–1964). Тільки 1969 р. йому вдалося завершити освіту, отримати диплом з відзнакою і здобути кваліфікацію інженера-геолога за спеціальністю *геохімія*. Отже, шлях ювіляра у велику науку був нелегкий. І невідомо, як би складалася його доля, якби не Євген Костянтинович Лазаренко.

Саме акад. Лазаренко, який 1969 р. очолив у Києві Інститут геологічних наук (ІГН) АН УРСР, запропонував Юрію Андроновичу вступити в аспірантуру і став його науковим керівником. За словами Ю. Галабурди, Євген Костянтинович опікувався ним і науково, і духовно, плекав культуру й мову; під час спільних польових робіт вони відвідували історичні місця, бували й у Дермані.

Аспірантуру Ю. Галабурда закінчив 1972 р. вже в Інституті геохімії і фізики мінералів (ІГФМ) АН УРСР (з 1994 – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України (ІГМР)), куди після звільнення акад. Є. Лазаренка з посади директора ІГН АН УРСР перевели весь відділ регіональної та генетичної мінералогії. І саме з 1972 р. наукова діяльність Ю. Галабурди нерозривно пов'язана з цим

відділом – дітищем С. Лазаренка. У 1974 р. молодший науковий співробітник Ю. Галабурда захистив кандидатську дисертацію “Генетические особенности Криворожских железорудных месторождений по данным изучения включений в минералах” та здобув науковий ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук, а 2005 р. його за конкурсом обрано на посаду старшого наукового співробітника.



Юрій Галабурда підписує свою книгу землякам (с. Дермань, 27 вересня 2014 р.).

Завдяки наполегливій праці в лабораторіях, експедиціях, бібліотеках, архівах Юрій Андронович має надзвичайно багатогранні й важливі науково-дослідницькі здобутки. Згадаємо, передусім, результати його кандидатської дисертації, яка стосувалася відтворення умов метаморфогенного мінералогенезу на залізородних родовищах Криворіжжя за флюїдними включеннями в мінералах. Юрій Галабурда був одним із перших, хто довів виняткову інформативність таких включень у метаморфогенних мінералах для з’ясування генезису не тільки криворізьких залізородних родовищ, а й родовищ інших генетичних типів серед метаморфогенно-гідротермальних утворень Українського щита (УЩ) й Мармароського масиву.

У полі зору вченого повсякчас перебували гранітні пегматити УЩ: він досліджував їхню мінералогію та генезис. За даними Ю. Галабурди (1983), післямагматичне перетворення кварцу графічних і пегматоїдних зон пегматитів Коростишівського поля відбувалося з гетерогенних розчинів за $T \geq 400$ °С, $P = 230$ МПа і концентрації розчинів 20,5–15,5 % за NaCl-екв. У кварці пегматитових жил учений уперше виявив включення CO₂ високої густини (1985).

Цікаві дані отримано щодо параметрів мінералогенезу рідкіснометалевих родовищ УЩ. Зокрема, з’ясовано, що головний рудний мінерал Пержанського берилієвого родовища – гентгельвін – кристалізувався з гетерогенної мінералоутворювальної системи водний високотемпературний сольовий розчин + рідкий CO₂, про що свідчать знахідки в мінералі сингенетичних первинних включень CO₂ і водного розчину (Возняк, Галабурда, Бельський, Довбуш, 2015). Порядок формування мінералів науковці пов’язують зі зміною хімічного складу продуктів дегазації магми основного/ультраосновного складу, які по зонах розущільнення порід глибинного розлому тривалий час надходили у водний розчин зони мінералоутворення родовища.



Односельці вітають Юрія Галабурду на презентації його книги “Дермань в новітній історії”.

Неперевершеними були дослідження флюїдних включень вуглеводнів у мінералах. Разом з Д. Возняком, В. Грициком та В. Квасницею Юрій Андронович уперше відшукав включення рідких нафтоподібних вуглеводнів у “мармароських” діамантах (Українські Карпати). Виявлено еволюційний характер мігрувального нафтовмісного флюїду. Юрію Галабурді та Віктору Квасниці належить перша знахідка включень нафти у гідротермальному кварці вугленосної товщі Донбасу (Донецько-Макіївський вуглепромисловий район).

Юрій Андронович завжди брав активну участь у виконанні госпдоговірних науково-дослідних робіт та впровадженні їхніх результатів у виробництво.

Знаний фахівець мінералогічної школи акад. Є. Лазаренка Юрій Галабурда є автором понад сотні наукових і науково-популярних праць, у яких викладено результати важливих теоретичних і прикладних досліджень з генетичної й регіональної мінералогії України. Серед них численні наукові статті, матеріали і тези доповідей міжнародних та вітчизняних конференцій. Він є співавтором таких монографічних праць, як “Мінералогія Криворожського басейна” (1977), “Мінералогія Приазов’я” (1981), автором розділів “Фториди” та “Битумы и органические минералы” у книзі “Мінералы Украины. Краткий справочник” (1990). Юрій Андронович – один з авторів трьох перших книг серії “Мінерали Українських Карпат”. Зокрема, у книзі “Борати, арсенати, фосфати, молібдати, сульфати, карбонати, органічні мінерали і мінералоїди” (2003) його перу належать описи брошантиту, хальканти, алуногену, гідроцинкіту й артиніту. Він є співавтором численних наукових статей, зокрема, “Локалізація і генезис уранового зруденіння в межах Михайлівської площі (Західноінгулецька смуга Українського щита) (Крамар, Возняк, Галабурда, 2006); “Сингенетичні напівсферичні концентрично-зональні включення гематиту у кварці заноришових пегматитів Волині” (Возняк, Остапенко, Вишневський, Галабурда, 2010); “Вміст цирконію і рідкісних земель у природно й експериментально загартованих стеклах первинних магматичних включень у цирконі рудної зони Азовського Zr-REE родовища (Приазовський мегаблок Українського щита)” (Возняк, Соболев, Кульчицька та ін., 2012); “Про умови утворення Анадольської аланітової “дайки” (Східне Приазов’я)” (Кульчицька, Возняк, Галабурда та ін., 2012)

та ін. У доробку Ю. Галабурди є праці бібліографічного спрямування, зокрема, “Літературні джерела з мінералогії України за 2005–2008 рр.” (2009), а також статті, присвячені акад. Є. Лазаренку: “Поступальна хода генетичної мінералогії академіка Лазаренка” (Возняк, Кульчицька, Галабурда, 2012), “Ювілейний рік академіка Євгена Лазаренка” (2013) та ін.



Юрій Галабурда вітає з 85-річчям проф. О. Матковського
(ЛНУ імені Івана Франка, 17 листопада 2014 р.).

Досить вагома науково-організаційна діяльність Ю. Галабурди, особливо в Українському мінералогічному товаристві (УМТ). Він багаторічний член Ради товариства, двічі обіймав посаду вченого секретаря УМТ (1976–1981, 1997–2001), бере активну участь в організації роботи УМТ, підготовці з’їздів та нарад з мінералогії під егідою УМТ, нагороджений срібним значком і дипломом УМТ за плідну працю на посаді вченого секретаря. Юрій Андронович – член Наукового товариства ім. Шевченка, безпосередній учасник численних міжнародних, всесоюзних і вітчизняних наукових конференцій з проблем термобарогеохімії, мінералогії та геохімії.

Юрій Галабурда не тільки відомий учений. Він люблячий чоловік, тато, дідусь, який завжди відчуває підтримку та любов сім’ї – дружини, двох дочок і чотирьох онуків, завдяки яким він відчувається молодим і життєрадісним.

Товариська і комунікабельна людина, дисциплінований і сумлінний працівник Юрій Андронович заслужив довір’я й авторитет у колективі відділу та всього Інституту. А найголовніше – він Громадянин і Патріот України. Як тут не згадати про його сім нічних вахт і не одне недільне віче на Майдані! Тоді він говорив: “Ліпше бути боягузом на Майдані, ніж сміливцем на дивані!”.

Юрія Галабурду вирізняє любов до рідного Волинського краю й села, у якому зростає і мужнів, пам’ять про батьків, повага до сусідів, односельців, однокласників. Син загиблого від рук гітлерівських окупантів священика УАПЦ, палкий прихильник об’єднання українського православ’я, він чимало зробив для підтримки храму УПЦ КП у Дермані та розбудови Гурбенського Свято-Воскресенського чоловічого монастиря на Повстанських Могилах (у 1944 р. в урочищі Гурби відбувся один із найбільших боїв між вояками Української Повстанської Армії та загонами НКВС).



Юрій Андронович серед учасників ІХ з'їзду УМТ (6 вересня 2017 р.).

Юрій Андронович – творча особистість, поетична натура, співак і поет від Бога. Апофеозом його творчості стала “Поема про Дермань” пам’яті Уласа Самчука. Її опубліковано в книзі “Дермань в новітній історії”, у якій, за слова Миколи Ужвіна, автор органічно поєднав “історичні екскурси й розлогі описи місцевості, спогади дерманців різних поколінь та художньо-публіцистичні роздуми, етнографічні розвідки й фотоілюстрації з поясненнями”. Живіть і надалі для людей, творіть для людей, дорогий Юрію Андроновичу!

В одному зі своїх віршів Юрій Галабурда написав:

“Чи то на бронзі, чи на брилі кам’яній,
Поки живу, лиш про одне щоденно мрію,
Щоб жив і розвивався Дермань мій.
Щоб українцями в нім діти виростили,
Примножували славу Дерманя свого,
Про місце України в світі дбали,
Гідне народу гордого”.

А ще не можна не згадати про любов до дорогого вчителя й наставника Євгена Лазаренка, яку Юрій Галабурда, його чи не найдовіреніший аспірант, проніс через усе життя, не розгубив на складних життєвих перехрестях. Проникливо у виконанні Юрка Андроновича, як його часто називають, звучать і улюблені пісні Євгена Костянтиновича (“Сміються, плачуть солов’ї і б’ють піснями в груди...” на слова Олександра Олеся, музика Василя Безкоровайного), і повсякчасні теплі й щирі спогади, які уособлюють світлий образ Людини, Ученого, Педагога, Патріота, і присвячені йому вірші (“На вічну пам’ять Вчителю Євгену Лазаренку”):

“В науці, у житті великому й малому
Він поруч був – учитель й старший Друг,
За нього ми молились Господу Святому,
Як став згасать від тих в житті недуг.
І він посеред нас і є, і вічно буде,
Поки серця ще наші стукотять,
До нього завжди йтимуть люди,
Щоб дяку, шану й похвалу віддять
За його серце, сповнене любові
До України, до Землі і до людей.
Він буде жити в кожному нашій слові,
А після нас живе хай в пам’яті дітей”.

І щодень, проходячи повз меморіальну дошку Євгена Лазаренка на фасаді ІГМР НАН України, Юрій Галабурда подумки вітається з ним: “Чолом, Батьку!”. Чолом і Вам, Дорогий Побратиме Юрію!

З нагоди ювілею зичимо Вам, вельмишановний і дорогий Юрію Андроновичу, доброго здоров’я, усіляких гараздів та ще багато гарних літ у достатку, любові рідних і близьких та повазі друзів і колег, наукового і творчого довголіття!

З роси і води! Многая і Благая Літа!

О. Матковський, І. Наумко, П. Білоніжка, Є. Сливко

ВТРАТИ НАУКИ

СВІТЛОЇ ПАМ'ЯТІ АНГЕЛІНИ АНДРІЇВНИ ЯСИНСЬКОЇ

Прикра звістка сколихнула геологічну громадськість: українська мінералогічна наука зазнала важкої втрати... Тринадцятого вересня 2017 р. на 96-му році життя відійшла у вічність Ангеліна Андріївна Ясинська – знаний фахівець у галузі регіональної, генетичної та космічної мінералогії, педагог від Бога, ветеран війни і праці, кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент кафедри мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка, почесний член Українського мінералогічного товариства.



Народилася Ангеліна Ясинська 29 липня 1922 р. в м. Первомайськ Миколаївської обл. у родині вчителів. Там же закінчила шість класів середньої школи. Після переїзду батьків до Дніпропетровська Ангеліна навчалася в середній школі № 75, яку закінчила з золотою медаллю. У 1939 р. вступила на геологорозвідувальний факультет Дніпропетровського гірничого інституту. У 1940 р. сім'я Ясинських переїхала до Львова, і Ангеліна стала студенткою другого курсу природничо-математичного факультету Львівського державного університету імені Івана Франка.

У 1941 р. вона разом з однокурсниками проходила навчальну геологічну практику в мальовничих околицях Кременця, де її й застала звістка про війну. Більшість студентів повернулася додому, до Львова, уже зайнятого німцями, а Ангеліна рушила на схід – у невідоме... Зрештою вона добровільно пішла на фронт і опинилася в самому пеклі війни – у Сталінграді, де воювала в складі другої батареї першого дивізіону 1077 зенітно-артилерійського полку. Її зенітка стояла на маленькому Зайцівському острові – “прикривала” Сталінградський тракторний завод і переправу через Волгу. Ліна була наводчицею зенітки, ловила німецькі літаки в перехрестя й давала сигнал відкривати вогонь. Від спритності й майстерності 20-річної дівчини залежало життя всієї команди та й інших людей. Не раз після нальоту авіації з'являлися німецькі танки. Потрібно було швидко виставляти зенітку горизонтально та стріляти прямою наводкою по танках і піхоті. Тоді все вирішувала справність і точність стрільби. Двісті днів і ночей летіли бомби, снаряди, горіла земля, Волга, а Ліна та її побратими по зброї вистояли. Пізніше були запеклі бої за звільнення Керчі, Севастополя, Польщі... Та доля була до Ліни милосердна, і дівчина в чині ефрейтора повернулася до Львова 1945 р. здоровою і змужнілою.

Нарешті вона змогла зняти солону від поту й просякнуту згарищами війни гімнастичку та одягнула дівоче плаття. Після тривалої перерви Ангеліна стала студенткою третього курсу геологічного факультету Львівського університету, організованого 1945 р. молодим доцентом Є. Лазаренком. У 1948 р. вона з відзнакою закінчила університет і стала першою аспіранткою тоді вже професора й завідувача кафедри мінералогії Євгена Костянтиновича Лазаренка.

У 1951 р. Ангеліна Андріївна успішно захистила кандидатську дисертацію “Зависимость свойств цинковых обманок от химического состава”. У 1952 р. їй присуджено

науковий ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук і присвоєно вчене звання доцента.

На кафедрі мінералогії Ангеліна Ясинська працювала на посаді доцента протягом 48 років, аж до виходу 2000 р. на пенсію. У 1969–1974 рр. була завідувачем кафедри, гідно замінивши свого вчителя – Євгена Лазаренка – і як завідувач, і як лектор-мінералог.

Значний внесок А. Ясинської у навчальний процес. Для студентів геохімічної спеціальності вона читала такі профільні курси і спецкурси: мінералогія, мінераграфія, геохімія екзогенних процесів, геохімічна спеціалізація і рудоутворення, спеціальні методи дослідження в мінералогії. Уперше в Україні й колишньому Радянському Союзу Ангеліна Андріївна з ініціативи Є. Лазаренка розробила й читала студентам новий курс – космічну мінералогію. Для всіх курсів і спецкурсів підготувала й опублікувала робочі програми й методичні вказівки. Їй належить переклад українською мовою (з доповненнями) російського видання книги С. Вахромєєва “Руководство по минераграфии” під назвою “Посібник з мінераграфії” (1959).

Багатогранна й наукова діяльність А. Ясинської – космічна мінералогія, регіональна і генетична мінералогія, характеристика окремих мінералів, типоморфізм мінералів, методи мінералогічних досліджень тощо. Особливо цікаві дослідження метеоритів, результати яких викладено в 33 наукових працях. У них висвітлено особливості мінерального складу метеоритів, місячних порід, космічного пилу, наведено ознаки ударного метаморфізму мінералів метеоритів і місячних порід, генетичні аспекти кам’яних метеоритів, порівняльну характеристику мінералів метеоритів і земних порід, описано походження алмазу в метеоритах та ін. Ангеліні Андріївні належить майже монографічна мінералогічна характеристика метеоритів, що впали на території України, яку наведено в науковому звіті “Минералогия Украинской ССР” за 1978 р. (Матковський, Сливко, 2016). Фундаментальними є статті А. Ясинської у співавторстві з Є. Лазаренком “Современные аспекты космической минералогии” (1970, 1972) і “Признаки ударного метаморфизма в минералах метеоритов и лунных пород” (1974). Перша учениця А. Ясинської – нині лідер космічної мінералогії України В. Семененко – справедливо назвала цих учених основоположниками космічної мінералогії, адже вони вперше у світі класифікували космічні мінерали, проаналізували характер їхнього поширення порівняно з земними мінералами та дійшли важливих генетичних висновків щодо загальних закономірностей розвитку мінеральної речовини в природі (Записки Укр. мінерал. т-ва. 2005. Т. 2).

Ангеліна Андріївна ретельно вивчала колчеданово-поліметалева та залізо-манганове зруденіння чивчинського й рахівського метаморфічних комплексів та золоторудні утворення Українських Карпат. Їй належать перші знахідки рідкісного мінералу ільваїту на Берегівщині (Закарпаття), а також низка публікацій про типоморфні особливості самородного золота, телуриди свинцю і срібла, нові знахідки мінералів бісмуту й сульфосолі стибію та бісмуту в Закарпатті, великомасштабне картування золотого зруденіння.

Загалом А. Ясинська є автором і співавтором десяти наукових звітів та близько 140 наукових праць. Серед них – п’ять монографій: “Железные руды западных областей УССР и сопровождающие их редкие и рассеянные элементы” (соавтор В. Ф. Лесняк, 1961), “Літогенез сірчаних родовищ Прикарпаття” (співавт. В. І. Колтун, Я. Т. Роскош, Ю. М. Сеньковський, 1972), “Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат” (соавт. М. П. Габинет, Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский, 1977), “Минералы Украинских Карпат. Простые вещества, телуриды и сульфиды” (соавт. С. А. Галий, В. В. Гри-

цук, Л. Н. Егорова и др., 1990), “Минералы Украинских Карпат. Оксиды, гидроксиды, хлориды, иодиды, фториды” (соавт. П. М. Билонижка, В. В. Грицик, О. М. Ивантишина и др., 1995).

Ангеліна Андріївна провадила активну науково-організаційну діяльність. Майже 30 років вона була вченим секретарем спеціалізованої вченої ради геологічного факультету з захисту докторських і кандидатських дисертацій, багато років – членом редколегії “Мінералогічного збірника”, членом педагогічної комісії Всесоюзного мінералогічного товариства, членом і почесним членом Українського мінералогічного товариства. Вона брала активну участь у багатьох міжнародних, всесоюзних і вітчизняних наукових конференціях, з'їздах, симпозіумах тощо.

Значним є внесок А. Ясинської у підготовку висококваліфікованих геологічних кадрів не тільки для України й колишнього СРСР, а й для інших країн. Серед її вихованців головні геологи й начальники геологічних експедицій, кандидати й доктори геолого-мінералогічних і геологічних наук, професори, члени-кореспонденти й академіки НАН України, Російської АН, директори інститутів та інших установ. У цих людях повною мірою втілювався педагогічний талант Ангеліни Андріївни, уміння й бажання передати свої знання і досвід молодій зміні.

За участь у Другій світовій війні А. Ясинську нагороджено орденом Вітчизняної війни другого ступеня, 11 медалями, нагрудними значками Ветерана 62-ї армії генерала Чуйкова за оборону Сталінграда та Ветерана окремої приморської Армії генерала Єрьоменка за визволення Керчі і Севастополя. Заслуги Ангеліни Андріївни у розвитку вищої освіти та проведенні наукових досліджень відзначено шістьма медалями, зокрема, медаллю Євгена Лазаренка, пам'ятним знаком І. Л. Лутугіна “За заслуги в розвідці надр” Держгеолслужби України, почесною грамотою й нагрудним значком Міністерства вищої і спеціальної освіти колишнього СРСР, дипломом Президії і Ради колишнього Всесоюзного мінералогічного товариства.

Мужня жінка, прекрасний сім'янин, уроджений інтелігент, Ангеліна Андріївна стійко перенесла передчасні втрати чоловіка Володимира Колтуна і доньки Лариси, віддала свою материнську любов синові Юрію, віднедавна доктору геологічних наук, допомагала йому виховувати внуків і правнуків.

Ангеліну Андріївну Ясинську поховали, за її заповітом, на Янівському цвинтарі у Львові, поряд з батьками й донькою.

Нам пощастило в житті зустріти видатну особистість, Людину з великої літери! Нехай світла пам'ять про цю високоосвічену, інтелігентну й доброзичливу людину назавжди залишиться в душах і серцях її рідних та близьких, друзів і колег, вдячних учнів і всіх тих, кому пощастило з нею працювати й спілкуватися.

О. Матковський, П. Білоніжка, І. Наумко, М. Павлунь, Л. Скакун

ЗМІСТ

<i>V. Guliy, T. Furuta, N. Bilyk</i> FEATURES OF REE AND Sr DISTRIBUTION IN APATITE OF DIFFERENT GENESIS FROM THE ALDAN SHIELD ROCKS (SIBERIAN PLATFORM).....	3
<i>N. Slovotenko</i> THERMODYNAMIC MODELLING OF THE CINNABAR AND METACINNABAR COEXISTENCE.....	15
<i>Н. Зинчук</i> МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАТЕРИАЛА В ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ТОЛЩАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....	20
<i>Ye. Slyuko, N. Razumeieva, O. Bura</i> FRACTIONAL STRUCTURE AND MINERALOGICAL FEATURES OF PSEPHYTIC DEPOSITS – POTENTIAL RESERVOIRS OF DIAMOND IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE UKRAINIAN SHIELD. Part 2. USIVSKA AREA.....	38
<i>І. Побережська, Н. Білик, В. Степанов, І. Яценко, Н. Давидович</i> МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВУЛКАНІЧНИХ ПОРІД ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКОГО ПАСМА (ОКОЛИЦІ смт КОЛЬЧИНО ТА с. КЛЕНОВЕЦЬ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ).....	48
<i>І. Наушко, Л. Скакун, Т. Бринський, Р. Серкіз</i> ОСОБЛИВОСТІ ПЕТРОХІМІЇ ТА РОЗПЛАВНІ ВКЛЮЧЕННЯ В МІНЕРАЛАХ АНДЕЗИТІВ МАТЕКІВСЬКОГО КОМПЛЕКСУ В КАМЕНОЛОМНІ ЛІСАРНЯ (ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКЕ ВУЛКАНІЧНЕ ПАСМО, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ).....	58
<i>Я. Яремчук, С. Вовнюк, С. Гринів, М. Тарік, Ф. Менг, Л. Білик, В. Кочубей</i> УМОВИ УТВОРЕННЯ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ ВЕРХНЬОНЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКО-НИЖНЬОКЕМБРІЙСЬКОЇ КАМ'ЯНОЇ СОЛІ ФОРМАЦІЇ СОЛЯНИЙ КРЯЖ, ПАКИСТАН.....	72
<i>В. Мельничук, Г. Мельничук</i> МИНЕРАЛЬНО-СИРОВИННА БАЗА РІВНЕНСЬКОЇ ОБЛАСТІ: СТАН, ПРОБЛЕМИ, ПЕРСПЕКТИВИ.....	91
ІСТОРІЯ НАУКИ	
<i>В. Павлишин, О. Матковський</i> ІСТОРІЯ ЗАРОДЖЕННЯ МІНЕРАЛОГІЇ В УКРАЇНІ.....	103

<i>О. Матковський</i> МІНЕРАЛОГІЧНА РОДИНА ЛАЗАРЕНКІВ ТА ЇЇ ВНЕСОК У РОЗВИТОК МІНЕРАЛОГІЇ (ДО 105-х РОКОВИН ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ КАТЕРИНИ ФЕДОРІВНИ СИДОРЕНКО ТА ЄВГЕНА КОСТЯНТИНОВИЧА ЛАЗАРЕНКА).....	112
<i>О. Матковський, І. Наумко</i> ВНЕСОК ПРОФЕСОРА О. М. ПЛАТОНОВА У РОЗВИТОК СУЧАСНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ).....	127
ХРОНІКА	
<i>О. Матковський, І. Наумко, Є. Сливко</i> ДЕВ'ЯТИЙ З'ЇЗД УКРАЇНСЬКОГО МІНЕРАЛОГІЧНОГО ТОВАРИСТВА.....	131
<i>О. Матковський, І. Наумко, П. Білоніжка, Є. Сливко</i> ЮРІЙ АНДРОНОВИЧ ГАЛАБУРДА (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ).....	139
ВТРАТИ НАУКИ	
СВІТЛОЇ ПАМ'ЯТІ АНГЕЛІНИ АНДРІЇВНИ ЯСИНСЬКОЇ.....	145

CONTENTS

<p><i>В. Гулій, Т. Фурута, Н. Білик</i> ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНИХ ЕЛЕМЕНТІВ ТА СТРОНЦІЮ В АПАТИТІ РІЗНОГО ГЕНЕЗИСУ З ПОРІД АЛДАНСЬКОГО ЩИТА (СИБІРСЬКА ПЛАТФОРМА).....</p>	3
<p><i>Н. Словотенко</i> ТЕРМОДИНАМІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ СПІВІСНУВАННЯ КІНОВАРІ ТА МЕТАЦИНАБАРИТУ.....</p>	15
<p><i>N. Zinchuk</i> MINERALOGICAL FEATURES OF MATERIAL IN ANCIENT DIAMOND-BEARING STRATA OF THE SIBERIAN PLATFORM.....</p>	20
<p><i>Є. Сливко, Н. Разумєєва, О. Бура</i> ФРАКЦІЙНА СТРУКТУРА І МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГРУБОУЛАМКОВИХ ВІДКЛАДІВ – МОЖЛИВИХ КОЛЕКТОРІВ АЛМАЗУ У ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА. Ч. 2. УСІВСЬКА ДІЛЯНКА.....</p>	38
<p><i>I. Poberezhska, N. Bilyk, V. Stepanov, I. Yatsenko, N. Davydovych</i> MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC FEATURES OF VOLCANIC ROCKS FROM THE VYHORLAT-HUTYNSKE VOLCANIC RIDGE (IN THE OUTSKIRTS OF THE KOLCHYNO AND KLENOVETS VILLAGES, TRANSCARPATHIA).....</p>	48
<p><i>I. Naumko, L. Skakun, T. Brynskyi, R. Serkiz</i> PETROCHEMICAL FEATURES AND MELT INCLUSIONS IN MINERALS OF MATEKIVSKYI COMPLEX ANDESITES IN THE LISARNIA QUARRY (VYHORLAT-HUTYNSKE VOLCANIC RIDGE, UKRAINIAN CARPATHIANS)</p>	58
<p><i>Ya. Yaremchuk, S. Vovniuk, S. Hryniv, M. Tariq, F. Meng, L. Bilyk, V. Kochubei</i> CLAY MINERALS FORMATION CONDITIONS IN THE UPPER NEOPROTEROZOIC–LOWER CAMBRIAN ROCK SALT OF SALT RANGE FORMATION, PAKISTAN.....</p>	72
<p><i>V. Melnychuk, H. Melnychuk</i> MINERAL AND RAW MATERIAL BASE OF RIVNE REGION: STATE, PROBLEMS, PERSPECTIVES.....</p>	91
HISTORY OF SCIENCE	
<p><i>V. Pavlyshyn, O. Matkovskyi</i> HISTORY OF THE ORIGIN OF MINERALOGY IN UKRAINE.....</p>	103

<i>O. Matkovskyi</i> MINERALOGICAL FAMILY OF LAZARENKO AND ITS CONTRIBUTION TO THE DEVELOPMENT OF MINERALOGY (TO 105 YEARS FROM THE BIRTHDAY OF KATERYNA FEDORIVNA SYDORENKO AND YEVHEN KOSTIANTYNOVYCH LAZARENKO).....	112
<i>O. Matkovskyi, I. Naumko</i> CONTRIBUTION OF PROFESSOR O. M. PLATONOV TO THE DEVELOPMENT OF MODERN MINERALOGY (TO THE 80 th ANNIVERSARY FROM THE BIRTHDAY).....	127
CHRONICLE	
<i>O. Matkovskyi, I. Naumko, Ye. Slyvko</i> THE NINTH CONGRESS OF THE UKRAINIAN MINERALOGICAL SOCIETY..	131
<i>O. Matkovskyi, I. Naumko, P. Bilonizhka, Ye. Slyvko</i> YURII ANDRONOVYCH HALABURDA (TO THE 80 th ANNIVERSARY FROM THE BIRTHDAY).....	139
LOSSES OF SCIENCE	
IN MEMORY OF ANHELINA ANDRIIVNA YASYNSKA.....	145