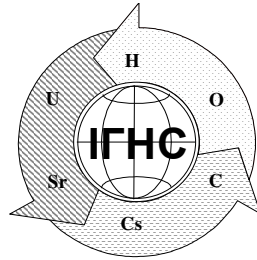


**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ**  
**ДЕРЖАВНА УСТАНОВА**  
**«ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА НАН УКРАЇНИ»**

---



**ГЕОХІМІЯ ТЕХНОГЕНЕЗУ**  
**випуск 2 (30)**

**ГЕОХИМИЯ ТЕХНОГЕНЕЗА**  
**выпуск 2 (30)**

**GEOCHEMISTRY OF TECHNOGENESIS**  
**Issue 2 (30)**

**Київ 2019**

**Редакційна колегія****Головний редактор** БЕЛЄВЦЕВ Р.Я. чл.-кор. НАНУ**Заступники головного редактора:**

БОНДАРЕНКО Г.М. д-р геол.-мін. наук

ВЕРХОВЦЕВ В.Г. д-р геол. наук

**Члени редколегії:**

WILKOMIRSKIB. A.Prof. full science (Poland)

ДОЛІН В. В. д-р геол. наук

ШАБАЛІН Б. Г. д-р геол. наук

ШЕВЧЕНКО О.Л. д-р геол. наук

ПОКАЛЮК В.В. д-р геол. наук

ЗАБУЛОНОВ Ю. Л. чл.-кор. НАНУ, д-р техн. наук

ВЕНГЕР Є.Ф. чл.-кор. НАНУ, д-р фіз.-мат. наук

КРУЧИНІН С.П. д-р фіз.-мат. наук

РОДІОНОВ В.С. д-р техн. наук

САЄНКО С.Ю. д-р техн. наук

ЛИТВИНЕНКО В.В. д-р техн. наук

ЧУМАЧЕНКО С. М. д-р техн. наук

ЯЦІШИН А. В. д-р техн. наук

ПОПОВ О. О. д-р техн. наук

ОЛЬХОВИК Ю. О. д-р. техн. наук

МИХАЛЬЧЕНКО І.І. д-р. геол. наук

**Відповідальний редактор:**

Сеvрук І.М

**Наукові редактори:** Белєвцев Р. Я., Бондаренко Г. М.**Адреса редакції**Україна, МСП 03680, м. Київ-142, пр. Палладіна 34-А  
(38-044) 423-81-35;

e-mail: IGNS\_Rudenko@nas.gov.ua

**znп.igns.gov.ua**Редакційна підготовка до друку *Сорокотяга О.І.*Технічний секретар редакційної колегії *Сеvрук І.М.*Редактор-перекладач англійського тексту *Міцюк Н.Б.*Комп'ютерна верстка *Сеvрук І.М.*Дизайн обкладинки *Шмидко І.М.*

Збірник заснований у вересні 2000 року. Виходить 1-2 рази на рік.

Свідцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації серія КВ №23941-13781 ПП від 26. 04. 2019 р  
Збірник представлений в розділі наукової періодики на сайті Національної бібліотеки ім. ім. В.І. Вернадського, як фахове видання в галузі геологічних і технічних наук

Друкується за постановою Вченої Ради ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

**EditorialBoard****Editor-in-Chif** R. BELEVTSSEV Cor. Member NASU**Deputies Editor-in-Chif:**

G. BONDARENKO D. Sc. (Geol.-Min.)

V. VERHOVTSEV D. Sc. (Geol.)

**Members of editorial board:**

B. Wilkomirski Prof. full science (Poland)

V. Dolin D. Sc. (Geol.)

B. Shabalin D. Sc. (Geol.)

O. Shevchenko D. Sc. (Geol.)

V. Pokaliuk D. Sc. (Geol.)

Yu. Zabulonov. Cor. Member NASU, D.Sc. (Tech.)

Ye. Venher Cor. Member NASU, D.Sc. (Phys.-Mat.)

S. Kruchynin D.Sc. ( Phys.-Mat.)

V. Rodionov D. Sc. (Tech.)

S. Saienko D. Sc. (Tech.)

V. Lytvynenko D. Sc. (Tech.)

S. Chumachenko D. Sc. (Tech.)

A. Iatsyshyn D. Sc. (Tech.)

O. Popov D. Sc. (Tech.)

Yu. Ol'hovik D. Sc. (Tech.)

I. Mykhalchenko D. Sc. (Geol.)

**Responsible editor:**

Sevruk I.M.

**Scientific editors:** R. Belevtsev, G. Bondarenko**Editorship Addresses**Ukraine, MCP 03680, Kyiv-142, Palladin av. 34-A  
(38-044) 423-81-35;

e-mail: IGNS\_Rudenko@nas.gov.ua

Editorial preparation is to printing of *O. Sorokotiaha*Technical secretary of editorial college *I. Sevruk*Editor-translator of English text *N. Mitsiuk*Computer make-up of *I. Sevruk*Cover Design *I. Shmydko*

## З М І С Т

**ГЕОЛОГІЧНІ НАУКИ****Ломакін І.Е., Покалюк В.В., Кочелаб В.В.**

5

ЛІНЕАМЕНТ КАРПІНСЬКОГО – СТРУКТУРНИЙ ЕЛЕМЕНТ СТАРОДАВНЬОГО РЕГМАТОГЕН-  
НОГО ТЕКТОНОЛІНЕАМЕНТНОГО КАРКАСУ ЄВРАЗІЇ

18

**Тищенко Ю.Є..**МЕТОД ПРОСТОРОВОГО ВІДОБРАЖЕННЯ ПОЛІВ РОЗПОДІЛУ РАДІАЦІЙНИХ ПОКАЗНИКІВ  
НА ПРИКЛАДІ ОБРОБКИ РЕЗУЛЬТАТІВ ВИМІРЮВАНЬ НА ТЕРИТОРІЇ  
НОВОКОСТЯНТИНІВСЬКОГО РОДОВИЩА УРАНУ

26

**Пушкарьов О.В., Севрук І.М., Деміхов Ю.М., Долін В.В.(молод.)**

ФРАКЦІОНУВАННЯ ВАЖКИХ ІЗОТОПІВ ВОДНЮ В ДИНАМІЧНИХ СИСТЕМАХ

33

**Яценко В.Г., Заборовська Л.П., Покалюк В.В., Лашко С. П., Заборовський В.С.,****Лижаченко Н.М.**НОВІ ДАНІ ПРО БАГАТОВУГЛЕЦЕВІ ШУНГІТОПОДІБНІ ПОРОДИ МЛИНКІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ  
(КРИВОРІЗЬКО-КРЕМЕНЧУЦЬКА ЗОНА, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

46

**Удалов І.В., Левонюк С.М.**ТРАНСФОРМАЦІЯ ЯКІСНОГО СКЛАДУ ПИТНИХ ПІДЗЕМНИХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ  
ДДАБ

56

**Сушук К.Г., Верховцев В.Г.**

МЕТАЛОГЕНІЯ УРАНУ В ФАНЕРОЗОЇ ПЛАТФОРМНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ

70

**Шевченко О.Л., Долін В.В.**МЕТОДОЛОГІЧНІ ПРИНЦИПИ ТА ГОЛОВНІ ОЦІНОЧНІ ПОКАЗНИКИ РАДІАЦІЙНОГО  
МОНІТОРИНГУ ДОВКІЛЛЯ**ТЕХНІЧНІ НАУКИ****Кисельов Ю.В. Архипенко О.М., Стоколос М.О., Жебровська К.І.**

84

ПІДВИЩЕННЯ ЕКОЛОГІЧНОСТІ ОЦІНКИ ДЕТОНАЦІЙНИХ ХАРАКТЕРИСТИК  
АВТОМОБІЛЬНИХ БЕНЗИНІВ З ДОПОМОГОЮ ОКТАНОМЕТРА ОК-2М

90

**Магльована Т.В., Долін В.В.**ВИКОРИСТАННЯ ГУАНІДИНОВИХ ПОЛІМЕРІВ ДЛЯ ГАСІННЯ ЛІСОВИХ ПОЖЕЖ ТА  
МІНІМІЗАЦІЇ ЇХ НАСЛІДКІВ

99

**Ярошенко К.К., Шабалін Б.Г., Колябіна І.І., Бондаренко Г.М.**СОРЕБЦІЯ 90SR І 137CS З МОДЕЛЬНИХ РОЗЧИНІВ РІДКИХ РАДІОАКТИВНИХ ВІДХОДІВ  
ПРИРОДНИМ ТА МОДИФІКОВАНИМ ЦЕОЛІТАМИ СОКИРНИЦЬКОГО РОДОВИЩА

106

**Ю.О. Фомін, Ю.М. Деміхов, В.Г. Верховцев, Т.В. Дудар**ФОРМИ ЗНАХОДЖЕННЯ ЕЛЕМЕНТІВ СУПУТНИКІВ УРАНУ У АЛЬБІТИТАХ УКРАЇНСЬКОГО  
ЩИТА

ІНФОРМАЦІЯ ДЛЯ АВТОРІВ

119

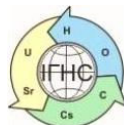
## CONTENTS

### *GEOLOGICAL SCIENCES*

<b>Lomakin I.E., Pokalyuk V.V., Kochelab V.V.</b>	5
KARPINSKY LINEAMENT – A STRUCTURAL ELEMENT OF ANCIENT REGMATOGENIC FAULT NETWORK OF EURASIA	
<b>Tyshchenko Yu. E.</b>	18
THE METHOD OF SPATIAL MAPPING OF THE DISTRIBUTION FIELDS OF RADIATION RATES ON THE EXAMPLE OF THE MEASURING DATA PROCESSING FOR THE NOVOKOSTIANTYNIVKA URANIUM DEPOSIT AREA	
<b>Pushkar'ov O. V., Sevruk I. M., Demihov Y.M., Dolin V. V. (jnr.)</b>	26
FRACTIONATION OF HEAVY HYDROGEN ISOTOPES IN DYNAMICAL SYSTEMS	
<b>Yatsenko V.G., Zaborovskaya L.P., Pokalyuk V.V., Lashko S.P., Zaborovsky V.S., Lyzhachenko N.N.</b>	33
NEW DATA ON HIGH-CARBONACEOUS SHUNGIT-LIKE ROCKS OF MLYNKOVSKII AREA (KRIVOI ROG-KREMENCHUG ZONE, UKRAINIAN SHIELD)	
<b>Udalov I. V., Levoniuk S. M.</b>	46
THE TRANSFORMATION OF QUALITATIVE COMPOSITION OF DRINKING GROUNDWATER IN THE CENTRAL PART OF DDAB	
<b>Suschuk K., Verkhovsev V.</b>	56
METALOGENY OF URANIUM IN THE PHANEROZOIC OF THE PLATFORM PART OF UKRAINE	
<b>Shevchenko O., Dolin V.</b>	70
METHODOLOGICAL PRINCIPLES AND MAIN INDICATORS OF RADIATION MONITORING OF THE ENVIRONMENT.	

### *TECHNICAL SCIENCES*

<b>Kiselov Yu., Arkhylenko O., Stokolos M., Zhebrovska K.</b>	84
ENHANCING THE ECOLOGICAL COMPATIBILITY OF THE ESTIMATION OF THE DETONATION RESISTANCE OF AUTOMOBILE'S GASOLINE BY THE OCTANOMETER OK-2M	
<b>Maglyovana, T., Dolin, V.</b>	90
MECHANISM OF INTERACTION OF DERIVATIVE POLYHEXAMETHYLENUGANIDIN DERIVATIVES WITH BIOMATERIALS OF FOREST ECOSYSTEMS	
<b>Yaroshenko K.K., Shabalin B.G., Koliabina I.L., Bondarenko G.M.</b>	99
SORPTION OF <sup>90</sup> Sr AND <sup>137</sup> Cs FROM THE MODEL SOLUTIONS OF LIQUID RADIOACTIVE WASTES ON NATURE AND MODIFIED ZEOLITES OF SOKIRNITSKE DEPOSIT	
<b>Fomin Yu.O., Demikhov Yu.M., Verkhovtsev V.G., Dudar T.V.</b>	106
FORMS OF FINDING URANIUM SATELLITE ELEMENTS IN ALBITES OF THE UKRAINIAN SHIELD	
INFORMATION FOR AUTHORS	119



<https://doi.org/>  
УДК 551.24

**Ломакин И.Э., Покалюк В.В., Кочелаб В.В.**

**Ломакин И.Э.**, докт. геол. н., зав. отдела ГУ «Центр проблем морской геологии, геоэкологии и осадочного рудообразования НАН Украины», igorlomakin@gmail.com

**Покалюк В.В.**, докт. геол. н., вед. н. с. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», pvskan@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-9282-0246>

**Кочелаб В.В.**, ст.н.с. ГУ «Центр проблем морской геологии, геоэкологии и осадочного рудообразования НАН Украины»

## ЛИНЕАМЕНТ КАРПИНСКОГО – СТРУКТУРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ ДРЕВНЕГО РЕГМАТОГЕННОГО ТЕКТОНОЛИНЕАМЕНТНОГО КАРКАСА ЕВРАЗИИ

*На основании обобщения литературных и картографических материалов, включая данные космических съемок, уточнены особенности пространственного положения, сегментации и тектонической позиции глобального трансевроазиатского пояса дислокаций и планетарной трециноватости – линеамента Карпинского. Описываемая геоморфоструктура является неотъемлемой составной частью закономерно пространственно ориентированного древнего регматогенного разломного каркаса Евразии, образованного на ранних этапах формирования жесткой земной коры под влиянием космических ротационных факторов. Линеамент на разных своих участках состоит из различных морфотектонических геоструктурных элементов (линейных грабенов, валообразных поднятий, складчатых прогибов и орогенов, шовных зон и др.). Он пересекает и разбивает очень разные по своему типу и рангу блоки земной коры (древние и молодые платформы, щиты, зоны мезокайнозойской эпиплатформенной орогении, складчатые коллизионные зоны), являясь при этом единой трансконтинентальной сквозной структурой. Сопряжение этих разнородных элементов в составе одного пояса концентрации глубинных разломов контролируется долгоживущей квазистационарной упорядоченной планетарной регматической разломной сетью, ее северо-западной диагональной системой. Линеамент Карпинского разделяется в продольном направлении на две части наиболее крупного ранга – северо-западную палеорифтогенную (Припятский грабен – Туаркырская складчатая зона) и юго-восточную коллизионно-сдвигово-орогенную (Центральный Мангышлак – Южный Тянь-Шань), которые различаются между собой по структурному рисунку разломов и преобладающему динамическому режиму формирования.*

**Ключевые слова:** линеамент Карпинского, тектонолинеаментный пояс, регматическая разломная сеть, планетарная мегатрециноватость.

### Введение

Концепция тектоники плит, с ее главной идеей значительных горизонтальных перемещений отдельных сегментов литосферы Земли на многие сотни километров по мере накопления геологического материала, все более отчетливо вступает в противоречие с существованием долгоживущей квазистационарной и упорядоченной планетарной сети глубинных разломов, объективно установленной дешифрированием космографических спутниковых изображений земной поверхности [54]. Эта сеть разломов литосферы является той объективной реальностью, которая заставляет искать причины и механизмы глобальных геодинамических процессов и на новом концептуальном уровне возвращает исследователей к «извечному» спору «фиксизма» и «мобилизма». Проблема состоит в том, что некоторые исследователи неоправданно переносят описание деформаций земной коры под действием локальных напряжений на тектонические

структуры регионального и глобального ранга, прогнозируя масштабные суммарные сдвиги, отсутствующие на геологических картах. Актуализация проблематики величины сдвиговых дислокаций в земной коре важна для разработки концептуальной мультидисциплинарной геодинамической парадигмы, учитывающей не только внутриземные энергетические источники тектонических процессов, но и внешние космогенные факторы [49].

В настоящей статье авторы попытались на основе анализа компилятивного материала, опубликованных тектонических карт и имеющихся в свободном доступе космических снимков (SRTM) изучить особенности пространственного положения, строения и истории развития крупнейшей трансконтинентальной тектонолинеаментной зоны Евразии – линеамента Карпинского (ЛК). Такое изучение представляется актуальным, так как линеаментные зоны являются концентраторами большинства рудных месторождений и про-

явлений. А форма и особенности строения геоструктур позволяют эффективно и обоснованно подойти к решению важных теоретических и прикладных геологических задач.

Ввиду противоречивости сведений о строении и истории развития ЛК авторы считают целесообразным привести в данной статье краткий обзор мнений различных исследователей по рассматриваемому вопросу.

**Объект исследований** – глобальный пояс дислокаций и планетарной трещиноватости – линеамент Карпинского, рассекающий древнюю Русскую платформу и эпипалеозойскую Туранскую плиту, своими дистальными окончаниями уходящий за пределы этих структур.

### История изучения и основная проблематика

Приоритет в выделении линеамента принадлежит А.П. Карпинскому [19], который в 1883 г. определил его под наименованием Польско-Донецко-Мангышлакского «зачаточного кряжа», протягивающегося от Келецких (Сандомирских) гор на северо-западе до Нура-Тау и Султан-Уиз-дага на юго-востоке, включая Каневские дислокации, Донецкий кряж и Мангышлак. А.П. Карпинский указывал о продолжении этого дислокационного направления с широким проявлением складчатых ЗСЗ-ВЮВ структур в пределы Западной Европы. Особо важно подчеркнуть, что А.П. Карпинский рассматривал упомянутый «кряж» не как линию, а как долгоживущую (PZ-KZ) полосовидную зону дислокаций шириной до 300 км, отдельные элементы которой связаны между собой общими тектоническими причинами глобального характера. В числе подобных полосовидных зон (кряжей) им были указаны также линеаменты Урала, Тимана, Кавказ-Копетдага и др. Таким образом, им были заложены основы представлений о сквозных структурах и глобальных тектонолинеamentных поясах земной коры. После классической работы Э. Зюсса «Лик Земли» (1883-1909) эти полосы дислокаций стали известны как «линии Карпинского». Собственно наименование «линеамент Карпинского» впоследствии особенно закрепилось за глобальным поясом дислокаций, рассекающим в ЗСЗ-ВЮВ направлении Русскую платформу и эпипалеозойскую Туранскую плиту и включающим в качестве основного звена Днепровско-Донецкий авлакоген. Однако справедливо отметить, что под этим же названием иногда в геологической литературе можно встретить и другие линеаменты, выделенные А.П. Карпинским, например, линеамент, трассирующийся вдоль северного края Кольского полуострова.

Отдельные структурные элементы, составляющие тектонолинеamentную зону/пояс Карпинского, его

звенья/сегменты, описаны в огромном количестве научных трудов. Однако общим вопросам этой структуры, как крупнейшего линеamentного пояса планетарного ранга, посвящено немного публикаций, среди которых необходимо назвать работы Н.Ю. Успенской, Р.Е. Айзберга, В.А. Буша, Д.П. Резвого, Б.С. Панова, Г.В. Афанасьева, Ю.А. Воложа, Ю.Г. Леонова [1, 5, 9, 10, 13, 14, 27, 35, 36, 40, 41, 48]. Обзор многих из них приведен в недавних публикациях С.Ю. Бортника с коллегами [6, 7].

Основные особенности структуры и истории развития рассматриваемого линеамента были намечены Н.Ю. Успенской [48]. Его охарактеризованы пять основных сегментов этого пояса глубинных разломов (1 – Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Припятский прогиб; 2 – Донецкий бассейн и его восточное продолжение; 3 – погребенный кряж (вал) Карпинского; 4 – Мангышлакская система дислокаций; 5 – Бухаро-Хивинская зона ступенчатого погружения) и подчеркнут его планетарный масштаб – протяженность более 4000 км от Белорусского массива на северо-западе до подножия Гиссарского массива на юго-востоке.

В 1971 г. было предложено объединить значительную часть структур линеамента Карпинского в Сарматско-Туранский линеамент [1], в составе которого выделены и охарактеризованы следующие звенья (с запада на восток): Подляско-Брестский грабеннообразный прогиб, Припятский грабен, Днепровско-Донецкий грабен, Донбасско-Промысловская миогеосинклинальная складчатая зона (включающая обнаженный Донбасс и погребенный кряж Карпинского), Манычский грабен, Мангышлакская миогеосинклинальная складчатая зона и Бухаро-Хивинская зона ступеней.

Проведенные в 70-80 гг. прошлого столетия работы по дешифрированию мелкомасштабных космических снимков позволили В.А. Бушу [9] расширить представления о строении ЛК и распространенности его структур в пределы Западной Европы и Центральной Азии. Общая протяженность линеамента, по данным В.А. Буша, составляет 7500 км (от Предальпийского прогиба на северо-западе до Северного Афганистана и Бухары на юго-востоке). В целом для линеамента указан PZ-KZ возраст и сбросовый кинематический тип (по доминированию сбросов в числе составляющих его дислокаций меньшего ранга). Приведен достаточно широкий перечень дислокаций, приуроченных к ЛК, к числу которых В.А. Буш дополнительно относит южный борт Баррандова синклинория, северо-западный борт Предальпийского прогиба, Линию Верхней Роны – Верхнего Рейна – Инна, разломы Бухаро-Гиссарский, Амударьинский, Северо-Афганского выступа, Туаркыра и Бадхыза и

др. Интересно отметить, что новейшие дислокации в районе Канева и Днепровской линии также включены им в зону линеамента, как это было первоначально намечено А.П. Карпинским, однако впоследствии исключалось другими авторами. Учитывая субширотное простирание линеамента на западе и запад-северо-западное на востоке, линеамент отнесен В.А. Бушем к подсистеме дугообразных линеаментов диагональной системы планетарной сети разломов [9]. В более поздней публикации В.А. Буш допускает значительные горизонтальные перемещения (150-700 км.) вдоль линеамента [10].

Д.П. Резвой [40, 41] отнес к восточной части рассматриваемого линеамента Южный Тянь-Шань (включая Южно-Ферганский, Туркестанский, Зеравшанский и Южно-Гиссарский разломы субширотного простирания), а также предположил возможное продолжение его через весь азиатский континент, назвав Трансевразийским линеаментом (ТЕАЛ): «На востоке ТЕАЛ как бы «упирается» в крупный Таримский платформенный массив, являющийся частью Китайской платформы. Восточное продолжение ТЕАЛ следует искать вдоль северной границы Таримского массива, где возникает возможность протянуть этот суперлинеамент до Японского моря» [41]. Ссылаясь на высказывания Н.С. Шатского, Д.П. Резвой с соавторами принимают точку зрения об отсутствии масштабных горизонтальных перемещений вдоль таких крупнейших линеаментов, а также допускают их возникновение в какой-то мере стимулированное процессами, управляющими вращением Земли.

Ю.А. Волож с коллегами [13, 14, 27] разделяют полосу ЛК на две разнородные, относительно независимые части с различным геодинамическим режимом и историей развития дислокаций, кулисно подставляющие друг друга по простиранию: 1 – Сарматско-Туаркырскую рифтовую систему палеозойского возраста, объединяющую в себе неинверсированный Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и инверсированную Донбасс-Туаркырскую складчатую зону; 2 – зону Донбасс-Зеравшанского транслитосферного постколлизийного мезо-кайнозойского сдвига (по другим источникам – Мангышлак-Гиссарскую или Скифско-Туранскую систему разломов). Рифтогенная природа и структурное единство складчатого Донбасса, вала (кряжа) Карпинского и Туаркырских инверсионных поднятий вытекает из непрерывного продолжения в их основании прогиба фундамента и ограничивающих его разломов, а также общего стиля деформации осадочных пород, выполняющих этот прогиб [13]. В предъюрское время происходит закрытие рифтовой системы в связи с ее сжатием в ходе орогенических коллизийных процессов, активно проявившихся на юго-востоке Евразийского континента. Интенсивность пострифтовой инверсионной складча-

тости усиливается с запада на восток, достигая максимальных величин в Туаркырской зоне поднятий (система чешуйчатых покровных складок). Донбасс-Зеравшанский сдвиг – молодая мезо-кайнозойская структура, заложившаяся в начале юры, основные движения по которой происходили в палеогене [14]. С ней связан ряд присдвиговых структур Мангышлакско-Центрально-Устьюртской системы поднятий. Кинематика сдвиговой зоны неоднозначна: по Ю.А. Воложу [13, 14] – левосдвиговая, с амплитудой в нескольких сотен километров, по А.И. Суворову [45] – правосдвиговая.

Суммируя данные многих исследователей по ЛК, можно определить для него такие общие положения:

1. Линеамент Карпинского – это глобальная поясовая тектоническая структура Евразии шириной 150-200 км, (редко до 300 км), длиной, по разным оценкам, порядка 3000, 4000, 7500 км, объединяющая ряд отдельных разнородных структурных элементов/сегментов, имеющих разное строение и различную историю развития, но связанных своим положением в единой линейной долгоживущей тектонической зоне глубинных разломов.

2. Пояс в своей западной части (от Припятского прогиба до Мангышлак-Туаркырской зоны дислокаций) состоит преимущественно из грабенов и грабенообразных прогибов – на всем протяжении ДДВ (включая Припятский прогиб), складчатого сооружения Донецкого бассейна и погребенного кряжа Карпинского в кристаллическом фундаменте установлена громадная грабеновая зона, выполненная мощными палеозойскими осадками. На продолжении кряжа Карпинского в пределах Мангышлак-Туаркырской зоны дислокаций в герцинское время также существовал миогеосинклинальный прогиб, претерпевший впоследствии киммерийскую складчатость. Таким образом, на ранних стадиях развития пояс представлял в целом структуру растяжения типа рифтогенов (Праводонецкий или Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт или авлакоген [51, 52], Сарматско-Туаркырская рифтовая система [13, 27]). На сходство с другими рифтовыми зонами Мира также указывают разветвленный виргационный характер дистальных окончаний в виде «расщепленного» грабена либо веерообразного пучка разломов, «растянутая» Z-образная форма в плане, подъем поверхности Мохо и утонение консолидированной коры в осевой зоне главного грабена. Пояс в своей рифтогенной части достаточно четко ограничен краевыми субпараллельными зонами глубинных разломов, часто хорошо проявленными в современном структурном плане и прослеживаемыми по геофизическим данным.

4. Пояс пересекает различные геотектонические элементы или является для них граничным. На северо-западе он пересекает древний Сарматский щит Рус-

ской платформы, в Предкавказье проходит на границе Русской платформы и эпигерцинской платформы, а в Средней Азии рассекает эпигерцинскую платформу. Большинство поперечных, ясно выделенных на тектонических картах и космических снимках, разломов, в том числе разделяющих пояс на разнородные геотектонические зоны, пересекают ЛК без значительных латеральных смещений. Более того, эти поперечные разломы, часто весьма протяженные (более 1000 км), являются составной частью стационарного древнего разломного каркаса Европейской платформы и ее обрамления, состоящего из линеаментных систем ортогональной и диагональной ориентировки [12, 28-30, 54].

5. Можно говорить о весьма древнем заложении линеамента (поздний протерозой – ранний палеозой), его длительном унаследованном развитии в позднем палеозое, мезозое и кайнозое и одновременности активизации его отдельных отрезков. «С северо-запада на юго-восток наблюдается постепенное омоложение мощных осадочных толщ, заполняющих связанную с этим поясом систему грабенов: девонские отложения в ДДВ и Припятском прогибе, средне- и верхнекаменноугольные в Донецком бассейне и погребенном крыже, пермь-триасовые – в Мангышлаке и юрские – в Бухаро-Хивинской зоне» [48]. Таким образом, вероятно возрастное скольжение (омоложение) линеамента с запада на восток.

6. Отдельные звенья/сегменты пояса принадлежат к разным геоструктурным типам, отличным по времени заложения, строению и истории развития; их мобильность, степень прогибания и геодинамический режим были неодинаковы в разных частях и в разные периоды времени. Поперечные зоны разломов играют основную роль в продольной сегментации пояса; их значение, по мнению некоторых исследователей, подобно трансформным разломам рифтовых систем [18]. Наиболее мощное прогибание (до 15–20 км) фиксируется в средней части линеамента, на его отрезке от Донбасса до Мангышлака. Для этой же части характерно последующее складкообразование в позднем палеозое – раннем мезозое выполняющих прогибы отложений. Интенсивность пострифтовой складчатости нарастает с запада на восток, достигая максимальных величин в Туаркырской зоне поднятий [13]. ДДВ, включая Припятский прогиб, продолжала развиваться унаследованно вплоть до настоящего времени, не испытывая складчатости и инверсии.

Несмотря на общность позиций разных авторов по многим вопросам строения и развития ЛК, существуют значительные разночтения в понимании его объема, протяженности и распространения, особенно на боковых флангах и дистальных частях на северо-западе и юго-востоке. К числу наиболее важных дискуссионных вопросов относится масштаб продольных

и поперечных сдвиговых перемещений и их кинематика, характер соотношений линеамента с одноранговыми кулисными и поперечными тектонолинеаментными зонами, например, Тейсейра-Торнквиста (ТТ), Криворожско-Кременчугской, Урало-Оманской и др.; дискуссионны время инициации линеамента, история развития отдельных сегментов в их взаимосвязях.

Накопленные к настоящему времени многочисленные сведения о разломной тектонике трансконтинентальной полосы распространения ЛК нуждаются в теоретическом обобщении с использованием геоинформационных систем и материалов дешифрирования космических изображений. Основой для тектонолинеаментного дешифрирования и интерпретации послужили цифровые модели рельефа SRTM 90 м, космические снимки со спутников серии «Landsat» (Google Earth), тектонические и геофизические карты Евразии [16, 20, 22, 31-33, 39, 46, 47], литературные и картографические материалы по разломной тектонике и глубинному строению отдельных регионов и областей.

### Результаты и их обсуждение

Анализ собранного материала и, особенно, расхождения в оценках разных исследователей основных характеристик ЛК требуют обсуждения и комментариев.

#### Северо-западные дистальные окончания

Не вызывает возражений принадлежность к ЛК его главных звеньев от Припятского грабена до вала Карпинского, подробно охарактеризованных Р.Е. Айзбергом с коллегами [1]. На всем этом простирании зона линеамента представляет собой цепочку погребенных грабенов, четко ограниченных краевыми разломами: Северо- и Южно-Припятским, Северо- и Южно-Днепрово-Донецким, Ново-Черкасским, Маньчским, Северо-Донецким, Астраханским. Припятский грабен веерообразно расщеплен на две ветви – южную, запад-северо-западного, почти широтного простирания и северную, северо-западного простирания. В ЗСЗ направлении на продолжении складчатых и разрывных структур Припятского прогиба располагается менее глубокий и менее четко очерченный краевыми разломами Подляско-Брестский прогиб/впадина, образованный в герцинскую эпоху и открывающийся, по В.Е. Хаину [50], уже в Среднеевропейскую герцинскую геосинклиналь. Многие авторы [1] рассматривают Подляско-Брестский прогиб в качестве крайне-западного звена линеамента Карпинского, ограничивая его косым примыканием к шовной трансъвропейской зоне Тейсейра-Торнквиста (ТТ).

В.А. Буш [9] проводит линию Карпинского южнее Припятского грабена и дугообразно через зону ТТ в пределы Западной Европы: по северо-восточному



краю Украинского щита (УЩ) вдоль долины Днепра; западнее Букринской излучины линия Карпинского отходит от полосы ДДВ – меняет простирание на субширотное, пересекает УЩ, разделяя Подольский и Волынский блоки (примерно по линии Житомирской разломной зоны – *прим. авт.*); затем уже с чисто широтным простиранием она пересекает зону ТТ, прослеживается в Южной Польше, в Богемском массиве и далее поворачивает на ЗЮЗ вдоль северо-западной границы Предальпийского прогиба вплоть до грабена Рейна.

Близкая, но неоднозначная позиция отражена на Космотектонической карте европейских стран – членов СЭВ и СФРЮ [22] и в Пояснительной записке к ней [46]. С одной стороны, указано, что ЛК разделяет Украинский и Белорусский сегменты, то есть ограничивает Украинский щит с севера. С другой стороны, на самой карте линеамент показан южнее, где он сечет УЩ, проходя по границе Подольского и Волынского мегаблоков; к западу он без смещений пересекает зону ТТ, проходит вдоль северной границы полосы развития тектонических покровов польских Флишевых Карпат и затем плавно сочленяется с запад-юго-западной Западно-Моравской зоной разломов. По характерному рисунку деформаций, сопряженных с зоной линеамента, предполагается правосдвиговый характер движений вдоль нее. В подобном видении ЛК предстает в виде неправильной и несимметричной дуги, заложенной по предполагаемым дуговым разломным зонам.

Анализ взаимоотношения разнонаправленных систем линеаментов и рассеянной мегатрещиноватости приводит нас к заключениям, что к западу от ТТ в пределах герцинид Европы сохраняется общая СЗ и ЗСЗ ориентировка линеаментов меньшего ранга, свойственная поясу Карпинского, например, линия Одры-Эльбы. Однако здесь затруднительно определить какую-либо доминирующую линию или полосу, которая могла бы быть принята за непосредственное продолжение Пра-Донецкой рифтовой зоны и ее краевых разломов; отмечается сочетание субпараллельных зон рассеянной мегатрещиноватости ЗСЗ, СЗ направлений. Можно говорить о «затухании» линеамента к западу от ТТ при сохранении его общего направления рассеянной мегатрещиноватостью. «Затухание» выражается рассредоточением ЛК на более мелкие линеаментные зоны, также заложенные по канве регматической сети ортогонально-диагональных простираний. При этом разломы и линеаменты ЗЮЗ-ВЗВ ориентировки по отношению к полосе линеамента являются косесекущими («поперечными») и сопряженными, то есть не должны рассматриваться в качестве его продольного продолжения.

Почти не освещено в литературе распространение линеамента в его главном направлении на северо-запад от Припятского грабена в сторону Балтики – в направлении Минска, Вильнюса, Каунаса, Калининграда. Между тем материалы космодешифрирования разломных зон Белоруссии, Прибалтики [16, 22] и палеофациальные карты ВЕП [17, 21] дают на это вполне определенный ответ. В статье Н.С. Иголкиной с коллегами [17] показано, что отрезок Гомель-Вильнюс-Каунас хорошо проявляется в качестве лито-фациальной границы в течение фанерозоя [17, 21]. В палеозое (начиная с венда) эта граница маркирует границу суши (к западу) и бассейна Московской синеклизы (к востоку). В мезозое и кайнозое картина меняется на противоположную – граница маркирует область суши на востоке и бассейн на западе. Таким образом, этот отрезок отвечает долгоживущей (PZ-KZ) относительно скрытой глубинной межмегаблоковой границе. Проявленность этой зоны в неотектонических морфоструктурах подтверждается данными космодешифрирования – Шауляй-Светлогорская зона разломов [22], Налибокский, Ошмянский разломы, Воложинский грабен [4, 16]. Таким образом, есть основания считать эту разломную зону продолжением северной краевой линии ДДВ, но без щелевого рифта – в качестве межблокового шва, по которому происходили вертикальные движения разного знака. Следует упомянуть также Прегольскую разломную зону ЗСЗ направления, которая кулисно «подставляет» Северо-Припятскую зону и выходит к побережью Балтики в районе Калининграда [4, 22].

Изложенные данные указывают на то, что ЛК в своем северо-западном окончании разделился на несколько отдельных линеаментов, которые закладывались по разломным ансамблям той же общепланетарной регматической сети. Это свойственно почти всем авлакогенам древних платформ. Такое же разветвленное окончание мы видим на северо-западном краю линии ТТ (веер Торнквиста) и на северо-западном окончании Пачелмского прогиба.

#### Юго-восточные дистальные окончания

В юго-восточной части линеамента (в Закаспии), по сравнению с северо-западной его частью, общий структурный рисунок разломов заметно меняется, отражая смену динамического режима зоны линеамента в продольном направлении. Здесь отсутствует ярко выраженная полоса грабенов с краевыми разломами. Главным структурным элементом выступает линейная шовная зона вдоль линии Северо-Мангышлакского, Центрально-Устюртского, Бухаро-Гиссарского и Зеравшанского разломов (Донбасс-Зеравшанский трансрегиональный постколлизийный сдвиг [14, 27] или Мангышлак-Гиссарская система разломов). С ней связаны крупные инверсионные и

складчато-надвиговые внутриплитные структуры, что предполагает условия сжатия. В обе стороны от этой шовной зоны веерообразно отходят пучки кулис разломов меньшего ранга. Фиксируется два основных сегмента таких веерообразных виргаций: 1 – на отрезках Южно-Мангышлакской, Северо-Устьюртской зон разломов, Туаркыр-Батхыза; 2 – Бухаро-Хивинской зоны ступеней и Мурунтау [11]. Сама шовная зона по своей морфологии и сочетанию с сопряженными опирающимися разломами несет явные признаки сдвиговой зоны со сжатием стадии формирования главного сместителя. Таким образом, можно предполагать наиболее общую зональность ЛК в продольном направлении, которая выражается в чередовании сегментов доминирующего растяжения (Припятский грабен – кряж Карпинского) и сжатия (Закаспий). Такое чередование не исключает динамического единства линеамента в целом и может быть связано с волновым характером тектонических процессов.

Дистальные юго-восточные окончания линеамента (фрагменты Амударьинского, Южно-Гиссарского, Северо-Гиссарского, Зеравшанского, Туркестанского, Южно-Ферганского разломов) дугообразно меняют свое простираие с СЗ-ЮВ и ЗСЗ-ВЮВ на широтное, под острым углом подходя к складчатым ВСВ структурам Северного Памира, затем, плавно огибая их с севера, «упираются» в шовную зону Таласо-Ферганского правого сдвига и северный край Таримского массива Китайской платформы. Дальнейшее продолжение этих окончаний связано уже со структурами ВСВ простираия Центрального Тянь-Шаня и северного края Таримской межгорной впадины, которые контролируются северо-восточной диагональной системой планетарной разломной сети. Нам представляется, что на отрезке примерно 500 км от Самарканда до Оша сопрягаются два разноориентированных тектонолинеamentных пояса – Карпинского и Центрально-Тянь-шаньский. Южный Тянь-Шань следует рассматривать в качестве переходного широтно-го звена между ними. Уместно отметить, что дугообразные переходы в узлах пересечения разноориентированных линеamentных систем планетарной регматической сети – широко распространенное явление. Дугоподобные формы образуются как структуры суперпозиции/интерференции полей напряжений пересекающихся линеamentных систем, при использовании регматической планетарной разломной сети как канвы для своего заложения. Масштаб таких дугооб-

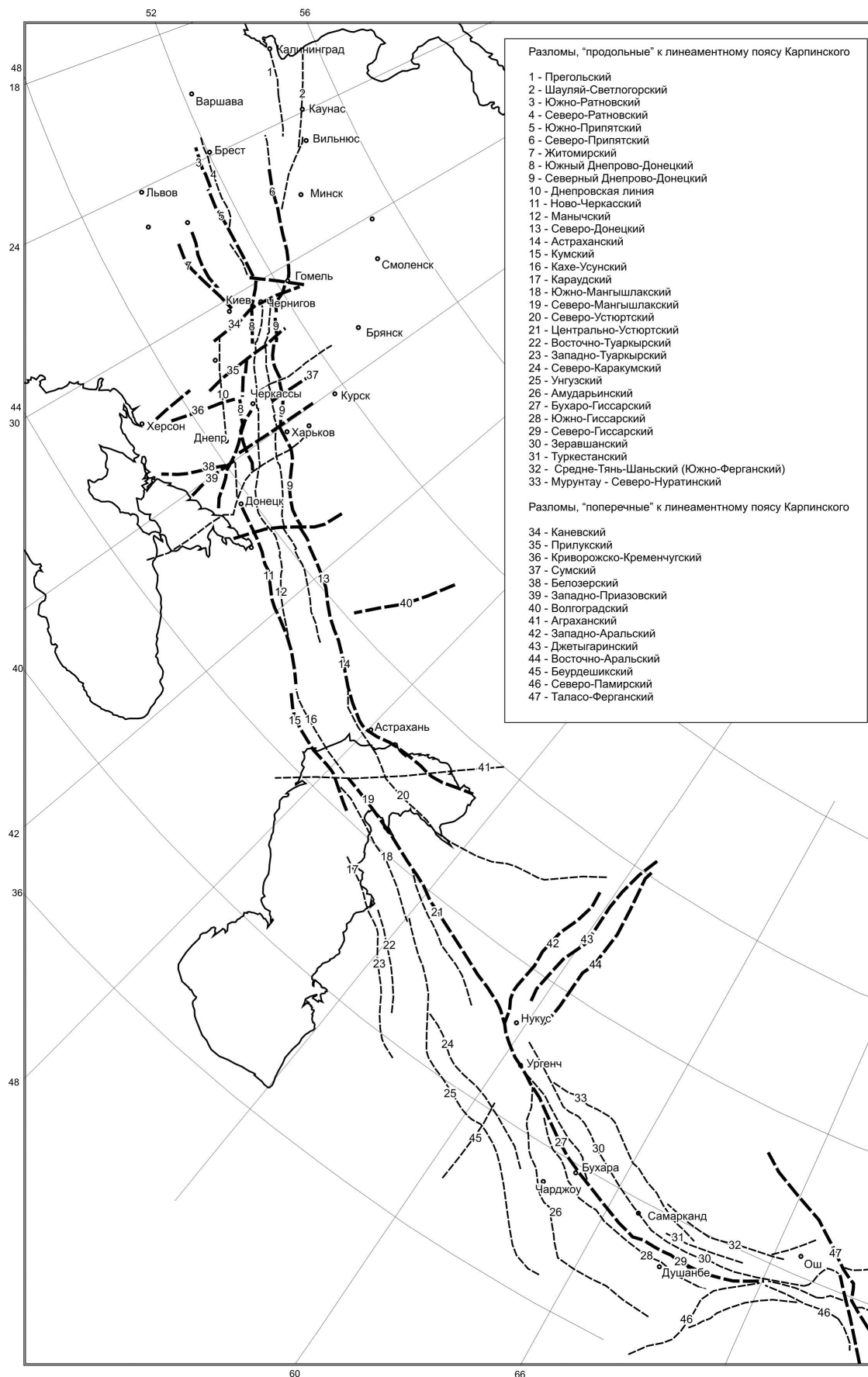
разных переходов непосредственно обусловлен рангом сопрягающихся систем.

#### **Кинематика и малоамплитудность**

Для большинства различного рода тектонических дислокаций, как правило, характерна та или иная по масштабу сдвиговая компонента. Структуры растяжения (рифты, грабены) обычно представляют комбинацию обстановок сдвига с растяжением, тогда как структуры сжатия (складчатые орогены, коллизионные зоны) – сдвига со сжатием. В первом случае формируются сбросы, сдвиг-сбросы, во втором – взбросы, надвиги, сдвиг-надвиги, сдвиг-взбросы. В данном случае принципиально важно выяснить амплитуду или хотя бы ранг сдвиговых смещений вдоль оси линеамента Карпинского. Представляется, что для разных его сегментов с различным динамическим режимом эта амплитуда существенно различается, оставаясь, тем не менее, в порядке величин, которые не находят отражения на большинстве опубликованных мелкомасштабных тектонических карт.

В литературе по этому вопросу существуют альтернативные точки зрения. Большинство исследователей отмечают незначительные параметры результирующих смещений вдоль оси палеорифтогена ДДВ. При манипуляции оптимального, почти 100-процентного совмещения южного и северного краевых разломов и коленчатых изгибов ДДВ, которая показана в работе [43], продольная правосдвиговая составляющая вдоль оси палеорифта не превысит 30 км. По результатам исследований В.П. Лебеда [26], абсолютная величина поперечного раздвиг ДДВ составляет от 1,5 км на северо-западе до 6,5 км на юго-востоке региона. Амплитуда горизонтального растяжения Припятского палеорифта оценивается в 9,3–13,3 км [2]. Очевидно, что величины продольных смещений отвечают близкому порядку.

По другим представлениям, вдоль оси ДДВ существует крупноамплитудный сдвиг в несколько сотен километров [15, 24, 42]. Между тем, структурные карты дорифейского фундамента УЩ и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) однозначно свидетельствуют об отсутствии такого сдвига [34], поскольку все однотипные структурно-формационные зоны этих щитов и разделяющие их межмегаблоковые глубинные шовные зоны фундамента, вытянутые в субмеридиональном направлении, связаны между собой и непосредственно продолжаются по обе стороны от ДДВ.



**Рис. 1.** Схема расположения основных разломов и разломных зон трансконтинентального линейamentного пояса Карпинского [18, 20, 22, 31].

**Fig. 1.** The layout of the main faults and fault zones of the transcontinental Karpinsky lineament belt [18, 20, 22, 31].

Классическим примером служит структурное единство Среднеприднепровской и Курской гранит-зеленокаменных областей УЩ и ВКМ, четко ограниченных с запада Криворожско-Крупецким трансрегиональным швом. Основные субмеридиональные трансрегиональные межмегаблоковые тектонические швы докембрийского фундамента УЩ и ВКМ находят свое продолжение по обе стороны от ДДВ (Ядлово-Трактемировский, Криворожско-Кременчугско-Крупецкий, Донецко-Брянский)[44]. Кинематический анализ структурного плана ДДВ, по мнению Я.Г. Лазарука [25], свидетельствует о его формировании не только вследствие вертикальных дифференцированных движений фундамента на фоне общего растяжения, а и под влиянием тангенциальных правосдвиговых напряжений вдоль оси ДДВ.

Палеогеографические карты распространения верхнерифейских отложений [23] и реконструкции расположения рифейских авлакогенов ВЕП [53] свидетельствуют, что общее современное положение УЩ и ВКМ, в особенности их северо-западные ограничения, в общих чертах сохранились еще с верхнерифейского времени без существенных сдвиговых перемещений относительно друг друга. Показательно также отсутствие масштабных сдвигов в узле пересечения линеамента Карпинского с трансрегиональным Азово-Адриатическим мегалинеamentом мезокайнозойского возраста [30].

Бликие к ДДВ параметры поперечных сдвиговых перемещений отмечены для кряжа Карпинского и Южно-Мангышлакского прогиба [18, 38]. Сегментарное строение кряжа Карпинского по данным [18] обусловлено развитием поперечных правых сдвигов северо-восточного простирания с амплитудами порядка 30-40 км. Крупнейшими являются выделенный Прибрежный сдвиг, а также, в противоречие многим известным фактам, Аграханский (Аграхано-Гурьевский) разлом [18]. Однако следует учитывать, что в районах развития пологозалегающих и складчатых толщ вертикальные блоковые смещения часто провоцируют смещение геологических границ по латерали на многие километры. Оценивать сдвиги вдоль Аграханского разлома следует весьма осторожно – это довольно протяженная и достаточно разнородная линеamentная зона.

Изучение данных высокоточной крупномасштабной аэромагнитной съемки в районе Южно-Мангышлакского прогиба показало [38], что разломы северо-восточного простирания (40-50°), поперечные к линеamentу Карпинского, являются уже не левыми, а правыми сдвигами и образуют с надвигами северо-западного простирания Центрально-Мангышлакской и Туаркыр-Караауданской складчатых зон динамическую тектонопару, образовавшуюся в обстановке тангенциального сжатия. При этом максимальные лате-

ральные перемещения по северо-восточным левым сдвигам достигают в отдельных случаях 35 км. Наличие противоречивых мнений о направлении сдвигов в этом регионе.

Ситуация с амплитудами сдвиговых перемещений, по-видимому, меняется с переходом от Сарматско-Туаркырской палеозойской рифтовой системы к зоне мезо-кайнозойской коллизионной складчатости и орогении (Закаспий) вдоль Мангышлак-Гиссарской разломной зоны или Донбасс-Зеравшанского сдвига. Предполагаемая на основании палинспастических реконструкций амплитуда суммарных сдвиговых перемещений составляет здесь [14] первые сотни км. При этом сами авторы [37] отмечают для подобных сдвигов сложность таких реконструкций «ввиду сильной присдвиговой складчатой переработки блоков, затрудняющей прослеживание первичных смещенных маркеров по разные стороны одного и того же сдвига»; «...регистрируемая данными геологической съемки видимая амплитуда отдельных сдвигов не превышает нескольких километров или иногда первых десятков километров. Однако сдвиги группируются в протяженные зоны кулисного строения, где суммарная амплитуда может существенно наращиваться». С севера Туаркырский сегмент срезается субширотным Аксу-Кендирлинским правым сдвигом, амплитуда которого оценивается величиной около 200 км [27]. В районе Нукуса, по данным Г.И. Амурского [3], фиксируется правый сдвиг амплитудой 70 км. Субпараллельно Донбасс-Зеравшанскому сдвигу располагается широко известный Таласо-Ферганский правый сдвиг с суммарной амплитудой горизонтальных перемещений с позднего палеозоя до голоцена до 180 км [8]. Указанные сдвиги вместе с Кавказ-Копетдагским линеamentом составляют, вероятно, единую кинематическую систему правых сдвигов северо-западного направления, сформированную в ходе мезокайнозойской коллизионной складчатости и орогении.

Одной из главнейших поперечных структур по отношению к линеamentу Карпинского является субмеридиональный Урало-Оманский линеament [3]. Он в виде полосы шириной в 100 км тянется от Урала в южном направлении, захватывает почти всю территорию Арала, пересекает линеament Карпинского в районе Нукуса и продолжается к югу через Туркмению в пределы Ирана. По представлениям Д.П. Резвого [40], самого пересечения Урало-Оманского и Карпинского (Трансевразийского – в трактовке Д.П. Резвого) линеamentов в строго структурном смысле непосредственно не существует. «Если проследить продолжение уральских простираний к югу, то почти на всех имеющихся тектонических схемах можно видеть, как они плавным изгибом переходят в тьянь-шаньские. В свою очередь, мангышлакские на-

правления около Нукуса и Ургенча отклоняются к югу и переходят в субмеридиональные. Таким образом, следует скорее говорить о двух соприкасающихся, обращенных выпуклостями друг к другу, а не о «перекрестке», как это нередко предполагается. Последнее обстоятельство не мешает прямолинейным участкам, или звеньям линеаментов, выстраиваться в единые общие ряды, приспособливаясь, видимо, к регматическим направлениям, существующим в земной коре» [40]. Тем самым обращено внимание на «приспособление» дугообразных сопряжений разноориентированных линеаментов к направлениям древней регматической планетарной сети.

Представляется вполне очевидным, что признание существования масштабных латеральных сдвигов требует критического подхода не только с позиций существующих тектонических концепций, но и со стороны структурно-геологического анализа. ЛК – крупная трансконтинентальная линейная геоморфоструктура в ряду подобных образований северо-западного простирания, таких как линия ТТ, Пачелмский прогиб, Вардарский линеамент.

Необходимо напомнить, что линеамент как часть рельефа Земли остается объективной реальностью, а не умозрительной конструкцией или моделью. Линеамент – это следствие определенных процессов, конкретный геологический факт, требующий признания и только затем объяснения и построения различных тектонических и общегеологических концепций. Линеаменты и их системы проявляют на земной поверхности глубокий структурный каркас литосферы [54]. Именно такой реально существующий каркас не позволяет обоснованно предполагать в пределах Восточно-Европейской платформы, ее форландов и ближайшего окружения крупных латеральных сдвигов отдельных блоков и частей морфоструктур на многие сотни километров.

### Выводы

1. Уточнено распространение линеамента Карпинского, в особенности в его дистальных частях. На северо-западе линеамент Карпинского разделяется на две сопряженные ветви – запад-северо-западную (почти субширотную) и северо-западную. Субширотная ветвь кулисно примыкает к шовной зоне Тейсейра-Торнквиста, после которой в пределах герцинид Европы «затухает» в виде рассеянной мегатрещиноватости. Северо-западная ветвь продолжается через Белоруссию в сторону Балтики в направлении Вильнюса, Каунаса, Калининграда. Ее «затухание» также выражается переходом от грабеновых структур к рассеянной мегатрещиноватости. В юго-восточном окончании линеамент дугообразно сопрягается с тектонолинеamentным поясом Центрального Тянь-Шаня, контролируемого северо-восточной диагональной системой планетарной сети разломов. Южный Тянь-Шань

– переходное широтное звено сопряжения между двумя разноориентированными диагональными системами планетарной регматической сети.

2. Ширина линеamentного пояса Карпинского может быть оценена в 250-300 км, длина – 4500 км. В сегменте ДДВ пояс включает не только узкую зону грабенов, ограниченную краевыми разломами, но и прибортовые склоны (моноклинали) УЩ и ВКМ, включая Днепровскую линию разломов.

3. Линеamentный пояс Карпинского крайне разнообразен на разных своих отрезках, состоит из различных морфо-тектонических геоструктурных элементов (линейных грабенов, валообразных поднятий, складчатых прогибов и орогенов, шовных зон и др.), рассекает и разобщает очень разные по своему характеру и рангу блоки земной коры (древние и молодые платформы, щиты, зоны мезо-кайнозойской эпиплатформенной орогении, складчатые коллизионные зоны) и в этом отношении является типичной трансконтинентальной сквозной структурой. Сопряжение всех этих разнородных элементов в составе одного пояса концентрации глубинных разломов контролируется долгоживущей квазистационарной упорядоченной планетарной регматической сетью, ее северо-западной диагональной системой.

4. ЛК разделяется в продольном направлении на две части наиболее крупного ранга – северо-западную палеорифтогенную (Припятский грабен – Туаркырская складчатая зона) и юго-восточную коллизионно-сдвигово-орогенную (Центральный Мангышлак – Южный Тянь-Шань), которые различаются между собой по структурному рисунку разломов и преобладающему динамическому режиму формирования. Первая развивалась в условиях доминирующей трансенсии (сдвига с растяжением), в особенности на герцинском этапе развития с позднего девона и до конца триаса, для второй более характерны условия транспрессии (сдвига со сжатием). Одним из авторов статьи предполагается общий доминирующий кинематический тип деформаций для всего пояса – правосдвиговой. Масштаб сдвиговых смещений (как продольных, так и поперечных) для этих сегментов различен и зависит от степени их динамического напряжения. Для северо-западной палеорифтогенной части их порядок – не более первых десятков, а в большинстве случаев нескольких километров; для юго-восточной коллизионно-сдвиговой складчато-орогенной части этот порядок несколько больше, однако приводимые в литературе данные в 100-200 км, по нашему мнению, являются завышенными и нуждаются в тщательной проверке. По отношению к протяженности всего пояса, оцениваемой разными исследователями от 3000 до 7500 км, суммарные дислокации составляют в большинстве случаев не более 1-2% и могут быть охарактеризованы в планетарном

масштабе как относительно малосдвиговые. Анализ современных тектонических карт и космических снимков однозначного подтверждения масштабных сдвигов вдоль линеамента Карпинского не дает.

5. ЗЮЗ-ВСВ линеаменты, связанные с поясом Карпинского в Западной Европе (Западно-Моравская зона разломов, линия Верхней Роны – Верхнего Рейна – Инна), а также в Средней Азии (Центральный Тянь-Шань, Северо-Таримский прогиб) представляют собой примыкающие сопряженные системы, контролируемые иным направлением планетарной регматической сети.

6. Линеамент Карпинского является крупнейшей Евразийской трансконтинентальной структурой – неотъемлемой составной частью закономерно пространственно ориентированного древнего регмато-генного разломного каркаса Евразии, образованного на ранних этапах формирования жесткой земной коры под влиянием космических ротационных факторов.

#### Литература

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры / Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41-51.
2. Айзберг Р.Е., Левков Э.А. Герцинские системы разломов Белоруссии (геодинамический анализ) // Докл. АН БССР. 1987. № 4. С. 343-346.
3. Амурский Г.И. Урало-Оманский линеамент и его роль в региональной структуре Средней Азии // Геотектоника. 1976. № 2. С. 87-100.
4. Аронова Т.И., Сероглазов Р.Р., Аронов В.А., Апута О.Н., Аронов Г.А. Сейсмогенерирующие зоны западной части Восточно-Европейской платформы / Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы тектонического совещания. Том 1. Москва: ГЕОС, 2018. С. 6-11.
5. Афанасьев Г.В. Линеамент Карпинского: новый взгляд на историю развития и особенности минерализации // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 58-70.
6. Бортник С.Ю., Ковтонюк О.В., Погорілочук Н.М. До історії дослідження лінеаменту Карпінського. Кряжова смуга Карпінського // Фізична географія та геоморфологія. 2016. Вип. 3(83). С. 5-11.
7. Бортник С.Ю., Погорілочук Н.М., Ковтонюк О.В. Теоретико-методичні підходи до визначення лінеаменту Карпінського: ретроспективний аналіз // Фізична географія та геоморфологія. 2017. Вип. 1(85). С. 5-18.
8. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань) / Труды Геологического института АН СССР. Вып. 104. М.: Наука, 1964. 143 с.
9. Буш В.А. Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии // Геотектоника. 1983. № 3. С. 15-31.
10. Буш В.А. Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма // Геотектоника. 1983. № 4. С. 14-25.
11. Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975. 192 с.
12. Верховцев В.Г. Новітні платформні геоструктури України та динаміка їх розвитку: автореф. дис ... д-ра геол. наук: / В. Г. Верховцев; НАН України. Ін-т геол. наук. К., 2008. 36 с.
13. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28-43.
14. Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Леонов Ю.Г., Милетенко Н.В., Ровнин Л.И. О стратегии очередного этапа нефтепоисковых работ в Прикаспийской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 341-362.
15. Гарецкий Р.Г., Апирубите Р.А., Данкевич И.В., Пашкевич И.К. О сдвиговых перемещениях крупных блоков земной коры запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. 1990. Сер. Б. № 6. С. 6-8.
16. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Святогоров А.А. Космотектоническая карта Белоруссии масштаба 1:500000: создание и результаты // Літасфера. № 1 (38). 2013. С.3-29.
17. Иголкина Н.С., Кириков В.П., Кривская Т.Ю. Основные этапы формирования осадочного покрова Русской плиты // Советская геология. 1970. № 11. С. 16-35.
18. Казьмин В.Г., Буш В.А., Лобковский Л.И. Роль поперечных сдвигов в структуре кряжа Карпинского и проблема их кинематики // Геотектоника. 2008. № 3. С. 18-29.
19. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.– Л.: Изд-во АН СССР, 1947. С. 148-169.
20. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб: 1:2500000 / гл. редактор: А.В. Сидоренко. Отв. редакторы: Н.А. Беляевский, В.А. Унсков / Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, ВНИИ Геофизика, ВНИИЗарубежгеология, 1980.
21. Кириков В.П., Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В. Тектоническое районирование платформенных чехлов на примере Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. № 72. 2017. С. 15-25.
22. Космотектоническая карта европейских стран – членов СЭВ и СФРЮ. М-б 1: 1 000 000 / гл. ред. Н. В. Межеловский. СЭВ, 1987.
23. Крашенинникова О.В. Рифейские отложения УССР и условия их образования / Международный геологический конгресс, XXI сессия. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Доклады советских геологов). М.: АН СССР, 1960. С. 25-36.
24. Куриленко В.С., Олейник Е.П. Кинематика крупных сдвиговых систем Сан-Андреас, Левант и Днепровско-Донецкого палеорифта // Геол. журн. 2015. № 3 (352). С. 31-42.
25. Лазарук Я. Тангенціальні рухи Дніпровсько-Донецької западини як один з чинників формування нафтогазоносних структур // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. 2015. Вип.1 (68). С. 6-9.
26. Лебідь В.П. До проблеми нафтогазоносності виступів фундаменту Дніпровсько-Донецького розсуву // Мінеральні ресурси України. 2007. № 4. С. 34-38.
27. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования / Труды Геологического института. Вып. 593. М.: ГЕОС, 2010. 64 с.
28. Ломакин И.Э., Анохин В.М., Кочелаб В.В., Покалюк В.В., Шафранская Н.В., Шураев И.Н. Тектонолинеаменты и некоторые вопросы тектоники // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2016. № 3. С. 59-75.
29. Ломакин И.Э., Покалюк В.В., Кочелаб В.В., Шафранская Н.В., Шураев И.Н. Закономерности пространственной ориентировки тополинеаментных систем Северного Причерноморья // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2016. № 4. С. 86-102.
30. Ломакин И.Э., Покалюк В.В., Кочелаб В.В., Шураев И.Н. Азово-Адриатический мегалинеамент – трансрегиональная зона сопряженных глубинных разломов юга Европы // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2018. № 2. С. 30-48.
31. Мазарович О.А., Милановский Е.Е., Костюченко С.Л. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб 1 : 4000000. 2007. Отв. редактор Е.Е. Милановский. МГУ им. Ломоносова, 2006.
32. Международная тектоническая карта Европы. М-б 1 : 5 000 000. Третье издание / [гл. ред. В. Е. Хаин, Ю. Г. Леонов]. ЮНЕСКО, РАН, 1996.

33. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2500000 / Ред. В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. М.: Институт Литосферы окраинных и внутренних морей, 2003.
34. Минц М.В., Буш В.А., Агеев С.Н. Брянск-Курск-Воронежский внутриконтинентальный коллизионный ороген (Восточно-Европейский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 3. С. 717-742.
35. Панов Б.С. Геологические особенности и минерагения линеамента Карпинского // Известия вузов. Серия геология и разведка. 1988. № 9. С. 11-20.
36. Панов Б.С. Линеамент Карпинского и его минерагения // Наук. праці Донецького нац. тех. ун-ту. Серія: Гірничо-геологічна. 2008. Вип. 8(136). С. 6-13.
37. Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизонный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17-30.
38. Попков В.И. Присдвиговые дислокации глубокопогруженных зон Южно-Мангышлакского прогиба // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 936-938.
39. Распопова М.Г., Вишняков И.Б., Галецкий Л.С., Гарецкий Р.Г., Глушко В.В., Зозуля П.М., Круглов С.С., Кулаковский Г.Л., Луцкий В.И., Хижняков А.В., Чернявский Г.В., Чирвинская М.В. Карта разрывных нарушений и основных зон линеаментов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки). Масштаб 1: 1 000 000 / под ред. Н. А. Крылова. Киев: Министерство геологии УССР, 1988. 4 л.
40. Резвой Д.П. Мангышлак-Тянь-Шань-Тарим – звенья великого Трансевразийского тектонического линеамента // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1986. Вып. 67. С. 3-13.
41. Резвой Д.П., Ковальчук И.А., Марушкин И.А., Резвой П.Д., Цукорник И.Г. "Глубинные разломы" или "линеаменты"? (к блоковой делимости земной коры юго-западной Евразии) // Геол. журн. 1993. № 3. С. 13-20.
42. Рослий І.С. Регіональний рифтогенез, геодинаміка і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецького авлакогену. Київ: УкрДГРІ, 2006. 330 с.
43. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Купrienko П.Я., Савченко А.С. Геодинамическая интерпретация геолого-геофизической неоднородности литосферы Днепровско-Донецкой впадины // Допов. Нац. акад. наук України. 2017. № 9. С. 84-94.
44. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Купrienko П.Я., Савченко А.С. Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. Часть 1. Глубинное строение // Геодинаміка. 2017. №1 (22). С. 125-138.
45. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов / Труды ГИН. Вып. 172. М: Наука, 1968. 316 с.
46. Тектонические структуры центральной и юго-восточной Европы по материалам космических съемок. Объяснительная записка к Космотектонической карте европейских стран-членов СЭВ и СФРЮ масштаба 1:1 000 000 / Главный редактор Н.В. Межеловский. Секретариат СЭВ, 1987. 63 с.
47. Тектонічна карта України / гол. ред. С. С. Круглов, Д. С. Гурський. Київ: Державний комітет природних ресурсів, 2007.
48. Успенская Н.Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформ юга Европейской части СССР и Средней Азии // Сов. геология. 1961. № 3. С. 89-97.
49. Хаин В.Е. О главных направлениях в современных науках о Земле // Вестник Российской академии наук. 2009. Том 79. № 1. С. 50-56.
50. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
51. Чекунов А.В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы // Геофиз. журн. 1994. № 3(16). С. 3-13.
52. Чекунов А.В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины) // Геотектоника. 1967. № 3. С. 3-18.
53. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. Europe. East European Craton // Encyclopedia of Geology. Elsevier. 2005. Vol. 2. P. 34-49.
54. Chebanenko I.I., Klochko V.P., Tokovenko V.S. The net of global fracturing of the Carpathian-Balkan-Dinaric orogenic system // Геол. журн. 1998. № 1-2. С. 9-13.

## References

1. Aizberg, R.E., Garetsky, R.G., Sinichka, A.M. (1971), *Problems of theoretical and regional tectonics*, Nauka, Moscow, USSR, pp.41-51.
2. Aizberg, R.E., Levkov, E.A. (1987), *Reports of Academy of Sciences BSSR*, No. 4, pp. 343-346.
3. Amursky, G.I. (1976), *Geotectonics*, No. 2, Nauka, Moscow, USSR, pp. 87-100.
4. Aronova, T.I., Seroglazov, R.R., Aronov, V.A., Aputa, O.N., Aronov, G.A. (2018), *Materials of 50 (L) tectonic meeting, Problems of tectonics and geodynamics of earth crust and mantle*. Vol. 1, GEOS, Moscow, pp.6-11.
5. Afanasyev, G.V. (1997), *Regional Geology and Metallogeny*, No. 7, St. Petersburg, Russia, pp. 58-70.
6. Bortnik, S.Yu., Kovtonyuk, O.V., Pogorilchuk, N.M. (2016), *Physical Geography and Geomorphology*, No. 3(83), Kyiv, UA, pp. 5-11.
7. Bortnik, S.Yu., Pogorilchuk, N.M., Kovtonyuk, O.V. (2017), *Physical Geography and Geomorphology*, No. 1(85), Kyiv, UA, pp. 5-18.
8. Burtman, V.S. (1964), *Talas-Fergana shift (Tien Shan). Proceedings of the Geological Institute, USSR Academy of Sciences*, Vol. 104, Nauka, Moscow, 143 p.
9. Bush, V.A. (1983), *Geotectonics*, No. 3, Nauka, Moscow, USSR, pp. 15-31.
10. Bush, V.A. (1983), *Geotectonics*, No. 4, Nauka, Moscow, USSR, pp. 14-25.
11. Bush, V.A., Garetsky, R.G., Kiryukhin, L.G. (1975), *Tectonics of the epigeosynclinal Paleozoic of the Turan plate and its framing*, Nauka, Moscow, USSR, 192 p.
12. Verkhovtsev, V.G. (2008), *Newest platform geostructures of Ukraine and dynamics of their development*, NAS of Ukraine, Institute of Geology sciences, Kyiv, UA, 36 p.
13. Volozh, Yu.A., Antipov, M.P., Leonov, Yu.G., Morozov, A.F., Yurov, Yu.A. (1999), *Geotectonics*, No. 1, Nauka, Moscow, USSR, pp. 28-43.
14. Volozh, Yu.A., Dmitrievsky, A.N., Leonov, Yu.G., Miletenko, N.V., Rovnin, L.I. (2009), *Geology and geophysics*, Vol. 50, No. 4, Novosibirsk, Russia, pp. 341-362.
15. Garetsky, R.G., Apirubite, R.A., Dankevich, I.V., Pashkevich, I.K. (1990), *Reports of Academy of Sciences of Ukrainian SSR*, Ser. B, No. 6, Kiev, pp. 6-8.
16. Garetsky, R.G., Karataev, G.I., Aizberg, R.E., Karabanov, A.K., Svyatogorov, A.A. (2013), *Lithosphere*, No.1(38), Minsk, Belorussia, pp. 3-29.
17. Igolkina, N.S., Kirikov, V.P., Krivskaya, T.Yu. (1970), *Soviet Geology*, No. 11, Moscow, Russia, pp.16-35.
18. Kazmin, V.G., Bush, V.A., Lobkovsky, L.I. (2008), *Geotectonics*, No. 3, Nauka, Moscow, Russia, pp. 18-29.
19. Karpinsky, A.P. (1947), *Essays on the geological past European Russia*. Moscow-Leningrad, pp. 148-169.
20. Sidorenko, A.V., Belyaevsky, N.A., Unksov, V.A. (Eds.) (1980), *Map of faults of the territory of the USSR and adjacent countries. Scale 1: 2 500 000*, Moscow-Leningrad, USSR.
21. Kirikov, V.P., Verbitsky, V.R., Verbitsky, I.V. (2017), *Regional Geology and Metallogeny*, No. 72, St. Petersburg, Russia, pp. 15-25.
22. Mezhelevsky, N.V. (Ch. Ed.) (1987), *Cosmotectonic map of European countries - members of the CMEA and the SFRY. Scale 1: 1 000 000*, CMEA.
23. Krashenninnikova, O.V. (1960), *International Geological Congress, XXI session. Late Precambrian and Cambrian Stratigraphy (Re-*

- ports of Soviet Geologists), Moscow, USSR Academy of Sciences, pp. 25–36.
24. Kurylenko, V.S., Oleinik, E.P. (2015), *Geol. Journ.*, Vol. 352, No. 3, Kyiv, UA, pp.31-42.
25. Lazaruk, Y. (2015), *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, Vol. 68, No. 1, Kyiv, UA, pp. 6-9.
26. Lebid, V.P. (2007), *Mineral resources of Ukraine*, No. 4, Kyiv, UA, pp. 34-38.
27. Leonov, Yu.G., Volozh, Yu.A., Antipov, M.P., Bykadorov, V.A., Kheraskova, T.N. (2010), *Consolidated crust of the Caspian region: experience of zoning. Proceedings of the Geological Institute*, Issue 593, Moscow, Russia, 64 p.
28. Lomakin, I.E., Anohin, V.M., Kochelab, V.V., Pokalyuk, V.V., SHafranskaya, N.V., SHuraev, I.N. (2016), *Geology and Minerals of the World Ocean*, No. 3, Kyiv, UA, pp. 59-75.
29. Lomakin, I.E., Pokalyuk, V.V., Kochelab, V.V., SHafranskaya, N.V., SHuraev, I.N. (2016), *Geology and Minerals of the World Ocean*, No. 4, Kyiv, UA, pp. 86-102.
30. Lomakin, I.E., Pokalyuk, V.V., Kochelab, V.V., Shuraev, I.N. (2018), *Geology and Minerals of the World Ocean*, No. 2, Kiev, UA, pp. 30-48.
- 30.31. Mazarovich, O.A., Milanovsky, E.E., Kostyuchenko, S.L. (2007), *Tectonic map of Russia, adjacent territories and waters. Scale 1: 4 000 000*, Moscow, Russia.
32. Khain, V. E., Leonov, Yu. G. (Ch. ed.) (1996), *International tectonic map of Europe. Scale 1: 5 000 000. Third Edition*, UNESCO, RAS.
33. Khain, V.E., Bogdanov, N.A. (Eds.) (2003), *International tectonic map of the Caspian Sea and its framing. Scale 1: 2 500 000*, Moscow, Russia.
34. Mints, M.V., Bush, V.A., Ageev, S.N. (2014), *Geodynamics and tectonophysics, Vol.5, Issue 3*, Irkutsk, Russia, pp. 717-742.
35. Panov, B.S. (1988), *News of universities. Geology and Exploration Series*, No. 9, Moscow, Russia, pp. 11-20.
36. Panov, B.S. (2008), *Science works of Donetsk national tech uni-verse. Series: Mining and geological*, Vol.136, Issue 8, Donetsk, UA, pp. 6-13.
37. Patina, I.S., Leonov, Yu.G., Volozh, Yu.A., Kopp, M.L., Antypov, M.P. (2017), *Geotectonics*, No. 4, Moscow, Russia, pp. 17-30.
38. Popkov, V.I. (1990), *Reports of the USSR Academy of Sciences*, Vol. 311, No.4, Moscow, Russia, pp. 936-938.
39. Raspopova, M.G., Vishnyakov, I.B., Galetsky, L.S., Garetsky, R.G., Glushko, V.V., Zozulya, P.M., Kruglov, S.S., Kulakovsky, G.L., Lutskin, V.I., Khizhnyakov, A.V., Chernyavsky, G.V., Chirvinskaya, M.V. (1988), *Map of discontinuous disturbances and basic zones of lineaments of the southwest of the USSR (using space survey materials). Scale 1: 1 000 000*, Kiev, UA.
40. Rezvoy, D.P. (1986), *Geology and geochemistry of combustible minerals*, Issue 67. Lvov, UA, pp. 3-13.
41. Rezvoy, D.P., Kovalchuk, I.A., Marushkin, I.A., Rezvoy, P.D., Tsukornik, I.G. (1993), *Geol. Journ.*, No. 3, Kiev, UA, pp.13-20.
42. Rosly, I.S. (2006), *Regional riftogenesis, geodynamics and oil-gas content of the Dnipro-Donets'k aulacogen*, Kyiv, UA, 330 p.
43. Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Kuprienko, P.Ya., Savchenko, A.S. (2017), *Reports of Academy of Sciences of Ukraine*, No. 9, Kiev, UA, pp. 84-94.
44. Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Kuprienko, P.Ya., Savchenko, A.S. (2017), *Geodynamics*, Vol. 22, No.1, Lviv, UA, pp.125-138.
45. Suvorov, A.I. (1968), *Patterns of the structure and the formation of deep faults. Proceedings of GIN*, Issue 172, Moscow, USSR, 316 p.
46. Mezhelovsky, N.V. (Ch. ed.) (1987), *Tectonic structures of central and south-eastern Europe based on space imagery. Explanatory note to the Cosmo-tectonic map of European members of the CMEA and the SFRY on a scale of 1: 1 000 000*, CMEA Secretariat, 63 p.
47. Kruglov, S. S., Gurskyj, D. S. (Eds.) (2007), *Tectonic map of Ukraine*, Kyiv, UA.
48. Uspenskaya, N.Yu. (1961), *Soviet Geology*, No. 3, Moscow, Russia, pp.89-97.
49. Khain, V.E. (2009), *Bulletin of the Russian Academy of Sciences*, Vol. 79, No. 1, Moscow, Russia, pp.50-56.
50. Khain, V.E. (1977), *Regional geotectonics. Extraalpine Europe and Western Asia*, Moscow, USSR, 359 p.
51. Chekunov, A.V. (1994), *Geophys. journal*, Vol. 16, No. 3, Kiev, UA, pp. 3-13.
52. Chekunov, A.V. (1967), *Geotectonics*, No. 3, Nauka, Moscow, USSR, pp. 3-18.
53. Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., Garetsky, R.G. (2005), *Europe. East European Craton. Encyclopedia of Geology*. Vol. 2, Elsevier, pp. 34-49.
54. Chebanenko, I.I., Klochko, V.P., Tokovenko, V.S. (1998), *Geol. journal*, No.1-2, Kiev, UA, pp. 9-13.

## ЛІНЕАМЕНТ КАРПІНСЬКОГО – СТРУКТУРНИЙ ЕЛЕМЕНТ СТАРОДАВНЬОГО РЕГМАТОГЕННОВОГО ТЕКТОНОЛІНЕАМЕНТНОГО КАРКАСУ ЄВРАЗІЇ

**Ломакін І.Е.**, докт. геол. н., зав. відділу ДУ «Центр проблем морської геології, геоecології і осадового рудоутворення НАН України», igor-lomakin@gmail.com

**Покалюк В.В.**, докт. геол. н., пров. н. с. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», pvskan@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-9282-0246>

**Кочелаб В.В.**, ст.н.с. ДУ «Центр проблем морської геології, геоecології і осадового рудоутворення НАН України»

На підставі узагальнення літературних і картографічних матеріалів, включаючи дані космічних зйомок, уточнено особливості просторового положення, сегментації і тектонічної позиції глобального трансєвразійського поясу дислокацій і планетарної тріщинуватості – лінеамента Карпінського. Описувана геоморфоструктура є невід'ємною складовою частиною закономірно просторово орієнтованого стародавнього регматогенного розломного каркасу Євразії, що утворений на ранніх етапах формування жорсткої земної кори під впливом космічних ротаційних факторів. Лінеамент на різних своїх ділянках складається з різних морфотектонічних геоструктурних елементів (лінійних грабенів, валоподібних піднятих, складчастих прогинів і орогенів, шовних зон та ін.). Він розсікає і роз'єднує дуже різні за своїм типом і рангом блоки земної кори (древні і молоді платформи, щити, зони мезо-кайнозойської епіплатформної орогенії, складчасті колізійні зони), будучи при цьому єдиною трансконтинентальною наскрізною структурою. Поседнання цих різномірних елементів у складі одного поясу концентрації глибинних розломів контролюється довгоіснуючою квазістаціонарною впорядкованою планетарною регматичною розломною мережею, її північно-західною діагональною системою. Лінеамент Карпінського розділяється в поздовжньому напрямку на дві частини найбільшого рангу – північно-західну палеоріфтогенну (Прип'ятський грабен – Туаркська складчаста зона) і південно-східну колізійно-сдвигово-орогенну (Центральний Мангшилак – Південний Тянь-Шань), які розрізняються між собою за структурним малюнком розломів і переважним динамічним режимом формування.



**Ключові слова:** лінеament Карпінського, тектонолінеamentний пояс, регматична розломна мережа, планетарна мегатріцинуватість.

## KARPINSKY LINEAMENT – A STRUCTURAL ELEMENT OF ANCIENT REGMATOGENIC FAULT NETWORK OF EURASIA

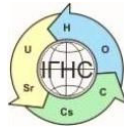
**Lomakin I.E.**, Doc. of Sciences (geol.), head of department of the SI «Center of problems of marine geology, geo-ecology and sedimentary ore formation of the National Academy of Sciences of Ukraine», igorlomakin@gmail.com

**Pokalyuk V.V.**, Doc. of Sciences (geol.), leading researcher SI «Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine», pvskan@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-9282-0246>

**Kochelab V.V.**, senior researcher, SI «Center of problems of marine geology, geo-ecology and sedimentary ore formation of the National Academy of Sciences of Ukraine»

*Based on the generalization of literary and cartographic materials, including data from space surveys, the features of the spatial position, segmentation and tectonic position of the global trans-Euroasi dislocation belt and planetary fracturing, the Karpinsky lineament, were clarified. The described geomorphic structure is an integral part of the naturally spatially oriented ancient reghmatogenic fault framework of Eurasia, formed in the early stages of the formation of the rigid crust under the influence of cosmic rotational factors. The lineament at its various sites consists of various morphotectonic geostructural elements (linear grabens, shaft-like uplifts, folded depressions and orogens, suture zones, etc.). It dissects and divides the blocks of the earth's crust, which are very different in their nature and rank (ancient and young platforms, shields, zones of the Mezo-Cenozoic epiplatform orogeny, folded conflict zones), being a single transcontinental cross-cutting structure. The conjugation of these heterogeneous elements within one belt of concentration of deep faults is controlled by a long-lived quasi-stationary ordered planetary regmatic fault network, its north-west diagonal system. The Karpinsky lineament is divided in the longitudinal direction into two parts of the largest rank – the north-western paleorifthogenic (Pripyat graben – Tuarkyr folded zone) and the south-eastern collision shear (Central Mangyshlak – South Tien Shan), which differ in the structural pattern of faults prevailing dynamic mode of formation. The extent of the total longitudinal shear dislocations for the north-west paleorifthogenic part of the lineament is within the first tens of kilometers, in most cases several kilometers; for the southeastern collision shear part, this order is larger, but does not exceed 2% of the total belt length, which makes it possible to characterize these dislocations as relatively low-shear.*

**Key words:** Karpinsky lineament, tectonoline-belt, reghmat fault net, planetary mega-fracture.



[https://doi.org/](https://doi.org/10.1016/j.geochres.2019.05.001)  
УДК 553.495 (477)

**Тищенко Ю.Є.**

Тищенко Ю.Є. канд. геол. н., с. н. с., ДУ «ІГНС НАН України», u-risk@ukr.net

## МЕТОД ПРОСТОРОВОГО ВІДОБРАЖЕННЯ ПОЛІВ РОЗПОДІЛУ РАДІАЦІЙНИХ ПОКАЗНИКІВ НА ПРИКЛАДІ ОБРОБКИ РЕЗУЛЬТАТІВ ВИМІРЮВАНЬ НА ТЕРИТОРІЇ НОВОКОСТЯНТИНІВСЬКОГО РОДОВИЩА УРАНУ

Стаття присвячена питанню оптимізації процесу та інтерпретації інформації, отриманої під час радіологічних вимірювань компонентів навколишнього середовища, на прикладі обробки даних досліджень, проведених на території Новокосянтинівського родовища урану та однойменної шахти. Аналітичне опрацювання масивів фактичних даних супроводжується їх просторовим відображенням за допомогою засобів комп'ютерного картування. Ефективність такого відображення залежить від надійності вибору критеріїв, за якими будуються просторові поля розподілу вимірних показників. У статті запропоновано підходи до просторового відображення результатів конкретних радіоекологічних моніторингових досліджень, які протягом трьох років виконуються Інститутом геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України. З використанням фактичних даних, отриманих під час польових вишукувань, показано метод ранжування рядів вимірних показників, в основу якого покладено урахування апаратурної похибки приладу при виконанні того чи іншого інструментального вимірювання. Метод обробки інформації проілюстровано результатами побудови карт просторового розподілу вимірних показників щільності потоку (ексхалації) радону з ґрунту, отриманих під час останніх за часом польових робіт. На картах виділено поля розподілу «фонових» та аномально високих вимірних показників. Останні локалізовані у місці дислокації видобувних потужностей шахти. Також простежується наявність аномальних зон у місцях залягання геологічних розломних структур та ймовірних зон розуцілювання осадової товщі. Наведені результати просторового відображення порівнюються з аналогічними результатами картування фактичних даних попереднього року досліджень та результатами картування іншого показника радіологічних вимірювань – потужності еквівалентної дози гамма-випромінювання у навколишньому середовищі. Отримані результати показують, що описаний метод може бути застосований для надійного виділення аномальних зон розподілу вимірних показників радіоактивності та їх просторового відображення. Картування аномальних зон може бути використане при оцінюванні радіоекологічної ситуації на радіаційно забруднених територіях, зокрема – родовищах урану, а також, як опосередкований пошуковий критерій дистанційних досліджень. Також у статті наведено коротку геологічну характеристику Новокосянтинівського родовища урану, показані його геологічний план та розрізи.

**Ключові слова:** уран, родовище, радон, радіація, поля розподілу, картування

### Вступ

ДУ «ІГНС НАН України» протягом кількох років проводить щорічні польові моніторингові дослідження, які полягають у натурному і камеральному вимірюванні ряду радіаційних показників на територіях кількох родовищ урану в Україні (як таких, що розробляються, так і тих, які можуть бути заплановані для розробки у майбутньому). Дані роботи виконуються у рамках державної тематики; їх результати відображені у багатьох наукових звітах та двох монографіях [1, 2].

Одним із важливих елементів зазначених досліджень є просторове відображення їх результатів методом комп'ютерного картування. У цьому аспекті необхідно розробити надійні, прості і зрозумілі критерії виділення просторових зон аномального забруднення (більш високого, порівняно з забрудненням

прилягаючих територій, умовно – «фоновим» забрудненням).

У статті показано деякі підходи до аналітичного опрацювання матеріалу на прикладі обробки результатів досліджень, проведених на території Новокосянтинівського родовища урану.

### Новокосянтинівське уранове родовище натрій-уранової формації

Новокосянтинівське родовище (або рудне поле) розташоване в північній частині Новоукраїнського гранітного масиву поблизу контакту з гранітами рапаків Корсунь-Новомиргородського плутону в Новокосянтинівській зоні розлому меридіонального напрямку [3-5]. На рисунках 1-3 показані геологічний план та розрізи території родовища.

Ізохронний вік новоукраїнських гранітів складає 2025-2040 млн. років [7, 8], рудних альбітитів Ново-

косянтинівської зони – від 1800 до  $1835 \pm 60$  млн. років [3, 7].

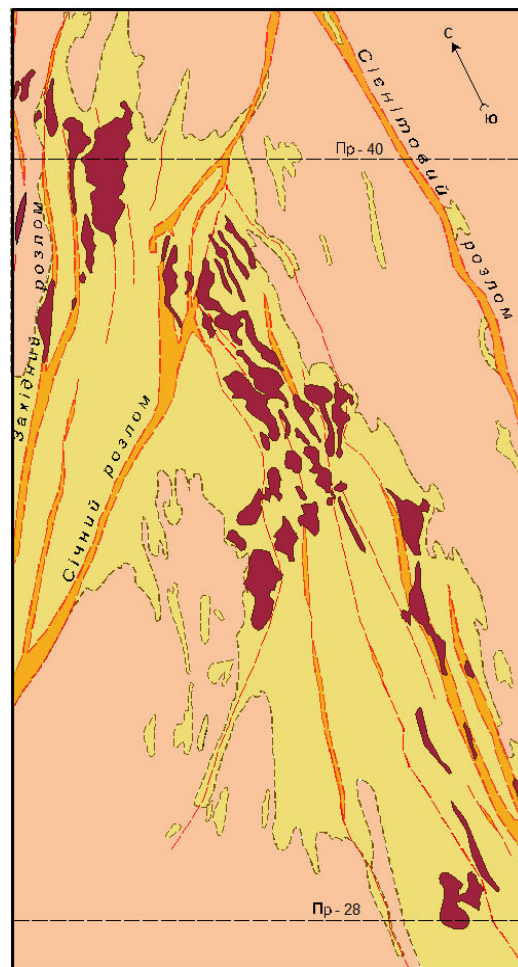
Вміщуючими породами є крупнопорфіробластові граніти, окремими ділянками зустрічаються апліто-пегматоїдні їх різновиди, а також останці біотитових та піроксен-амфіболових гнейсів. Головними мінералами урану є уранініт і бранерит.

У геоморфологічному відношенні рудне поле розташоване на схилі вододілу між верхів'ями річок Мала Вись та Велика Вись, що належать до басейну р. Південний Буг. Територія субгоризонтальна, розчленована ярами та балками (глибини врізу 20-50 м) рівнина з максимальними абсолютними відмітками поверхні 220-230 м.

Сучасний рельєф ерозійно-аккумулятивний з пологим нахилом у північному напрямку. Потужність оса-

дової товщі, яка залягає на корі вивітрювання кристалічних порід докембрію, коливається в межах від 20 до 70 м. У рельєфі сучасної поверхні знайшли відображення позитивні вертикальні рухи земної кори, відображені також і на поверхні кристалічного фундаменту, зумовивши підвищену тріщинуватість кристалічних порід і сприятливі умови для гідралічного зв'язку між різнорівневими горизонтами підземних вод.

У товщі осадових порід сформувалось 7 водоносних горизонтів (від алювіального до бучацького); найбільш продуктивний водоносний горизонт зосереджений у тріщинних зонах кори вивітрювання кристалічного фундаменту.



**Рис. 1.** Геологічний план Новокосянтинівського родовища урану за [6]. 1 – кайнозойські осадові породи; 2 – кора вивітрювання кристалічних порід; 3 – граніти новоукраїнського комплексу; 4 – альбітити та діафторовані сієнітоподібні породи; 5 – тектонічні порушення; 6 – рудні зони.

**Fig. 1.** Geological plan of Novokostiantynivske uranium deposit [6]



**Таблиця 1.** Основні статистичні дані щодо вимірювання ЩПР радону на території зони спостережень Новокосятинівського родовища урану

**Table 1.** Main statistical data on radon flow measurement on the territory of the Novokostiantynivske uranium deposit monitoring zone

N	Показник	2016	2017	2018	Середнє	Відхилення від середнього		
						2016	2017	2018
1	Кількість пунктів опробування (аналізів)	17	16	18	17			
2	Мінімальне значення, мБк/с м <sup>2</sup>	8	121	24	51,00	-84%	137%	-53%
3	Максимальне значення, мБк/с м <sup>2</sup>	375	637	713	575,00	-35%	11%	24%
4	Середнє значення (A), мБк/с м <sup>2</sup>	63,29	336,38	332,33	244,00	-74%	38%	36%
5	Кратність перевищення макс. і мін. значень, рази	46,88	5,26	29,71	27,28	72%	-81%	9%
6	Медіана (M), мБк/с м <sup>2</sup>	32	303	311	215,33	-85%	41%	44%
7	Відхилення медіани від середнього (A-M)/A, %	49%	10%	6%	22%	125%	-55%	-71%

**Таблиця 2.** Результати вимірювання ЩПР на території Новокосятинівського родовища урану у 2018 році, мБк/с м<sup>2</sup>  
**Table 2.** Results of radon flow measurements on the territory of Novokostiantynivske uranium deposit in 2018, mBq/sec m<sup>2</sup>

N	X	Y	ЩПР	N	X	Y	ЩПР	N	X	Y	ЩПР
1	31,732434	48,576613	180	7	31,733627	48,584357	599	13	31,728428	48,584442	635
2	31,735419	48,576368	452	8	31,743924	48,577912	188	14	31,732641	48,593539	243
3	31,720015	48,582653	502	9	31,743755	48,580058	314	15	31,733013	48,598765	316
4	31,730966	48,583078	465	10	31,744811	48,583101	369	16	31,735695	48,601253	308
5	31,738892	48,581169	24	11	31,744538	48,587905	158	17	31,738368	48,603227	149
6	31,724644	48,581557	289	12	31,743993	48,595349	78	18	31,743281	48,601115	713

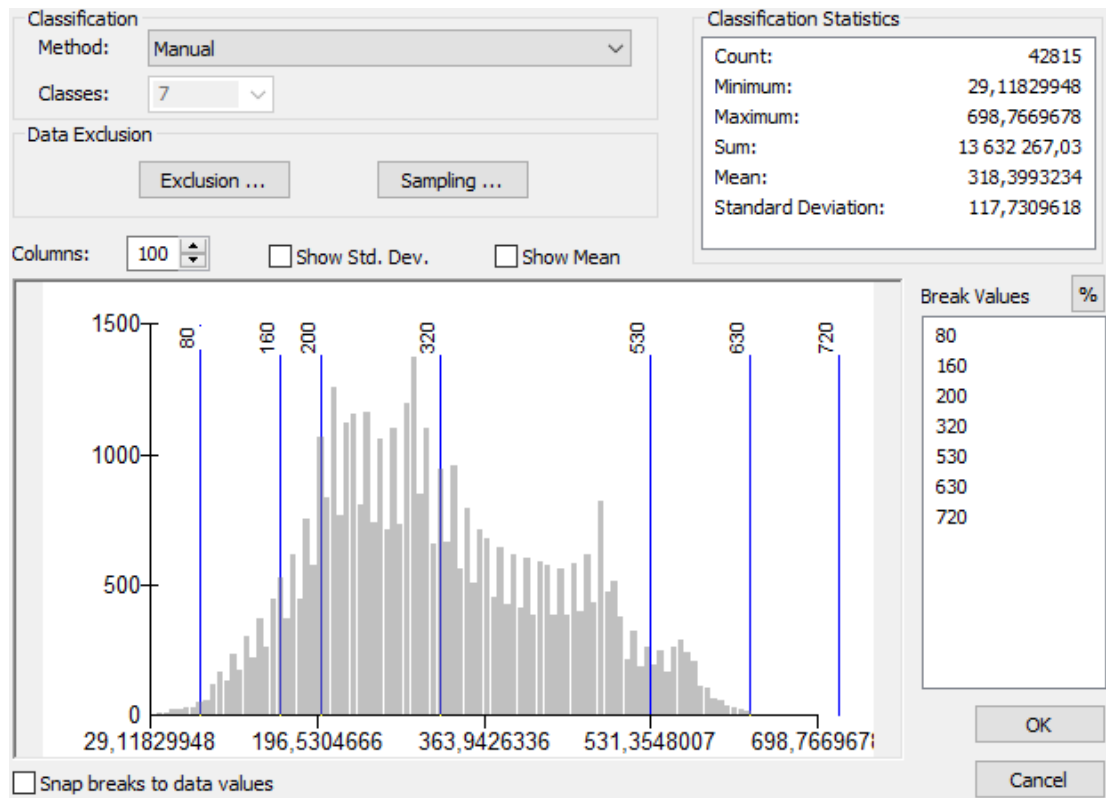
Для просторового відображення результатів досліджень виконується комп'ютерне картування результатів на програмному комплексі ArcMap. Для коректного визначення полів розподілу «фонових» та аномальних показників перш за все необхідне виявлення аномальних зон радіаційних забруднень на досліджуваній території. Отже, для побудови карт розподілу показників необхідно встановити градацію шкали граничних значень (визначити «мітки» шкали).

Як видно з табл. 2, у ряді результатів вимірювань присутні аномально високі результати, які виключаються при визначенні усереднених, «фонових», показників. Це показники, що удвічі і більше перевищують середнє значення ряду – 332 мБк/с м<sup>2</sup>. Таким чином, у ряді без аномальних показників отримуємо середнє значення ЩПР, яке складає 204 мБк/с м<sup>2</sup> (мітка шкали № 1). Максимальна апаратурна похибка

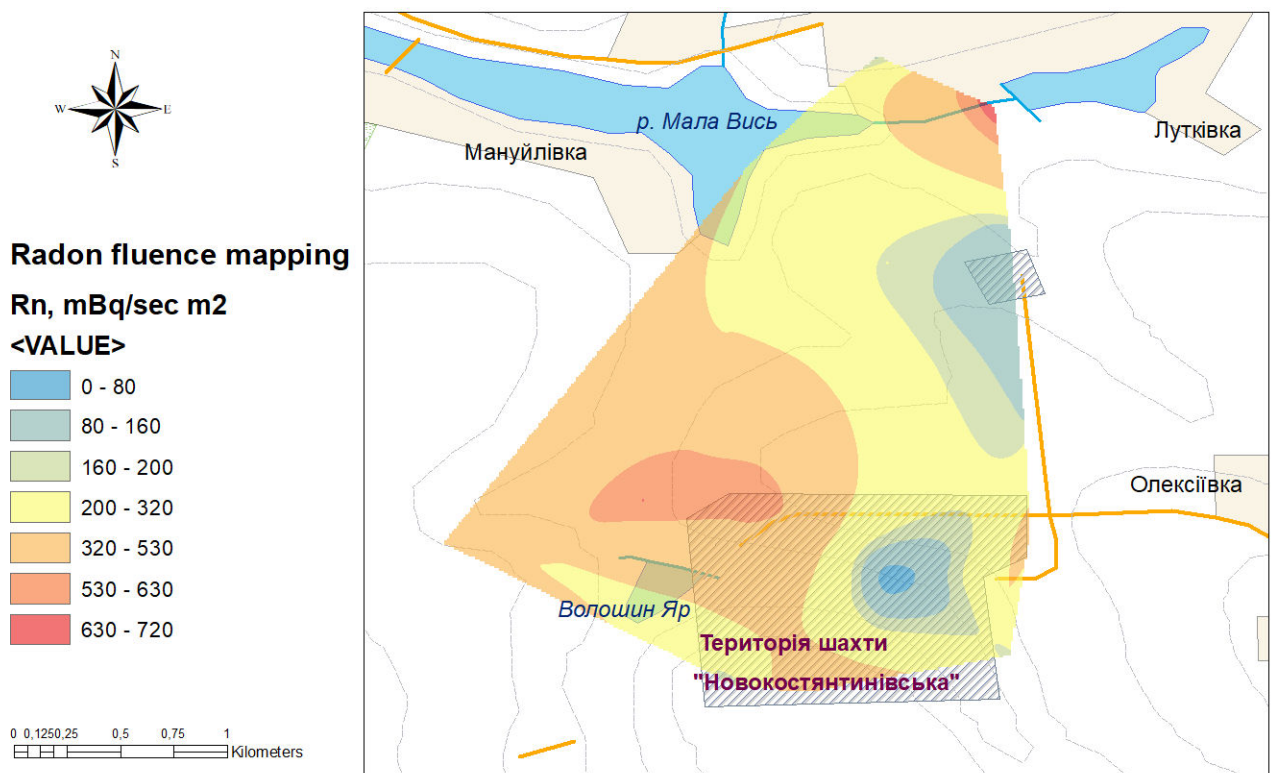
вимірювання ЩПР складає до 30%; для встановлення межі перевищення рівня «фону» необхідно додати до середнього значення величину подвійної похибки; в результаті отримуємо граничний показник 326 мБк/с м<sup>2</sup> (мітка № 2). Це показник шкали, який показує наявність перевищення «фону». Наступне граничне значення – середнє значення аномальних показників – 533 мБк/с м<sup>2</sup> (мітка № 3). Остання мітка № 4 – другий за величиною виміряний результат ЩПР – 635 мБк/с м<sup>2</sup>. Для зручності сприйняття значення міток округлені до десятків; у нижній частині шкали доцільно додати проміжні показники – 80 та 160 мБк/с м<sup>2</sup>.

На рисунку 4 показано розподіл вимірних показників за величиною ЩПР за вищенаведеними мітками шкали.

На рисунку 5 показано отриману карту полів розподілу вимірних показників ЩПР.



**Рис. 4.** Розподіл вимірів ЩПР за визначеними граничними показниками у меню ArcMap  
**Fig. 4.** Distribution of radon flow measurements according to the defined limits in the ArcMap menu



**Рис. 5.** Карта полів розподілу показників ЩПР, виміряних на території Новокосянтинівського родовища урану у 2018 році  
**Fig. 5.** The map of the radon flow distribution fields measured on the territory of Novokostiantynivske uranium deposit in 2018

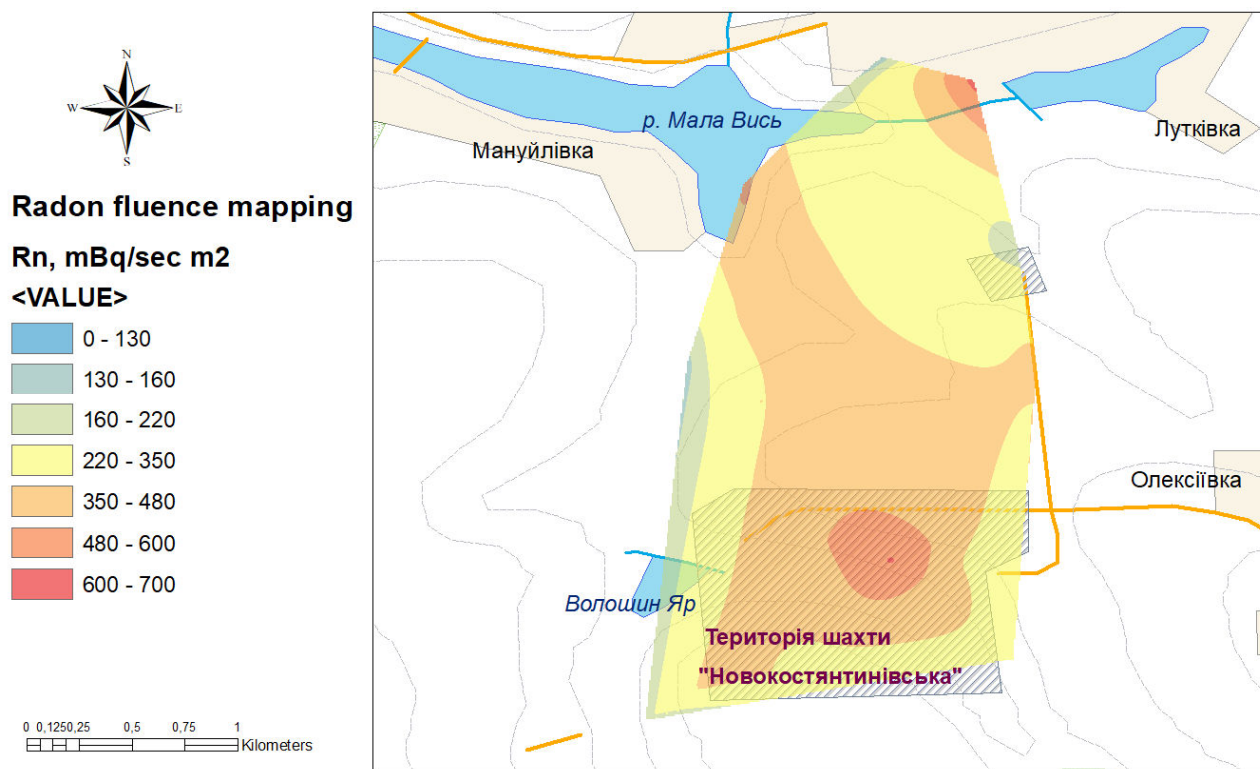


На карті, представлений на рисунку 5, блакитним та жовтим кольорами позначено поля розподілу «фонових» показників, помаранчевим і червоним – поля розподілу показників, які перевищують «фонові» значення. Найбільше перевищення «фону» локалізоване у північно-західній частині території шахти, інше – у руслі р. Мала Вись.

Для порівняння на рисунку 6 показано карту, побудовану аналогічним методом за показниками, виміряними у 2017 р.

Як бачимо, просторова конфігурація полів розподілу аномальних показників, вимірянних у 2018 та 2017 роках, досить близька.

Наведемо також приклад обробки результатів, отриманих для іншого показника, наприклад, потужності еквівалентної дози (ПЕД) гамма-випромінювання, виміряної на висоті 1 м від поверхні ґрунту у 2017 і 2018 роках (рисунки 7 та 8).



**Рис. 6.** Карта полів розподілу показників ЩПР, вимірянних на території Новокосянтинівського родовища урану у 2017 році  
**Fig. 6.** The map of the radon flow distribution fields measured on the territory of Novokostiantynivske uranium deposit in 2017

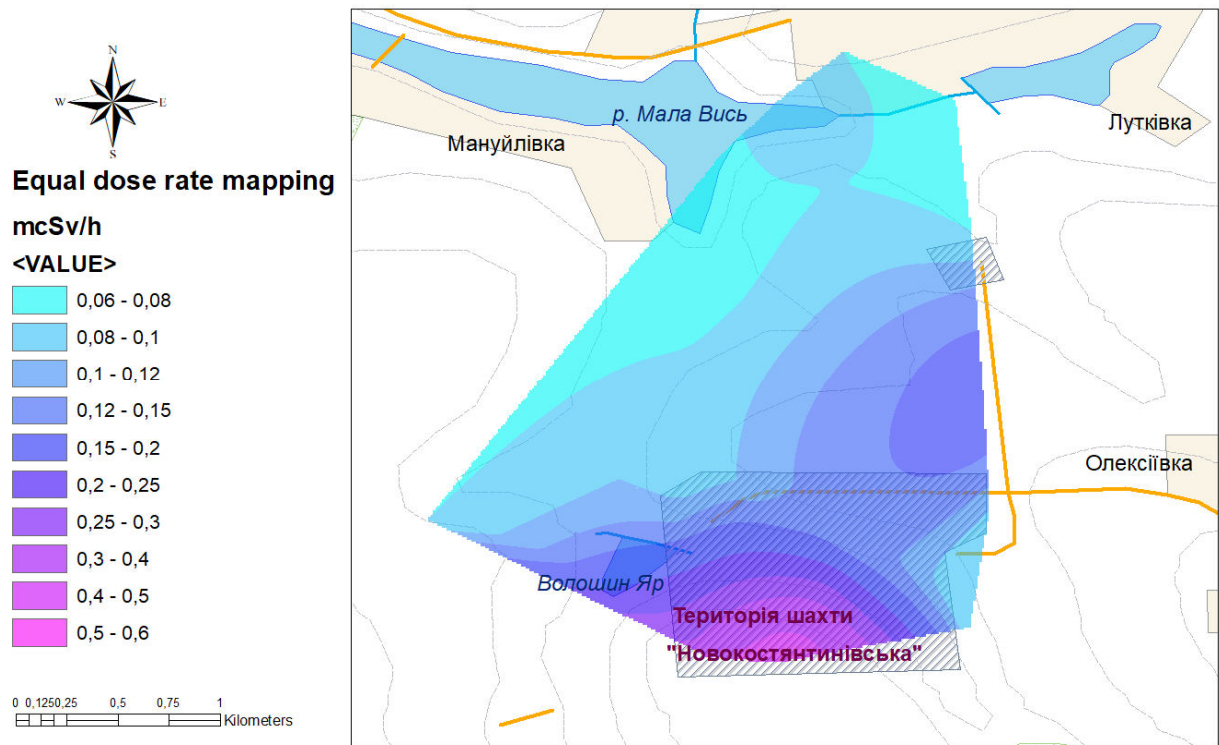
На рисунках 7 та 8 бузковим кольором показано поля розподілу ПЕД, показники яких надійно перевищують «фонові», а рожевим – значно перевищують.

Характер розподілу аномальних показників ПЕД показує значне забруднення території шахти та прилеглих земель, що вказує на опосередкований (техногенний) вплив діяльності підприємства на формування еквівалентної дози.

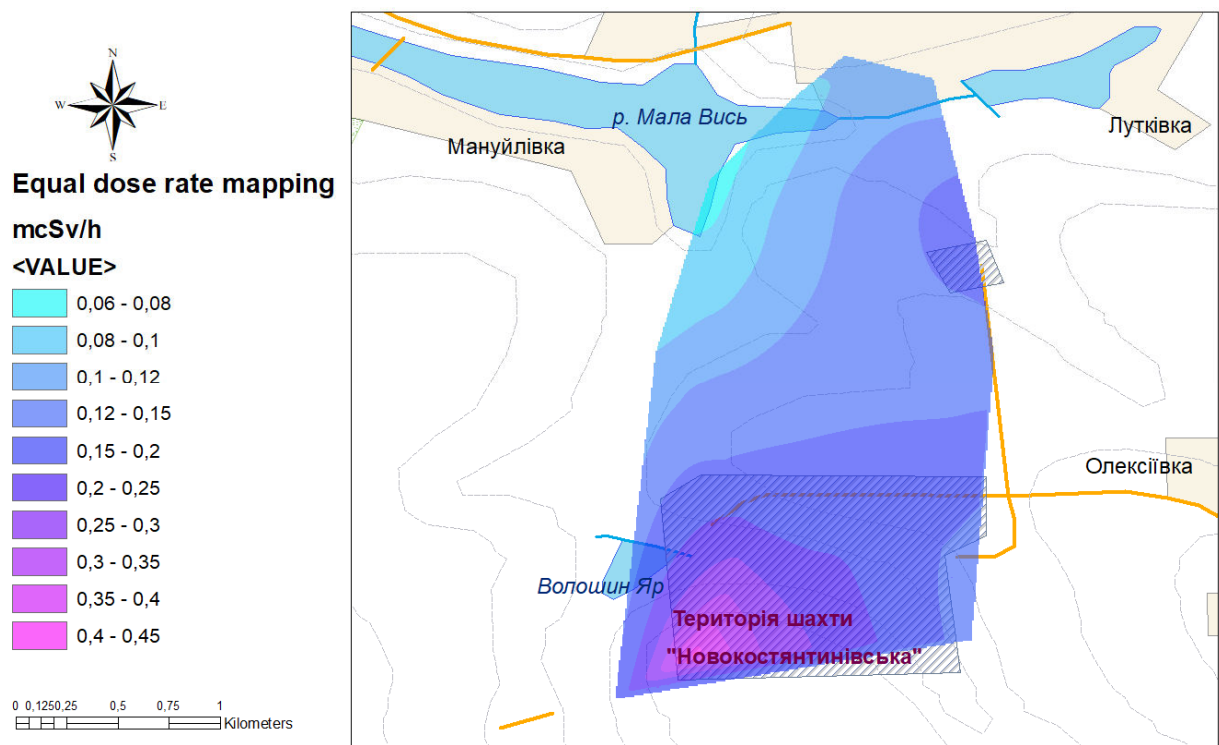
Аналіз інших радіаційних показників на території Новокосянтинівського родовища, вимірянних під час польових та камеральних робіт, також підтверджує можливість визначення і картування аномальних зон

полів розподілу радіаційного забруднення, які перевищують «фонові» показники.

**Висновок:** описаний метод дозволяє надійно визначати аномальні зони розподілу радіологічних показників на досліджуваній території та показати їх просторове поширення шляхом комп'ютерного картування. Отримані результати можуть бути використані як для характеристики радіоекологічної ситуації, так і в якості пошукового критерію, як під час проведення вишукувань на територіях родовищ урану, так і на будь-яких інших територіях.



**Рис. 7.** Карта полів розподілу показників ПЕД, виміряних на території Новокостянтинівського родовища урану у 2018 році  
**Fig. 7.** The map of the equivalent dose rate distribution fields measured on the territory of Novokostiantynivske uranium deposit in 2018



**Рис. 8.** Карта полів розподілу показників ПЕД, виміряних на території Новокостянтинівського родовища урану у 2017 році  
**Fig. 8.** The map of the equivalent dose rate distribution fields measured on the territory of Novokostiantynivske uranium deposit in 2017



## Література

1. Перспективи розвитку уранової сировинної бази ядерної енергетики України / Відп. Ред. Верховцев В.Г., Лисиценко Г.В. – Київ: Наук. думка, 2014. – 355 с.
2. Перспективи розвитку торієвої сировинної бази ядерної енергетики України / Відп. 25ас. Верховцев В.Г., Ярошук М.А. – Київ: Наук. думка, 2017. – 269 с.
3. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. Москва: Недра, 1979. – 275 с.
4. Белевцев Я.Н., Бакаржиев А.Х., Коваль В.Б. и др. Урановые месторождения Украины // Геол. Журн. 1992. № 5. С. 28-44.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. – Киев: Наук. думка. 1995. 397 с.
6. Верховцев В.Г. та 25ас. Комплексна оцінка та геолого-економічне обґрунтування перспектив освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла Українського щита. Звіт про науково-дослідну роботу. Етап 1. Історія формування осадового чохла Українського щита та епохи урано-накопичення в екзогенних умовах. УДК 550.4:574.3. – Київ, ДУ «ІГНС НАН України», 2016. 133 с.
7. Cuney M., Shcherbak M.P., Emetz A.V., Petrychenko K.V., Sinelu S. Petrological and Geochronological Peculiarities of Novoukrainka Massif Rocks and Age Problem of Uranium Mineralization of the Kirovograd Megablock of the Ukrainian Shield // Мінерал. журн. 2008. 30, №2. С. 5-16.
8. Степанюк Л.М., Андрієнко О.М., Довбуш Т.І., Бондаренко В.К. Вік формування порід Новоукраїнського 25асиву // Мінерал. журн. – 2005. – 27, № 1. – С. 44-50.
9. Верховцев В.Г. Прикладные (поисковые и инженерно-геологические) аспекты изучения платформенных геоструктур Украины // Экология довкілля та безпека життєдіяльності. 2005. № 3. С. 80-92.

## References

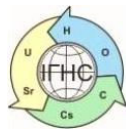
1. *Perspektyvy rozvytku uranovoji syrovynnoji bazy jadernoji energetyky Ukrainy* / Vidp. Red. Verkhovtzev V.G. and Lysychenko G.V. (2014), Nauk. Dumka, Kyiv, UA, 355 p.
2. *Perspektyvy rozvytku torijevoi syrovynnoji bazy jadernoji energetyky Ukrainy* / Vidp. Red. Verkhovtzev V.G. and Jaroshchuk M.A. (2016), Nauk. Dumka, Kyiv, UA, 269 p.
3. Bielivtzev, J.N. (1979) *Metamorfogennoie rudoobrazovaniye*. Nedra, Moskva. 275 p.
4. Bielivtzev J.N., Bakarjiev A.Ch., Koval' V.B. (1992) *Uranovyje miestorojdenija Ukrainy*, Geol. Zhurn, N 5, pp. 28 – 44
5. *Geneticheskije tipy i zakonornosti razmieschenija uranovyh miestorozhdienij Ukrainy* / Otv. Red. Bielivtzev, J.N., Koval', V.B. (1995), Nauk. Dumka, Kyiv, UA, 397 p.
6. *Kompleksna otsinka ta geologo-ekonomichne obgruntuvannia perspektiv osvojenia exogennyh rodovysch uranu osadovogo chohla Ukrain'skogo shchyt. UDK 550.4:574.3*. Verkhovtsev ta in. (2016). Kyiv, UA, 133 p.
7. Cuney M., Shcherbak M.P., Emetz A.V., Petrychenko K.V., Sinelu S. (2008) *Petrological and Geochronological Peculiarities of Novoukrainka Massif Rocks and Age Problem of Uranium Mineralization of the Kirovograd Megablock of the Ukrainian Shield* // Min. Zhurn. 30, № 2. p. 5-16.
8. Stepaniuk L.M., Andrijenko O.M., Dovbush T.I., Bondarenko V.K. (2005) *Vik formuvannia pored Novoukrajins'kogo masyvu*. Min. Zhurn. 27, № 1. p. 44-50.
9. Verkhovtsev V.G. (2005), *Prykladnye (poyskovye y ynzhenerno-heolohycheskye) aspekty izuchenyya platformennykh geostruktur Ukrainy, Ekologiya dovkilliya ta bezpeka zhyttyediyalnosti* № 3, RU, pp. 80-92.

# THE METHOD OF SPATIAL MAPPING OF THE DISTRIBUTION FIELDS OF RADIATION RATES ON THE EXAMPLE OF THE MEASURING DATA PROCESSING FOR THE NOVOKOSTIANTYNIVKA URANIUM DEPOSIT AREA

Tyshchenko Yu. E. Ph.D. (Geol.) , SE "IGE NAS of Ukraine", u-risk@ukr.net

The article is devoted to the optimization of the procedure of processing and interpretation of information obtained during radiological measurements of environmental components. Analytical processing of the data arrays is accompanied by their spatial mapping using computer mapping tools. The effectiveness of such presentation depends on the reliability of the choice of criteria for which the spatial fields of the allocation of measured indicators are built. The article proposes approaches to the spatial mapping of the results of specific radioecological monitoring studies, which are performed annually by the Institute of Geochemistry of the Environment of the National Academy of Sciences of Ukraine. On the example of processing of the actual data obtained during field works on the Novokostiantynivka uranium deposit area, a method of ranking the series of measured indicators is presented, which takes into account the apparatus error when taking instrumental measurements. The information processing method is illustrated by the results of constructing maps of the spatial distribution of the measured radon flow density data from soil obtained during the recent field work. The fields of distribution of "background" and abnormally high measured indicators are mapped. The latter coincide in space with the uranium deposit location. Also, their presence in the places of occurrence of geological fault structures and probable zones of decomposition of the sedimentary layer is traced. The results of spatial mapping are compared with similar results the actual data mapping of the preceding year of research and results of mapping of another indicator of radiological measurements – the equivalent gamma radiation dose rate in the environment. The obtained results show that the described method can be used for reliable detection of abnormal pollution zones in the investigated area and their spatial mapping. The mapping of abnormal zones can be used in assessing the radioecological situation in radiation-polluted areas, in particular – uranium deposits, as well as the indirect search criterion for remote research. Also the article presents a brief geological description of the Novokostiantynivske uranium deposit, its geological map, plan and sections.

**Key words:** uranium, deposit, radon, radiation, distribution fields, mapping



<https://doi.org/10.15407/geotech2019>.

УДК 54.066:54.027

**Пушкарьов О.В., Севрук І.М., Деміхов Ю.М., Долін В.В.(молод.)**

**Пушкарьов О.В.** к.геол.-мін.н., п.н.с., провідний н.с., ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України", push-karevigns@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-4382-8620>

**Севрук І.М.**, к.геол.н., с.н.с. ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України", Irina\_mihalovna@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0003-2407-0735>

**Деміхов Ю.М.** к.геол.-мін.н., с.н.с. ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України"

**Долін В.В.**, м.н.с., ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України", dolinvitaliy@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1962-9277>

## ФРАКЦІОНУВАННЯ ВАЖКИХ ІЗОТОПІВ ВОДНЮ В ДИНАМІЧНИХ СИСТЕМАХ

Визначено можливість використання мінеральних адсорбентів для очищення уповільнювача важководних реакторів від тритію. Створено три динамічні системи, де в якості композитних мембран використані монт-морилонітова, сепіолітова та палигорськітова глини і цеоліт (системи М-Ц, С-Ц та П-Ц). На першому етапі крізь мінеральні мембрани профільтривали дейтерій-трیتیєву воду (DTO), а на другому ті ж мембрани промивали протієвою водою (H<sub>2</sub>O). В процесі такої дво-стадійної фільтрації вперше встановлено ефект розділення тритію і дейтерію у фільтраті. На першій стадії експерименту в системі з мембраною М-Ц вміст дейтерію і тритію у фільтраті DTO однаково зменшувався і на кінець фільтрації складав децю більше 50% від вихідних концентрацій. Коефіцієнт розділення важких ізоотопів водню в цій системі не перевищував  $KT=0,99$ . При фільтрації DTO крізь мембрану С-Ц частка тритію у фільтраті на кінець фільтрації зменшилася відносно вихідної концентрації на 10% менше ніж частка дейтерію і коефіцієнт розділення ізоотопів водню склав  $KT=1,15$ . В системі П-Ц залишкова частка дейтерію фільтраті DTO на 3% перевищувала залишкову частку тритію і коефіцієнт розділення ізоотопів водню дорівнював  $KT=0,96$ . Інший процес спостерігається при фільтруванні протієвої води (H<sub>2</sub>O) крізь глинисто-цеолітові адсорбенти після їх взаємодії з розчином DTO. У всіх досліджених мінеральних адсорбентах були встановлені прояви фракціонування важких ізоотопів водню з коефіцієнтами  $KD = 13,2; 3,2$  і  $3,6$  відповідно для монтморилоніт-цеолітового, сепіоліт-цеолітового і палигорськіт-цеолітового композитів із переважним вмістом дейтерію у фільтраті, що свідчить про можливість використання глинисто-цеолітових мінеральних адсорбентів для очистки важкої води від тритію.

**Ключові слова:** тритій, дейтерій, важка вода, фракціонування, адсорбент, монтморилоніт, сепіоліт, палигорськіт

**Вступ.** Із припиненням ядерних випробувань і поступовим розпадом «вибухового» тритію головним джерелом техногенного тритію стає атомна промисловість і ядерна енергетика, зокрема, ядерні реактори, заводи з регенерації ядерного палива, сховища відпрацьованого ядерного палива та радіоактивних матеріалів. Окрім проблеми забруднення навколишнього середовища тритієм, у паливно-енергетичному комплексі важливою проблемою є створення простих та недороговартісних способів очищення технологічних вод від тритію для повторного використання дейтерію на важководних реакторах.

У важководних реакторах (HWR) важка вода (D<sub>2</sub>O) використовується як сповільнювач, відбивач нейтронів і холодоагент [3, 4, 6, 5] і є основним джерелом тритію. У таких реакторах тритій утворюється переважно при нейтронному бомбардуванні дейтерію згідно реакції:  ${}^2_1\text{H} + {}^1_0\text{n} \rightarrow {}^3_1\text{H}$ .

Існує декілька способів вилучення важких ізоотопів з води: ізоотопний обмін в присутності паладію і платини, електроліз води в поєднанні з каталітичним ізоотопним обміном між водою і воднем, колоночна ректифікація, вакуумне заморожування холодної пари з подальшим розморожуванням та ін. [9, 14]. Ці методи очистки є енергозатратними, та потребують великих матеріальних витрат. Враховуючи позитивні результати попередніх досліджень нашого науково-дослідницького колективу, в очищенні мінеральними композитами тритійованої води від тритію [7, 10, 12, 13, 11, 16], проведені дослідження щодо очищення дейтерієвої води від тритію методом фільтрації її крізь глинисто-цеолітові мембрани.

**Мета роботи:** Експериментально встановити ефективність фракціонування важких ізоотопів водню (трیتیю і дейтерію) у технологічному розчині DTO при його взаємодії з глинисто-цеолітовими мінеральними адсорбентами та визначення можливості їх ви-

користання для очищення уповільнювача важководних реакторів від тритію.

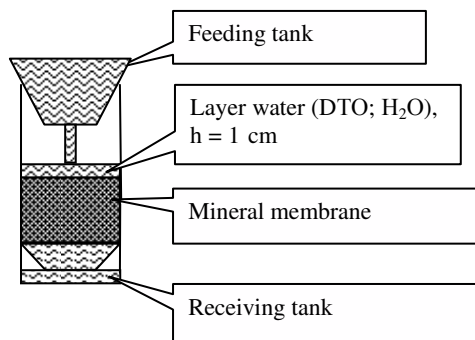
### Матеріали та методи

Для експериментів були підготовлені мінеральні суміші з цеоліту Сокирицького родовища (Україна) та глинистих мінералів – монтморилоніту і палігорскіту Черкаського родовища (Україна) та сепіоліту з родовища Вікалваро (Іспанія). На першому етапі експериментів тритій-дейтерієву воду (DTO) профільтрували крізь підготовлені мінеральні мембрани (Рис. 1). Отримані нами раніше результати щодо ізотопного фракціонування тритійованої води (НТО) при застосуванні глинисто-цеолітових адсорбентів засвідчили, що особливості структури обраних мінералів можуть забезпечити фракціонування ізотопів водню під час обміну між гідроксильними групами важкої води та структурними ОН-групами глинистих мінералів [7, 10, 12, 13, 11, 16]. Відомо, що в природних обмінних реакціях можуть проявлятися ізотопні ефекти, спрямовані на накопичення більш важких ізотопів у продуктах реакцій [15]. Менш відома можливість ізотопних ефектів при молекулярних обмінах між рідкою і мінеральною фазами.

Теоретичним підґрунтям для планування експериментальних досліджень щодо визначення можливості фракціонування важких ізотопів водню на сумішах природних сорбентів були уявлення про відмінності фізичних характеристик ізотопів водню [1, 2, 8]. Цей процес можливий внаслідок їх фракціонування в процесах взаємодії важкої (тритій-дейтерієвої) води з глинистими мінералами по аналогії з процесами, які відбуваються при взаємодії протій-тритієвої води з цією мінеральною субстанцією.

Для експериментів використовувалась важка вода, отримана від Українського державного підприємства «Ізотоп». Вміст дейтерію у цій воді було визначено у лабораторії ізотопної геохімії ДУ «ІГНС НАН України» під керівництвом завідуючого лабораторії Деміхова Ю.М. на маспектретрі МІ 1201 СГ відповідно прийнятої методики. Згідно протоколу визначення складу стабільних ізотопів водню у воді ТУ 1213-17-51188Е, абсолютний вміст дейтерію після трьох повторних вимірів склав у середньому 92,65%. Вміст тритію у цій воді вимірювався у коктейлях, підготовлених із використанням сцинтилятора Hi Sife 3 Wallac

у співвідношенні 8:12, на рідинному сцинтиляційному  $\beta$ -спектретрі Quantulus 1220 (LKW Wallac).



**Рис. 1.** Схема експерименту з фільтрації DTO ( $H_2O$ ) крізь композитну мембрану.

**Fig. 1.** Scheme for experiment with DTO ( $H_2O$ ) filtering composite membrane.

При виконанні досліджень із тритійованою водою (НТО) [11,12,13] було встановлено, що на процеси ізотопно-водневого обміну між рідкою і мінеральною фазами істотно впливає швидкість фільтрації, яка, в свою чергу, визначається типом та співвідношенням мінеральних складових у композиті. Тому для визначення впливу властивостей мінеральних композитів на можливість та кінетику ізотопного фракціонування було підготовлено серію систем із різними типами глинистих мінералів (Таб. 1).

Експерименти виконувались у динамічному режимі (рис. 1). На першому етапі крізь мінеральні мембрани профільтрували DTO, а на другому ті ж мембрани промивали дистильованою  $H_2O$ . Наявність процесу розділення важких ізотопів водню визначалася в пробах фільтрату після проходження вихідної важкої води крізь композитну мембрану. Концентрацію дейтерію у таких пробах визначали на маспектретрі МІ 1201 СГ.

**Таблиця 1.** Склад модельних систем із мембранами з глинисто-цеолітових композитів

**Table 1.** The composition of model systems with membranes and clay-zeolite composers.

Композит	Шифр системи	Співвідношення компонентів, %	Товщина мембрани, мм
Монтморилоніт -цеоліт	М-Ц	50 / 50	60
Палігорскіт-цеоліт	П-Ц	40 / 60	40
Сепіоліт-цеоліт	С-Ц	50 / 50	100

При фільтрації дейтерієвої води, збагаченої тритієм, крізь мінеральну мембрану можливі ізотопні ефекти – відмінності у властивостях ізотопів хімічного елемента або його сполук, що містять різні його ізотопи, найчастіше обумовлені відмінностями мас ядер ізотопів, але можуть бути зумовлені також відмінностями інших ядерних властивостей.

Термодинамічна нерівноцінність ізотопних сполук веде до нерівномірного розподілу ізотопів в умовах рівноваги ізотопного обміну (термодинамічний ізотопний ефект), а також до переважної адсорбції однієї з ізотопних форм на сорбенті. Окрім того, термодинамічна нерівноцінність вихідних ізотопних сполук у

сполученні з аналогічною нерівноцінністю перехідних станів (активних комплексів) у хімічних реакціях зумовлює різну швидкість хімічних реакцій ізотопних сполук (кінетичний ізотопний ефект).

Для пари Н—D одночасно можуть співіснувати як мас-залежні, так і ядерно-спіновий (магнітний) ізотопний ефекти, величина яких навіть може бути співставна. Для пари Н—Т ядерно-спіновий ефект незначний, оскільки спіни водню і тритію однакові (табл. 2). Проте маси тритію і протію відрізняються втричі (300 %), що обумовлює істотні мас-залежні ізотопні ефекти.

**Таблиця 2.** Фізичні характеристики ізотопів водню [1, 2, 8]

**Table 2.** Physical characteristics of isotope water [1, 2, 8]

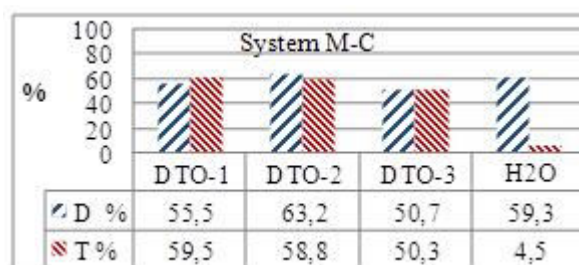
Характеристики	Протій ${}^1_1\text{H}$	Дейтерій ${}^2_1\text{H}, \text{D}$	Тритій ${}^3_1\text{H}, \text{T}$
Атомна маса, а.о.м.	1,007825	2,0141018	3,01604928
Надлишок маси, кеВ	7 289	13 136	14 950
Питома енергія зв'язку, кеВ/нуклон	0,00	1 112	2 827
Частота коливань в молекулі $\text{H}_2$ , $\text{см}^{-1}$	4405,3	3118,8	2546,5
Ізотопна поширеність, %	99,9885	0,0115	$n \times 10^{-15} - n \times 10^{-18}$
Спін ядра, I	$\frac{1}{2}$	1	$\frac{1}{2}$
Магнітний момент, $\mu\text{B}$	+2,79284	+0,85743	+2,97896
Період напіврозпаду, років	Стабільний	Стабільний	12,32
Продукт розпаду	—	—	${}^3\text{He}$
Канал та енергія розпаду, МеВ	—	—	$\beta^-$ 0,01859

### Результати експериментів та їх обговорення.

При фільтрації тритій-дейтерієвої води крізь композитні глинисто-цеолітові мембрани спостерігалось зменшення питомої активності тритію та зменшення концентрації дейтерію. За перші 3–5 діб цей процес обумовлюється частковим розбавленням концентрації важких ізотопів у фільтраті DTO за рахунок протієвої води ( $\text{H}_2\text{O}$ ), що міститься у мінеральній субстанції навіть у повітряно-сухий вихідній мінеральній масі. Потенціал для такого розбавлення в глинистих мінералах досить вагомий і складає від 10,5% маси мінералу в палигорськіті та сепіоліті і до 13% в монтморилоніті.

**Система з монтморилоніт-цеолітовою мембраною (М-Ц).** В процесі фільтрації зі зміною питомої активності тритію у фільтраті в системі М-Ц відбувається зміна концентрації дейтерію. На Рис. 2 наведено динаміку зміни частки важких ізотопів водню, що залишається у фільтраті після проходження вихідної важкої води крізь монтморилоніт-цеолітову мембрану. Протягом всієї фільтрації на першій стадії експерименту вміст дейтерію і тритію у фільтраті DTO майже однаково зменшувався і на кінець фільтрації складав дещо більше 50%. Фракціонування важких

ізотопів водню під час фільтрації DTO крізь монтморилоніт-цеолітову мембрану не відбувається (рис. 2, табл. 3).



**Рис. 2.** Зміна частки питомої активності тритію та вмісту дейтерію у фільтраті після проходження вихідної DTO та після промивання дистиллятом ( $\text{H}_2\text{O}$ ) крізь монтморилоніт-цеолітову композитну мембрану в системі М-Ц.

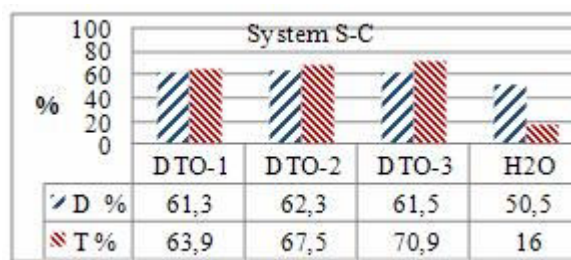
**Fig. 2.** Change in the fraction of specific tritium activity and deuterium content in the filtrate after passing the initial DTO and after filtration with distillate ( $\text{H}_2\text{O}$ ) through the montmorillonite-zeolite composite membrane in the M-C system.

**Система з сепіоліт-цеолітовою мембраною (С-Ц).** На першій стадії експерименту при фільтрації DTO крізь сепіоліт-цеолітову мембрану спостерігалися розбіжності у вмісті дейтерію і тритію у фільтраті. В той час, як концентрація дейтерію майже не змінювалася ( $61,5 \pm 0,5\%$ ), вміст тритію у фільтраті DTO зменшувався від 61,5% до 70,9% (рис. 3.). Тобто різниця вмісту двох ізотопів у фільтраті після проходження вихідної DTO крізь сепіоліт-цеолітову мембрану на кінець фільтрації склала біля 10%. На рисунку 3 наведено динаміку зміни частки важких ізотопів водню, що залишається у фільтраті після проходження вихідної важкої води крізь сепіоліт-цеолітову мембрану.

**Система з палигорськіт-цеолітовою мембраною (П-Ц).** У процесі фільтрації DTO крізь палигорськіт-цеолітову мембрану вміст важких ізотопів водню у фільтраті поступово зменшувався і на кінець першої стадії експерименту склали відповідно 65,8% для дейтерію і 63% для тритію, тобто їх концентрації відрізнялися не більше ніж на 3%. Фракціонування важких ізотопів водню при фільтрації DTO на першій стадії експерименту не спостерігалось (табл. 4). На рисунку 4 наведено динаміку зміни частки важких ізотопів водню, що залишається у фільтраті важкої води після проходження крізь палигорськіт-цеолітову мембрану.

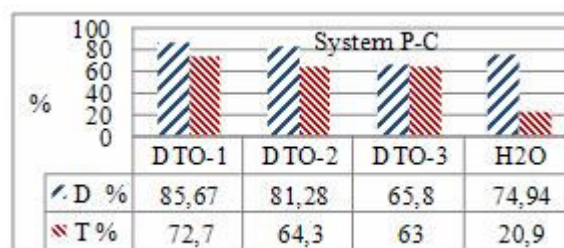
**На другому етапі експерименту** при промиванні глинисто-цеолітових мембран дистильованою водою були встановлені відмінності у вилуговуванні тритію і дейтерію з мінеральних адсорбентів. У монтморилоніт-цеолітовому композиті тритій за рахунок ізотопного обміну в структурних гідроксильних групах більш міцно зв'язується у структурних ОН-групах монтморилоніту, а дейтерій за причин, що потребують подальшого з'ясування, вилучається з фільтратом H<sub>2</sub>O, який забезпечує різницю у концентраціях цих важких ізотопів водню у фільтраті майже у 55% (рис. 2). Вірогідно, це може бути обумовлено тим, що молекула D<sub>2</sub>O має меншу міцність зв'язків зі структурою монтморилоніту, ніж молекула H<sub>2</sub>O, що впливає на час її затримки в структурі мінералу.

В сепіоліт-цеолітовому композиті вилуговування тритію протієвою водою відбувається з меншою інтенсивністю, ніж в монтморилоніт-цеолітовому композиті (рис. 3), і більш міцно у структурі сепіоліту закріплюється дейтерій (майже на 10%).



**Рис. 3.** Зміна частки питомої активності тритію та вмісту дейтерію у фільтраті після проходження вихідної DTO та після промивання дистильованою водою (H<sub>2</sub>O) крізь сепіоліт-цеолітову композитну мембрану в системі С-Ц.

**Fig. 3.** Change in the fraction of specific tritium activity and deuterium content in the filtrate after passing the initial DTO and after filtration with distillate (H<sub>2</sub>O) through the sepiolite-zeolite composite membrane in the S-C system.



**Рис. 4.** Зміна частки питомої активності тритію та вмісту дейтерію у фільтраті після проходження вихідної DTO та після промивання дистильованою водою (H<sub>2</sub>O) крізь палигорськіт-цеолітову композитну мембрану в системі П-Ц.

**Fig. 4.** Change in the fraction of specific tritium activity and deuterium content in the filtrate after passing the initial DTO and after filtration with distillate (H<sub>2</sub>O) through the palygorskite-zeolite composite membrane in the P-C system.

Найбільш інтенсивна різниця у вилуговуванні важких ізотопів водню з мінерального адсорбенту зафіксована на другому етапі експерименту при промиванні протієвою водою палигорськіт-цеолітової мембрани, де вміст дейтерію у фільтраті перевищив вміст тритію на 54% (рис. 4).

Ефект розділення важких ізотопів водню в процесі фільтрації DTO та H<sub>2</sub>O крізь глинисто-цеолітові мембрани оцінено показниками К<sub>Т</sub> і К<sub>Д</sub>, які розраховані як відношення часток концентрації тритію (P<sub>Т</sub>) і дейтерію (P<sub>Д</sub>) у фільтраті DTO (1):

$$K_T = \frac{P_T}{P_D} \quad (1)$$

де: К<sub>Т</sub> – коефіцієнт розділення важких ізотопів водню при фільтрації DTO крізь глинисто-цеолітові мембрани, P<sub>Т</sub>, P<sub>Д</sub> – відповідно частки вихідної питомої активності тритію та вихідної концентрації дейтерію, що залишаються у фільтраті після проходження вихідного розчину DTO крізь глинисто-цеолітові мембрани.



та  $K_D$  у фільтраті  $H_2O$  (2):

$$K_D = \frac{P_D}{P_T} \quad (2)$$

Значення коефіцієнтів розділення важких ізотопів водню при фільтрації крізь глинисто-цеолітові мембрани розчину DTO та протієвої води ( $H_2O$ ) наведено в таблиці 3. З отриманих результатів експериментів можна констатувати, що в динамічних системах, де DTO взаємодіє з глинисто-цеолітовим адсорбентом

**Таблиця 3.** Коефіцієнти розділення важких ізотопів водню  
**Table 1.** Separation coefficients of heavy hydrogen isotopes

Коефіцієнти розділення ізотопів водню	Тип глинисто-цеолітової композитної мембрани		
	М-Ц	С-Ц	П-Ц
$K_T$ (фільтрація DTO)	0,99	1,15	0,96
$K_D$ (фільтрація $H_2O$ )	13,2	3,2	3,6

Принципово інший процес спостерігається при фільтруванні протієвої води ( $H_2O$ ) крізь глинисто-цеолітові адсорбенти після їх взаємодії з розчином DTO. У всіх досліджених мінеральних адсорбентах були встановлені прояви фракціонування важких ізотопів водню з коефіцієнтами  $K_D = 13,2; 3,2$  і  $3,6$  відповідно для монтморилоніт-цеолітового, сепіоліт-цеолітового і палигорськіт-цеолітового композитів (табл. 3) з переважним вмістом дейтерію у фільтраті.

Виконані експериментальні дослідження підтвердили можливість використання глинисто-цеолітових мінеральних адсорбентів для очистки важкої води від тритію при двостадійному процесі промивання системи DTO і дистилатом  $H_2O$ .

## Висновки

Найбільш ефективною мінеральною мембраною для ізотопного фракціонування важких ізотопів водню на стадії фільтрації DTO є сепіоліт-цеолітовий композит. Різниця між концентраціями дейтерію та тритію у фільтраті DTO сягає 10 %, а коефіцієнт розділення важких ізотопів водню дорівнює  $K_T = 1,15$ .

Найбільша ефективність розділення важких ізотопів водню може бути забезпечена двостадійним процесом: на першій стадії фільтрацією DTO, коли відбувається накопичення дейтерію та тритію в мінеральній субстанції, і другою стадією, коли з мінерального композиту вимивається дейтерій протієвою водою. Найбільш ефективним у сенсі розділення важких ізотопів водню в динамічних системах при такому двостадійному процесі є монтморилоніт-цеолітовий композит з коефіцієнтом розділення важких ізотопів водню  $K_D = 13,2$  і з переважним вмістом дейтерію у фільтраті.

Виконані експерименти дозволили в першому наближенні намітити дуже перспективний напрям дос-

фракціонування у важких ізотопів водню у тритій-дейтерієвому розчині можливо при фільтрації крізь сепіоліт-цеолітовий композит з коефіцієнтом  $K_T = 1,15$  (табл. 3). При цьому, відбувається переважний вміст тритію у фільтраті DTO. В інших композитах (монтморилоніт-цеолітовому та палигорськіт-цеолітовому) на стадії фільтрації DTO крізь мінеральну мембрану фракціонування важких ізотопів водню не відбувається.

ліджень по використанню мінеральних сумішей для вирішення нагальної проблеми фракціонування важких ізотопів водню та очистки реакторних дейтерієвих вод від тритію.

## Література

1. Audi G., Bersillon O., Blachot J., Wapstra A.H. The NUBASE evaluation of nuclear and decay properties. Nuclear Physics. 2003. A 729. P. 3–128.
2. Audi G., Wapstra A.H., Thibault C. The AME2012 atomic mass evaluation (II). Tables, graphs, and references // Chinese Physics C. 2012. V. 36, N 12. P. 1603-2014
3. Butler, H.L. Tritium Hazards in Heavy-Water-Moderated Reactors, Nucl. Safety, 1963. 4, (3). P. 77-82.
4. Jackson, R.F.. Experience of Operation and Use of the UK High-Flux Research Reactors.//Proceedings of the Third International Conference of the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, United Nations, New York. 1964. P.168-175.
5. Matic-Vukmirovic, Z. Determination of the tritium buildup in a heavy-watermoderated reactor. Proceedings of the Third International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy. Geneva, United Nations, New York. 1965. 3. P.407-413.
6. Patterson, C.M. Radiation Protection Considerations in a Heavy-Water-Moderated Reactor. Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, United Nations, New York. 1958, Vol. 23, P.295-301.,
7. Pushkarev V., Rudenko I., Zubko O., Dolin V. (Jr.) Nitrogen and humic acid activation of aluminosilicates for improving the adsorption of tritium from water solutions, Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology. (2019). v. 1(84). pp. 16-20. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.84.02>
8. Бердоносков С.С. Изотопные эффекты / Химическая энциклопедия: в 5 томах. Т. 2. М.: Советская энциклопедия, 1990. – С. 383.
9. Мосин О.В., Складнев Д.А., Швеца В.И. Методы получения белков и аминокислот, меченных стабильными изотопами  $^2H$ ,  $^{13}C$  и  $^{15}N$ . Биотехнология, 1996. № 3, С. 12–32,
10. Пушкарев А. В., Руденко И. М., Скрипкин В. В. Адсорбция трития из водных растворов термически обработанными глинистыми минералами. Вісник Київського національного університету, (Геологія). Київ, 2015, 71. С. 43 – 48.
11. Пушкарьов О. В., Руденко І. М., Долін В. В. (мол.), Сепіоліт-цеолітові композити як потенційні водопроникні реакційні

бар'єри/, Приймаченко В. М.// Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. Київ, 2014. Вип.23. С.75 -84.

12. Пушкар'єв О.В., Приймаченко В.М. Взаємодія тритієвої води з глинистими мінералами. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. Київ, 2010. Вип.18. С.149 -158

13. Пушкар'єв О.В., Приймаченко В.М. Золкін І.О. Властивості бентоніто-цеолітових композитів щодо вилучення тритію з тритієвої води. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. Київ, 2012. Вип.20. С. 98 -107.

14. Синяк Ю.Е., Григор'єв А.И., Гайдадымов В.В., Медникова Е.И., Лебедева З.Н., Гуськова Е.И. Метод получения бездейтериевой воды и исследование ее влияния на физиологический статус, Космическая биология и авиакосмическая медицина / Материалы XI конференции. 1998, № 2, с. 201

15. Скульский Н.А., Демихов Ю.Н., Лысенко О.Б., Соботович Э.В. Фракционирование триады изотопов водорода: теория, эксперимент, перспективы // 36. наук. праць Ін-ту геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України. 2011. Вип. 19. С. 77-86.

16. Тритієвий індикатор ефективності термомодифікації адсорбційних властивостей кліноптилоліту. Руденко І.М., Пушкар'єв О.В., Долін В.Віт., Зубко О.В., Гречановська О.Є. Мінералогічний журнал. Київ, 2017. Т.39, 2. С.64 -74.

## References

1. Audi G., Bersillon O., Blachot J., Wapstra A.H. (2003) *Nuclear Physics*. A 729. pp. 3-128.

2. Audi G., Wapstra A.H., Thibault C. (2012) *Chinese Physics*. V. 36, N 12. pp. 1603-2014

3. Butler, H.L. (1963) *Nucl. Safety*, 4, (3). pp. 77-82.

4. Jackson, R.F. (1964) *Proceedings of the Third International Conference of the Peaceful Uses of Atomic Energy*, Geneva, United Nations, New York. pp.168-175.

5. Matic-Vukmircovic, Z.( 1965) *Proceedings of the Third International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy*. Geneva, United Nations, New York. 3. pp.407-413.

6. Patterson, C.M. (1958) *Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy*, Geneva, United Nations, New York. Vol. 23, pp.295-301.

7. Pushkarev V., Rudenko I., Zubko O., Dolin V. ( Jr.) (2019). *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. v. 1(84). pp. 16-20. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.84.02>

8. Berdonosov S.S. (1990) *Chemical Encyclopedia*. Moscow, Soviet Encyclopedia, P. 383.

9. Mosin OV, Skladnev D.A., Shvets V.I. (1996). *Biotechnology*. 3, pp. 12-32.

10. Pushkarev V., Rudenko I., Skripkin V.V. (2015). *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. v., 71. pp. 43 - 48.

11. Pushkarev V., Rudenko I., Dolin V. ( Jr.) (2014). *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Seredovyshcha*, Vyp. 23. ua, pp. 75 - 84. 12. Pushkar'ov, O.V. and Priymachenko, V.M. (2010), *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Seredovyshcha*, Vyp. 18, Kyiv, ua, pp. 149-161.

13. Pushkar'ov, O.V. , Priymachenko, V.M. Zolkin I.O. (2012) *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Seredovyshcha*, Vyp. 20. pp. 98 -107.

14. Syniak Yu.Ie., Hryhoriev A.I., Haidadymov V.V., Mednikova Ye.I., Lebedieva Z.M., Huskova Ye.I. (1998), *Space biology and aerospace medicine. Materials of the XI conference*. 2, P. 201

15. Skulskiy N.A., Demykhov Yu.N., Lysenko O.B., Sobotovych Э.В. (2011) *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Seredovyshcha*, Vyp. 19. pp. 77-86.

16. Rudenko, I. M., O. V. Pushkar'ov, V. Vik. Dolin, et al. 2017. *Mineralogical Journal*. (Ukraine). 39 (2): 64-74.

## ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ТЯЖЕЛЫХ ИЗОТОПОВ ВОДОРОДА В ДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

**Пушкар'єв А.В.**, к.г.-м.н, в.н.с., ГУ «Інститут геохімії отружающей среды НАН України», pushkarevigns@gmail.com,  
**Севрук І.М.**, с.н.с. ГУ «Інститут геохімії отружающей среды НАН України», igns219@gmail.com,  
**Деміхов Ю.Н.**, к.г.-м.н, с.н.с., ГУ «Інститут геохімії отружающей среды НАН України»  
**Долін В.Вик.** ГУ «Інститут геохімії отружающей среды НАН України», dolinvitaliy@gmail.com

Определена возможность использования минеральных адсорбентов для очистки замедлителя тяжеловодных реакторов от трития. Созданы три динамические системы, где в качестве композитных мембран использованы монтмориллонитовая, сепиолитовая и палыгорскитовая глины и цеолит (системы М-Ц, С-Ц и П-Ц). На первом этапе через минеральные мембраны профильтровывали дейтерий-тритиевую воду (DTO), а на втором те же мембраны промывали протиевой водой ( $H_2O$ ). В процессе такой двухстадийной фильтрации впервые установлен эффект разделения трития и дейтерия в фильтрате. На первой стадии эксперимента в системе с мембраной М-Ц содержание дейтерия и трития в фильтрате DTO равно уменьшалось и на конец фильтрации составляло несколько больше 50% от исходных концентраций. Коэффициент разделения тяжелых изотопов водорода в этой системе не превышал  $K_T = 0,99$ . При фильтрации DTO сквозь мембрану С-Ц доля трития в фильтрате на конец фильтрации уменьшилась относительно исходной концентрации на 10% меньше чем доля дейтерия и коэффициент разделения изотопов водорода составил  $K_T = 1,15$ . В системе П-Ц остаточная доля дейтерия в фильтрате DTO на 3% превышала остаточную долю трития и коэффициент разделения изотопов водорода определен на уровне  $K_T = 0,96$ . Другой процесс наблюдается при фильтрации протиевой воды ( $H_2O$ ) через глинисто-цеолитовые адсорбенты после их взаимодействия с раствором DTO. Во всех исследованных минеральных адсорбентах были установлены проявления фракционирования тяжелых изотопов водорода с коэффициентами  $K_D = 13,2, 3,2$  и  $3,6$  соответственно для монтмориллонит-цеолитового, сепиолит-цеолитового и палыгорскит-цеолитового композитов с преимущественным содержанием дейтерия в фильтрате, что свидетельствует о возможности использования глинисто-цеолитовых минеральных адсорбентов для очистки тяжелой воды от трития.

**Ключевые слова:** тритий, дейтерий, тяжелая вода, фракционирование, адсорбент, монтмориллонит, сепиолит, палыгорскит

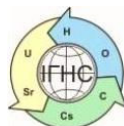
## FRACTIONATION OF HEAVY HYDROGEN ISOTOPES IN DYNAMICAL SYSTEMS

**Pushkar'ov O. V.**, Phd (Geol.-Min.), Senior Research Officer., SE "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine", pushkarevigns@gmail.com,  
**Sevruk I. M.**, Phd (Geol.), S.Researcher, SE "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine", igns219@gmail.com,  
**Demikhov Y.M.**, Phd (Geol.-Min.), SE "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine"  
**Dolin V. V. (young)**, Researcher, SE "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine", dolinvitaliy@gmail.com

*The possibility of using mineral adsorbents for cleaning the moderator of heavy water reactors from tritium is determined. Three dynamic systems have been created where montmorillonite, sepiolite and palygorskite clays and zeolite (systems M-Z, S-Z and P-Z) are used as composite membranes. At the first stage, deuterium-tritium water (DTO) was filtered through mineral membranes, and at the second stage, the same membranes were washed with protium water ( $H_2O$ ). In the process of such a two-stage filtration, the effect of separation of tritium and deuterium in the filtrate was first established. At the first stage of the experiment, the content of deuterium and tritium in the DTO filtrate in the system with an M-Z membrane was equally reduced and at the end of the filtration was slightly more than 50% of the initial concentrations. The separation coefficient of heavy hydrogen isotopes in this system did not exceed  $K_T = 0.99$ . When DTO was filtered through the C-Z membrane, the fraction of tritium in the filtrate at the end of filtration decreased by 10% relative to the initial concentration less than the fraction of deuterium and the hydrogen isotope separation coefficient was  $K_T = 1.15$ . In the P-C system, the residual fraction of deuterium DTO filtrate was 3% higher than the residual fraction of tritium and the hydrogen isotope separation coefficient was determined at the level of  $K_T = 0.96$ . Another process is observed when filtering protium water ( $H_2O$ ) through clay-zeolite adsorbents after their interaction with a DTO solution. In all the studied mineral adsorbents, the manifestations of fractionation of heavy hydrogen isotopes with coefficients  $K_D = 13.2, 3.2$  and  $3.6$ , respectively, were established for montmorillonite-zeolite, sepiolite-zeolite and palygorskite-zeolite composites with a predominant deuterium content in the filtrate, which indicates on the possibility of using clay-zeolite mineral adsorbents for the purification of heavy water from tritium.*

**Keywords:** tritium, deuterium, heavy water, fractionation, adsorbent, montmorillonite, sepiolite, palygorskite





<https://doi.org/>  
УДК 553.041/086-56.02

**Яценко В.Г., Заборовская Л.П., Покалюк В.В., Лашко С.П., Заборовский В.С.,  
Лыжаченко Н.Н.**

**Яценко В.Г.**, канд. геол.-мин. наук, с. н. с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [vgyatsenko@gmail.com](mailto:vgyatsenko@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0002-8113-5702>

**Заборовская Л.П.**, канд. геол. наук, ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [zaborovskayalp63@gmail.com](mailto:zaborovskayalp63@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0001-7848-5528>

**Покалюк В.В.**, д-р. геол. наук, с. н. с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [pvskan@ukr.net](mailto:pvskan@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0002-9282-0246>

**Лашко С.П.**, канд. геол. наук, доцент, Кременчугский национальный университет им. Михаила Остроградского, [lashkos@gmail.com](mailto:lashkos@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0001-9146-5687>

**Заборовский В.С.**, ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [zaborovskyyv@gmail.com](mailto:zaborovskyyv@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0002-3606-5223>

**Лыжаченко Н.Н.**, канд. геол. наук, ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», [albeet@ukr.net](mailto:albeet@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0001-8598-0551>

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ШУНГИТОПОДОБНЫХ ПОРОДАХ МЛЫНКОВСКОГО УЧАСТКА (КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКАЯ ЗОНА, УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

В работе приведены результаты минералого-петрографического, электронно-микроскопического, изотопного и рентгено-структурного изучения палеопротерозойских высокоуглеродистых шунгитоподобных пород Млынковского участка (Правобережный район Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны). Установлено их принципиальное структурно-вещественное и генетическое сходство со стратифицированными метаморфизованными глинисто-кремнистыми шунгитоносными породами Карелии. Характерной особенностью шунгитоподобных пород Млынковского участка, выделяющей их среди прочих метаморфизованных осадков раннего докембрия Украинского щита, является крайне низкая степень метаморфизма, соответствующая цеолитовой фации. Об этом свидетельствуют слабая раскристаллизация кремнистого (опал-халцедонового) матрикса пород и присутствие в породах цеолитов и углеродистого вещества, не достигшего стадии графитации. Обнаружение таких слабометаморфизованных пород в раннем докембрии представляет исключительный интерес для реконструкции первичных условий седиментации. В породах выявлены многочисленные биогенные образования (микрофоссилии), наиболее близкие (но не идентичные) по своим морфологическим признакам к цианобактериям рода *Lyngbiopsis ambigolaevis* sp. nov. семейства *Oscillatoriaceae*. Тонкозернистый углерод-опал-халцедоновый матрикс пород и присутствие в них микрофоссилий указывает на биогенно-хемогенную природу вещества. Несмотря на некоторые различия геологических условий нахождения и обстановок осадконакопления, сходство углеродистых пород Млынковского участка с шунгитовыми породами Карелии по многим параметрам, в том числе по характерной тесной ассоциации тонкозернистого кремнистого и углеродистого вещества как результата кристаллизации и полимеризации первично-гомогенного гелевого осадка – орнано-силикатного комплекса, свидетельствует о том, что шунгиты Карелии явление не уникальное. Это служит указанием на возможность выявления в Украине новых проявлений шунгитоподобных пород в существенно иных, не типичных для месторождений Карелии, геологических ситуациях. Подчеркнута необходимость систематических исследований различных групп углеродсодержащих пород Украинского щита с параллельной разработкой способов их рационального использования.

**Ключевые слова:** палеопротерозой, Украинский щит, шунгит, шунгитоносные породы, высокоуглеродистые породы, микрофоссилии.

**Введение.** Шунгит является ценным дефицитным углеродным сырьем, месторождения которого в настоящее время известны в Карелии (восточная часть Балтийского щита). Генезис шунгита до сих пор дискутируется, однако большинство исследователей склоняется к его биогенной природе. Уникальные свойства шунгита как природного высокодисперсного углерод-силикатного композита обуславливают ши-

рокий спектр его практического использования, включая металлургию, строительство, сельское хозяйство, решение экологических проблем, медицину, нанотехнологии [1, 2].

На Украинском щите известны проявления шунгитоподобных пород в Кировоградской области (Млынковский участок) [3], состав и генезис которых

изучен недостаточно для сравнения с классическими проявлениями на Балтийском щите.

**Цель статьи:** изучить минералогическими, петрографическими, электронно-микроскопическими, изотопными, рентгеноструктурными, лито-геохимическими методами высокоуглеродистые шунгитоподобные породы Млынковского участка и сравнить их с классическими шунгитоносными породами Карелии.

**Теоретические предпосылки (вопросы генезиса, классификации и терминологии шунгитоносных пород).** Наиболее изученный разрез шунгитоносных пород находится в Онежской палеопротерозойской синклинойной структуре, которая приурочена к юго-восточной части докембрийского Карельского массива Балтийского щита. В пределах данной структуры шунгитоносные породы формируют толщу общей мощностью до 1000 м. Суммарное количество углерода, накопленное в этой структуре, оценивается в  $25 \times 10^{10}$  тонн [2]. Уникальное по масштабам накопление органического вещества в Онежском осадочном бассейне именуется феноменом «Шуньга».

На протяжении длительного периода изучения шунгитовых пород (ШП) исследователями предпринимались неоднократные попытки их классифицирования. В основу классификаций закладывалось сразу несколько признаков: содержание углерода, состав и генезис минерального вещества, форма проявления шунгитового вещества. Наиболее известна классификация шунгитоносных пород и твердых битумов П.А. Борисова [4]; в ее основе заложен один признак – содержание свободного углерода. Выделены следующие разновидности: шунгит I – «минерал» шунгит («высший антраксолит» по М.М. Филлипову [5]) с содержанием углерода (мас. %) до 99 %; шунгит II – 35-70 %; шунгит III – 20-35 %; шунгит IV – 10-20 %; шунгит V <10 %. В классификации Л.П. Галдобинной и др. [6] сохранено деление пород по содержанию шунгитового вещества; в качестве второго классификационного признака служит генезис минеральной основы пород (хемогенные, терригенные и вулканогенные); дополнительные признаки – содержание общего и свободного кремнезема, сложных силикатов и модульные характеристики. В классификации Ю.К. Калинина [7] дополнительно выделены хемогенно-терригенные шунгитоносные породы. В.И. Горлов [2] впервые классифицирует ШП по генезису шунгитового вещества (первично-осадочное, миграционное, переотложенное). Последняя, наиболее разработанная генетическая классификация шунгитоносных пород, осуществлена в работах М.М. Филиппова [2, 5]. Породы разделены на 4 группы: 1) с первично-осадочным (сингенетичным) органическим веществом (ОВ) – сапропелиты; 2) со смешанным ОВ (первично-осадочным и миграционным)

– сапробитумолиты; 3) с миграционным ОВ – битумолиты; 4) с переотложенным ОВ. Содержание углерода выступает в качестве дополнительного признака, позволяющего выделять подгруппы пород.

Органическое вещество ШП по уровню углефикации соответствует предграфитовой метаантрацитовой стадии и традиционно называется шунгитовым веществом (ШВ). Формы проявления ШВ в породах самые разнообразные. Большая его часть представлена в рассеянном виде, однако существуют и концентрированные формы с содержанием ШВ до 80 % в породе, а также древние твердые битумы (миграционные формы ОВ), по уровню углефикации соответствующие высшим антраксолитам [2]. Шунгитоносные породы по составу минерального компонента чрезвычайно разнообразны: кремнистые породы – лидиты, кремнистые сланцы; карбонатные – известняки, доломиты; первично-глинистые породы разного состава; вулканогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты и др.) [5].

В представлениях о природе шунгитового вещества нет единого мнения – имеют место биогенная и абиогенная (эндогенная) концепции. Большинство исследователей склоняется к биогенной [8, 9, 10]. В фундаментальной работе М.М. Филиппова [2] приведены убедительные доказательства сапропелевой природы шунгитового вещества.

Накопление больших объемов органического вещества в осадочных отложениях палеопротерозоя характерно для многих регионов мира. На Украинском щите углеродсодержащие метаосадочные породы широко распространены в составе всего разреза палеопротерозоя Криворожской синклинойной структуры (~5000 м); наибольшие концентрации ОВ приурочены к гданцевской свите (~700 м) [11].

**Геологическое строение Млынковского участка.** Млынковский участок расположен в северо-восточной части Правобережного района Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны, в 30 км к юго-востоку от г. Кременчуг (Онуфриевский район Кировоградской области (рис. 1) [3]. Участок представляет полосу супракрустальных архей-палеопротерозойских пород, вмещающих железистые кварциты (Млынковская магнитная аномалия), длиной более 7 км и шириной около 700 м, вытянутую в субмеридиональном направлении вдоль зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Главный шов Криворожско-Кременчугской разломной зоны делит Млынковский участок на две части – западную и восточную. Западная часть взброшена; непосредственно ко шву примыкает узкая полоса архейских амфиболитов конкской серии, сменяющихся к западу плагиогранитоидами рамы днепропетровского комплекса. Восточная часть представляет крутую моноклираль, падающую в западном направлении с

нормальным порядком стратификации, сложенную палеопротерозойскими породами криворожской серии (скелеватская, саксаганская, гданцевская свиты). Высокоуглеродистые шунгитоподобные породы приурочены к отложениям гданцевской свиты. Структура моноклинали усложнена субсогласными тектоническими нарушениями и линзовидными телами аплит-пегматоидных

розовых гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Мощность полосы палеопротерозойских пород составляет около 400-500 м.

Разрез криворожской серии начинается (снизу вверх) тальковыми породами скелеватской свиты (около 15 м), которые выше сменяются железисто-кремнистыми породами саксаганской свиты (чередование сланцевых и железистых пластов общей мощностью до 230 м) и завершается толщей пород гданцевской свиты, сложенной преимущественно алюмосиликатными и глиноземистыми сланцами с углеродистым веществом.

По данным [3], разрез гданцевской свиты на Млынковском участке складывается из четырех пачек (снизу вверх):

*Сланцевая пачка* (мощность до 30 м) сложена кварцсодержащими биотитовыми, мусковитовыми и углеродисто-слюдяными сланцами с редкими прослойками мономинеральных кварцитов, доломитовых мраморов, тремолит-карбонат-хлоритовых сланцев, магнетит-гематитсодержащих и карбонат-куммингтонит-магнетитовых кварцитов.

*Нижняя кальцифир-сланцевая пачка* (~ 30 м) распространена в основном на севере участка. Разрез представляет частое чередование карбонатных, углеродисто-слюдяных и ставролит-кварц-слюдяных сланцев. Реже отмечаются прослои филлитовидных сланцев и карбонатсодержащих кварцитов.

*Кварцит-железисто-кремнистая пачка* характеризуется резкой изменчивостью мощности, как по простиранию, так и по падению пород от 2-6 до 25-45 м. Представлена магнетитовыми, куммингтонит-магнетитовыми, карбонат-магнетитовыми и гематит-мартитовыми кварцитами.

*Верхняя кальцифир-сланцевая пачка.* Её истинная мощность неизвестна, так как часть образований срезана Криворожско-Кременчугским разломом, вскрытая же мощность достигает 200 м. Представлена неравномерным чередованием пластов кварц-биотитовых, кварц-углеродисто-слюдяных, кварц-двуслюдяных, кварц-карбонат-биотитовых, кварц-карбонат-хлоритовых сланцев и тремолит-серицитсодержащих кварц-карбонатных пород. В подчинённом количестве присутствуют кварц-гранат-биотитовые и ставролит-кварц-двуслюдяные сланцы, а также биотитовые кварциты.

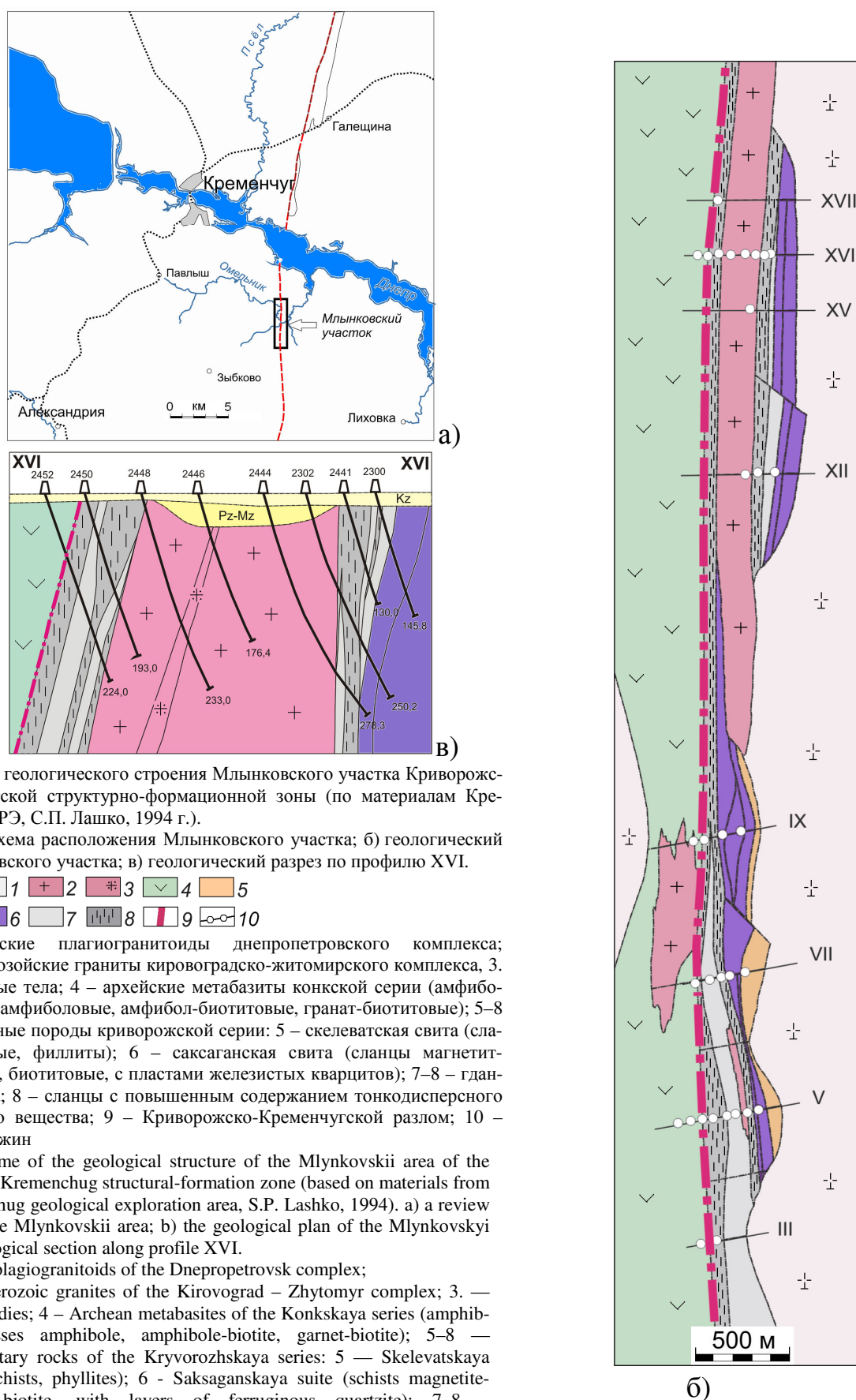
Таким образом, вскрытая суммарная мощность гданцевской свиты достигает 300 м, однако в большинстве случаев в конкретных разрезах она не превышает 150 м.

**Минералого-петрографические особенности высокоуглеродистых пород Млынковского участка.** Высокоуглеродистые шунгитоподобные породы вскрыты скважинами в северной части Млынковского участка (рис. 1) в зоне тектонизированного контакта с субсогласным пластообразным телом аплит-пегматоидных гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Залежь шунгитоподобных пород мощностью 10-30 м простирается в субмеридиональном направлении на 1,5-2,0 км; прослежена скважинами до глубины 250 м.

Макроскопически шунгитоподобные образования представляют собой темно-серые до черных, тонкослоистые и массивные, нередко сланцеватые породы пелитоморфного облика. Петрографическое изучение минерального состава пород затруднено из-за обилия чёрного дисперсного углеродистого вещества. Структура пород в шлифах тонкозернистая, характеризуется доминированием черной углеродистой основной массы с рассеянной тонкой вкрапленностью кремнисто-силикатного (опал-халцедон-серицитового) материала (рис. 2 а).

Минеральный состав пород в шлифах однообразен: преобладают чёрное углеродистое вещество, кремнезём (опал, халцедон, кварц) и серицит, последний составляет 5-10 % породы. В небольшом количестве (до 3-5 %) присутствуют пирит, цеолит, карбонат. Под электронным микроскопом диагностированы апатит, флогопит, барийсодержащий калиевый полевой шпат.

*Углеродистое вещество (УВ).* По данным химического анализа, содержание в породах углерода составляет от 2 до 21 %, главным образом – 9-14 % (табл. 2). В шлифах углеродистое вещество выглядит доминирующим (до 70-90 %) компонентом в породе (рис. 2 а). Оно сегрегируется в агрегаты слабо выраженного глобулярного облика с размером глобул до 0,1 мм. На черном фоне видны светлые линзовидные и рассеянные выделения тонкозернистого серицит-опалового материала. Под электронным микроскопом, напротив, УВ имеет подчинённое значение – до 20-30 %. Основная масса пород в этом случае сложена кремнисто-силикатным материалом, в котором рассеяны/рассредоточены скопления/выделения УВ неправильной формы (рис. 2 б) также с признаками тонкоглобулярной/тонкокомковатой текстуры. Соотношения кремний-силикатного и углеродистого веществ несколько разнятся, формируя тонкую слоистость. Слойки отличаются и размерностью слагающих их зёрен.



**Рис. 1.** Схема геологического строения Млынковского участка Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны (по материалам Кременчугской ГРЭ, С.П. Лашко, 1994 г.).

а) обзорная схема расположения Млынковского участка; б) геологический план Млынковского участка; в) геологический разрез по профилю XVI.

- 1 2 3 4 5  
6 7 8 9 10

1 – архейские плагиогранитоиды днепропетровского комплекса; 2–3 – протерозойские граниты кировоградско-житомирского комплекса, 3. – пегматитовые тела; 4 – архейские метабазиты конкской серии (амфиболиты, гнейсы амфиболовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые); 5–8 – метасадочные породы криворожской серии: 5 – скелеватская свита (сланцы тальковые, филлиты); 6 – саксаганская свита (сланцы магнетит-амфиболовые, биотитовые, с пластами железистых кварцитов); 7–8 – гданцевская свита; 8 – сланцы с повышенным содержанием тонкодисперсного углеродистого вещества; 9 – Криворожско-Кременчугской разлом; 10 – профили скважин

**Fig. 1.** Scheme of the geological structure of the Mlynkovskii area of the Krivorozhsk-Kremenchug structural-formation zone (based on materials from the Kremenchug geological exploration area, S.P. Lashko, 1994). a) a review scheme of the Mlynkovskii area; b) the geological plan of the Mlynkovskii area; c) geological section along profile XVI.

1 - Archean plagiogranitoids of the Dnepropetrovsk complex; 2–3 – Proterozoic granites of the Kirovograd – Zhytomyr complex; 3. – pegmatite bodies; 4 – Archean metabasites of the Konkskaya series (amphibolites, gneisses amphibole, amphibole-biotite, garnet-biotite); 5–8 – metasedimentary rocks of the Kryvorozhskaya series: 5 – Skelevatskaya suite (talc schists, phyllites); 6 - Saksaganskaya suite (schists magnetite-amphibole, biotite, with layers of ferruginous quartzite); 7–8 – Gdantsevskaya suite; 8 - shales with a high content of finely dispersed carbonaceous matter; 9 – Krivorozhsk-Kremenchug fault; 10 – well profiles

На фоне тонкодисперсного УВ видны многочисленные силуэтные формы (рис. 2 в), напоминающие цианобактерии рода *Lyngbiopsis ambigolaevs sp.nov.* семейства *Oscillatoriaceae*, выявленные А.М. Снежко в отложениях верхней свиты криворожской серии (ныне гданцевской и глееватской свит) и в отложениях родионовской свиты ингулецкой серии [12]. Описываемые образования (микрофоссилии?) имеют форму коротких палочек (длина 0,3-0,6 мм, ширина 0,15-0,2 мм) с характерным внутренним строением: внешние оболочки (чехлы цианобактерий?) сложены чешуйками серицита, сердцевина выполнена тонкозернистым опалом в смеси с тонкодисперсным углеродистым веществом.

**Кремнезём.** Кремнезём в высокоуглеродистых породах Млынковского участка представлен тремя модификациями – кварцем, опалом и халцедоном. В количественном отношении преобладают опал и халцедон. Опал в виде тонкозернистого агрегата является поровым цементом породы, иногда (в совместных микрослоях с цеолитом) образует микрожеоды. Халцедон наблюдается в виде тонких ветвящихся микропрожилков и микрожеод прихотливой формы (рис. 2 г, д) размером от долей миллиметра до 1,5-2 мм.

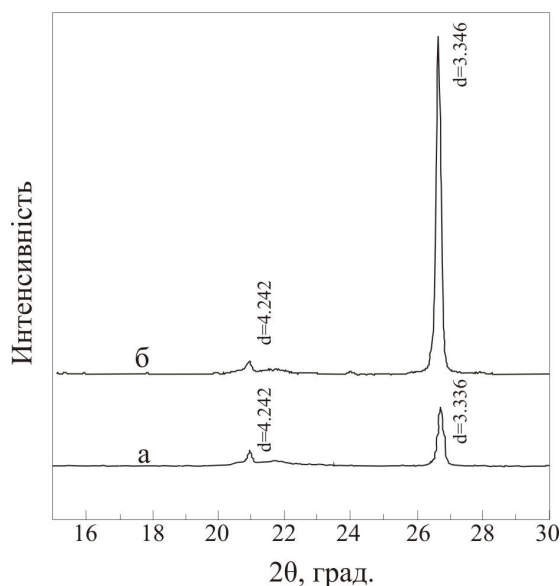
Микрожеоды халцедона имеют концентрически-зональное строение: внешние тонкие контуры имеют микрослоистую агатовидную текстуру; центральные зоны выполнены халцедоном радиально-лучистого строения. Размер микрожеод – от долей миллиметра до 1,5-2 мм. Количество халцедона в породе составляет до 5 %. Наличие в основной ткани пород плохо раскристаллизованного кремнезёма (опала и халцедона) свидетельствует о слабой степени их метаморфизма. Кварц в высокоуглеродистых породах Млынковского участка присутствует в виде линзовидных, гнездовидных скоплений, развивающихся вдоль трещин, плоскостей скольжения и является более поздним по отношению к халцедон-опаловому матриксу. С кварцем ассоциируют крупные выделения идиоморфного пирита, крупные чешуйки флогопита и кристаллы барийсодержащего калиевого полевого шпата и кальцита.

**Серицит** наблюдается в виде тонких чешуек, располагающихся в основном субсогласно тонкой слоистости породы (рис. 2 е). В тонких (первые мм) слоях серицит может наблюдаться как в преобладающем (до 70 %) количестве, так и в подчинённом (до 30 %) по отношению к другим компонентам породы. Разные количественные соотношения органического вещества, серицита и кремнезёма подчеркивают тонкую слоистость породы. Вероятно, серицит образовался при раскристаллизации силикатного (глиноземистого) материала исходных органо-глинисто-кремнистых гелевых осадков.

Цеолиты встречаются достаточно редко (не более 2-3 %), образуют микрослои совместно с крупными (до 2-4 мм) микрожеодами опала.

**Рентгенографическое исследование углеродистого вещества** шунгитоподобных пород затруднено в связи со сложностью отделения УВ от минеральных компонентов породы. Рентгеновскому дифракционному изучению подверглась порода, содержащая, по данным химического анализа, около 10 %  $C_{орг}$ . Дифрактограмма показывает отсутствие линии графита (рис. 3 а). При добавлении в пробу для контроля чешуйчатого графита Завальевского месторождения в количестве 10 % на дифрактограмме появляется его четкий пик (рис. 3 б).

Отсутствие в высокоуглеродистых породах Млынковского участка графита подтверждается данными рамановской спектроскопии [13], согласно которым углеродистое вещество характеризуется неупорядоченной (неграфитовой) структурой.



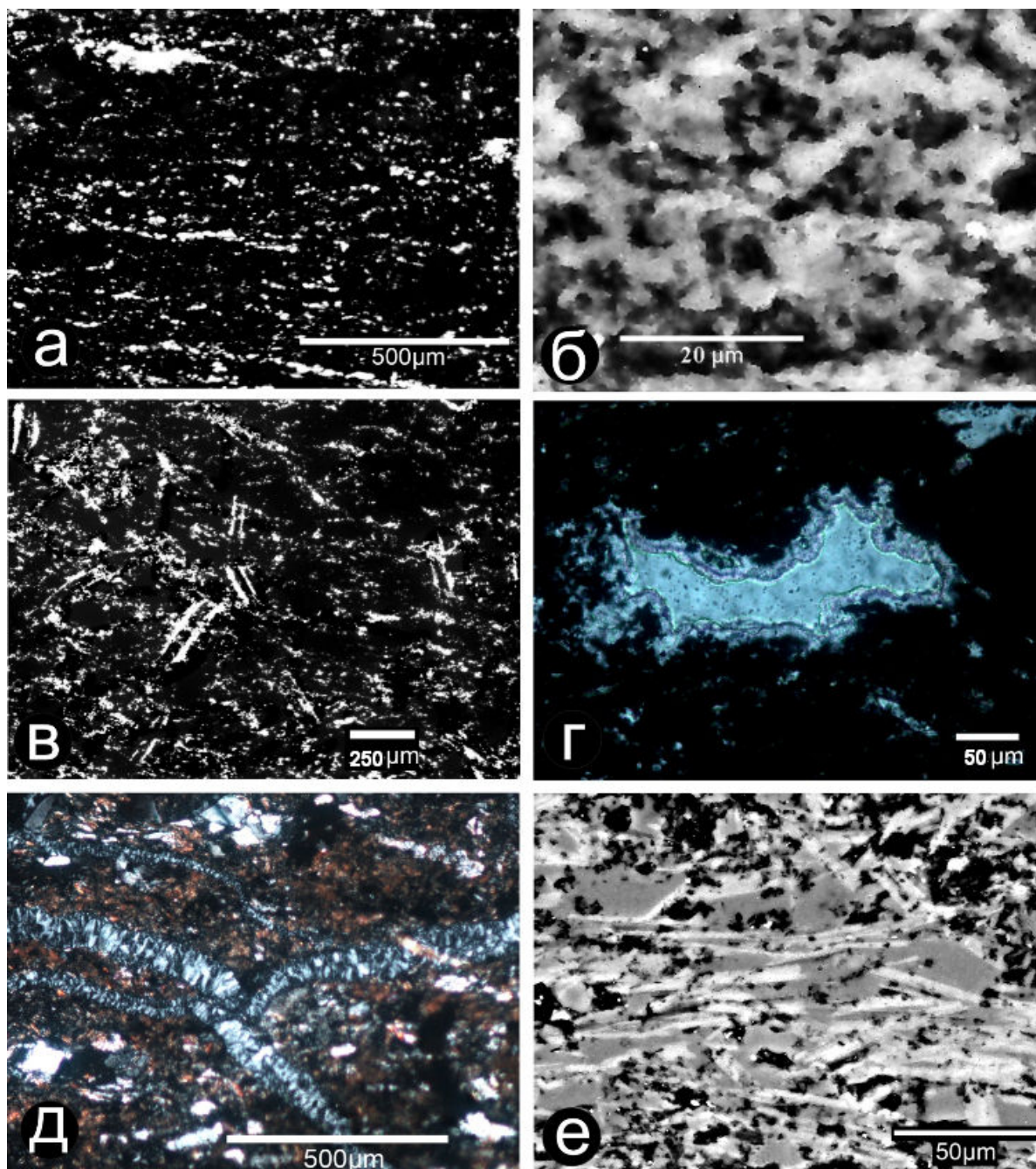
**Рис. 3.** Рентгеновская дифрактограмма шунгитоподобной породы Млынковского участка.

а – шунгитоподобная порода без примесей, б – шунгитоподобная порода с добавлением графита (10 %)

**Fig. 3.** XRD pattern of shungite-like rock in Mlynkovskii area. а – shungite-like rock without impurities, б – shungite-like rock with the addition of graphite (10 %)

**Изотопный состав углерода.** По данным изотопно-геохимических исследований, углерод шунгитоподобных пород Млынковского участка (табл. 1) имеет заметно облегченный ( $\delta^{13}C$  – -33‰) изотопный состав относительно среднего значения  $\delta^{13}C$  для графита Украинского щита ( $\delta^{13}C$  – -23 ‰) и укладывается в диапазон значений  $\delta^{13}C$  углерода шунгитов Карелии (-36 ÷ -26 ‰).





**Рис.2.** Структурно-текстурные особенности шунгитоподобных пород Млынковского участка Украинского щита. а, в, г – шлиф, проходящий свет, один поляризатор: а) преобладающая микрослоистая текстура пород, светлое зерно слева сверху – микрожеода халцедона; б) взаимоотношения углеродистого (чёрное) и серицит-кремнистого вещества, электронный снимок; в) предположительно биогенные образования (микрофоссилии ?); г) микрожеода халцедона зонального строения; д) ветвящиеся микропрожилки халцедона, шлиф, проходящий свет, николи скрещены; е) сланцеватая структура пород (белое – серицит, серое – опал, черное – УВ), электронный снимок

**Fig. 2.** Structural and textural features of shungite-like rocks of the Mlynkovskii area of the Ukrainian shield. а, с, d - thin section, transmitted light, one polarizer: а) the predominant micro-layered texture of the rocks, light grain at the top left - micro-geode of chalcedony; б) the relationship of carbonaceous material (black) and sericite-siliceous matter, an electronic image; с) presumably biogenic formations (microfossils?); д) micro-geode of a chalcedony of a zonal structure; е) branching micro-veins of chalcedony, thin section, transmitted light, two polarizers; ф) shale structure of rocks (white - sericite, gray - opal, black - carbonaceous matter), electronic image

**Лито-геохимическая характеристика шунгитоподобных пород.** Химический состав и содержание углерода шунгитоподобных пород Млынковского участка приведены в таблице 2. На химико-генетической классификационной диаграмме Л.П. Галдобиной [6] по разделению шунгитоносных пород

Карелии в нормативных координатах «углерод – свободный кремнезем – сложные силикаты» (рис. 4) углеродистые породы Млынковского участка образуют два ряда точек, соответствующих группам IVA и IVБ данной классификации (высоко- и среднекремнистым породам с калиевой специализацией), которые

являются наиболее промышленно значимыми группами шунгитов Карелии.

На классификационной диаграмме А.Н. Неёлова [14] в координатах «алюмо-глинозёмный модуль – общая меланократовость» поля составов углеродистых шунгитоподобных пород Млынковского участка и составов шунгитов Карелии практически совпадают (рис. 5).

Во вмещающей толще пород гданцевской свиты по данным спектрального анализа установлены пробы с повышенным содержанием титана (до 1 %), никеля (до 0,16 %), вольфрама (до 0,02 %), циркония (до 0,1 %), фосфора (до 1 %). По результатам химических анализов отмечаются участки с повышенным содержанием серебра (до 15 г/т). Пробирным анализом зафиксирован повышенный геохимический фон золота и субкларковый уровень концентраций платины и палладия. Проявления более высоких концентраций платиноидов обычно недостаточно контрастны, но

характерна приуроченность палладиевых аномалий к высокоуглеродистым прослоям [15].

**Сопоставление углеродистых шунгитоподобных пород Млынковского участка с шунгитами Карелии.** В таблице 3 приведено сравнительное сопоставление по ряду критериев шунгитоподобных пород Млынковского участка Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны Украинского щита с шунгитами Карелии.

Прямых определений возраста гданцевской свиты криворожской серии Украинского щита, к которой приурочено проявление шунгитоподобных пород Млынковского участка, на сегодня не существует. По косвенным признакам – возрасту перекрывающих отложений глееватской свиты (~ 2100 млн лет) [16] и подстилающих отложений саксаганской свиты (~ 2300 млн лет) [17] – возрастной интервал формирования гданцевской свиты укладывается в этот промежуток.

**Таблица 1.** Изотопный состав углерода шунгитоподобных пород Млынковского участка  
**Table 1.** The isotopic composition of carbon in carbonaceous rocks of the Mlynkovskii area

Место отбора пробы	Характеристика высокоуглеродистых пород	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰
скв. 2302, гл. 163,3-165,3	Порода чёрная, тонкозернистая, тонкослоистая и тонкосланцеватая.	-33,86*
скв. 2303, гл. 260,0-262,5	Чёрная, тонкозернистая, массивная, с раковистым изломом породы, в шлифе тонкослоистая, микрозернистая, с микрожеодами и микропрожилками халцедона.	-34,62*
скв. 24442, гл. 21,6-23,6	Порода тёмно-серая, тонкослоистая, тонкозернистая. Хорошо видны кливажные трещины скольжения, по которым развивается тонкозернистый пирит	-35,08*
Средний изотопный состав углерода графита Украинского щита		-23÷-22
Изотопный состав углерода шунгитов Карелии [2]		-36÷-26

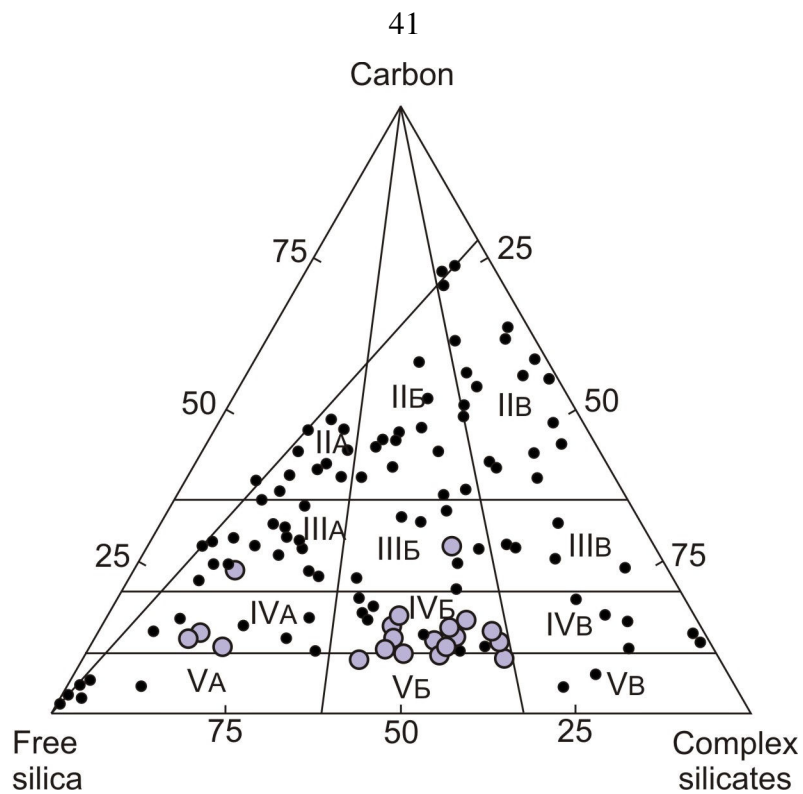
\*Анализы выполнены в ИГМР НАН Украины (И.М. Луговая, 2005 г.).

**Таблица 2.** Химический состав шунгитоподобных пород Млынковского участка**Table 2.** The chemical composition of schungite-like rocks of the Mlynkovskii area

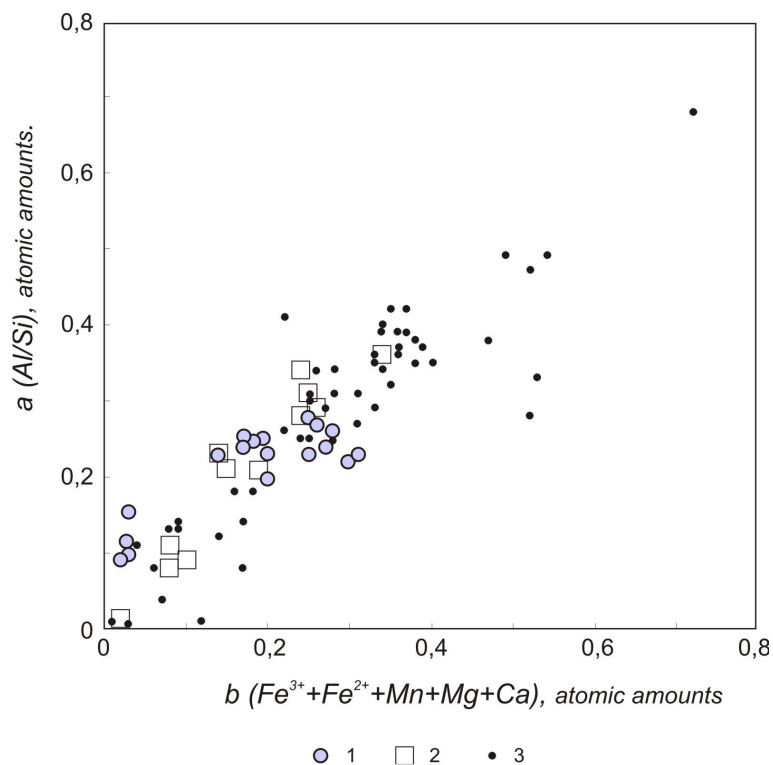
Место отбора		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>3сулф</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма	SO <sub>3общ</sub>	S <sub>пир</sub>	H <sub>2</sub> O	C <sub>общ</sub>	CO <sub>2</sub>
№ Скви.	Интервал, м																			
2303	21,6-23,6	78,0	5,8	0,32	0,07	0,66	0,16	0,01	≤ 0,1	0,40	0,09	1,30	≤ 0,1	13,18	99,98	0,20	0,04	0,72	9,85	0,264
2303	23,6-25,6	76,4	6,2	0,06	0,50	0,65	0,20	0,01	≤ 0,1	0,55	0,204	1,39	≤ 0,1	13,28	99,43	0,35	0,06	0,80	10,28	0,275
2303	27,6-31,6	75,4	6,9	0,07	0,35	0,64	0,22	0,01	0,30	0,55	0,057	1,55	≤ 0,1	14,03	100,07	0,09	0,01	0,60	18,84	0,253
2303	31,6-33,6	48,1	9,5	3,30	0,99	0,49	0,28	0,10	3,65	4,00	2,05	1,80	0,19	24,14	98,59	2,6	0,22	0,44	21,14	0,238
2302	141,3-143,3	57,4	11,8	2,90	0,71	0,65	0,31	0,03	1,00	3,00	0,105	2,37	0,77	17,67	98,72	4,68	1,83	0,41	11,88	0,640
2302	143,3-145,3	59,5	10,2	4,42	1,06	0,66	0,29	0,03	1,30	2,80	0,078	1,65	1,09	16,08	99,76	5,12	2,02	0,26	13,55	0,567
2302	145,3-147,3	53,8	11,3	3,22	1,06	0,68	0,30	0,03	1,35	2,80	0,29	2,12	1,33	20,52	98,80	5,94	1,98	0,35	13,54	0,440
2302	147,3-149,3	52,6	10,6	3,02	1,06	0,55	0,34	0,05	3,28	3,85	1,66	1,88	0,85	19,25	98,99	5,66	1,6	0,28	12,95	0,600
2302	149,3-151,3	57,9	12,5	3,13	0,78	0,61	0,31	0,03	1,30	3,15	0,265	2,94	0,77	15,09	98,78	5,66	2,16	0,21	13,01	0,640
2302	159,3-161,3	51,8	11,9	3,72	1,42	0,75	0,30	0,05	3,10	4,00	1,05	1,65	1,17	17,82	98,73	8,29	2,9	0,38	11,95	0,329
2302	161,3-163,3	53,5	12,8	3,72	1,06	0,68	0,33	0,04	3,00	3,45	0,809	1,96	1,33	16,22	98,90	5,66	1,94	0,24	11,66	0,245
2302	163,3-165,3	57,1	11,9	4,00	0,70	0,59	0,20	0,03	0,91	2,30	0,394	2,70	0,19	17,45	98,52	6,10	2,28	0,27	11,93	0,275
2302	171,8-174,0	59,6	11,8	0,90	2,62	0,58	0,34	0,02	0,73	2,15	0,223	3,85	0,15	15,59	98,55	5,24	2,00	0,31	9,70	0,201
2444	245,0-248,0	51,3	11,7	3,66	1,84	0,61	0,30	0,09	1,64	4,00	0,328	2,45	0,53	20,23	98,68	4,32	1,60	0,45	12,6	0,929
2444	248,0-249,5	52,0	9,7	3,66	1,21	0,62	0,30	0,09	2,27	5,15	1,08	2,00	0,32	21,42	99,82	5,43	1,77	0,27	11,02	0,768
2444	249,5-251,0	53,2	10,6	3,28	1,22	0,59	0,32	0,04	2,73	3,60	0,924	2,12	1,01	19,21	98,84	7,40	2,58	0,22	11,02	0,768
2444	251,0-254,0	57,6	10,8	2,12	1,42	0,64	0,32	0,04	2,37	3,15	0,732	2,37	1,17	16,28	99,01	5,24	1,81	0,36	9,70	1,280
2444	254,0-257,0	51,4	11,2	2,12	1,42	0,61	0,31	0,08	4,55	3,70	1,88	1,80	1,09	18,46	98,62	3,96	0,83	0,52	9,27	0,823
2444	257,0-260,0	57,3	11,3	3,40	0,64	0,66	0,38	0,04	1,10	3,50	0,494	1,96	0,40	17,54	97,71	3,86	1,34	0,62	9,30	0,967
2444	260,0-262,5	75,8	7,0	0,70	0,20	0,66	0,12	0,01	≤ 0,1	0,65	0,07	1,72	0,14	11,65	98,80	0,44	0,14	0,30	11,25	0,896

Анализы выполнены в химической лаборатории ПГО «Южургеология», 1995 г.





**Рис. 4.** Положение шунгитоподобных пород Млынковского участка (серые кружки) на химико-генетической классификации шунгитов (чёрные кружки) по Л.П. Галдобиной [6]  
**Fig. 4.** The position of shungite-like rocks of the Mlynkovskii area (gray circles) on the chemical-genetic classification of shungites (black circles) by L.P. Galdobina [6]



**Рис. 5.** Положение углеродистых пород и шунгитов на классификационной диаграмме А.Н. Неёлова [14]  
 1 – высокоуглеродистые шунгитоподобные породы Млынковского проявления; 2 – шунгиты Карелии; 3 – шунгитосодержащие породы Карелии  
**Fig. 5.** The position of carbonaceous rocks and shungites on classification chart by A.N. Neelov [14].  
 1 - high-carbonaceous shungite-like rocks of the Mlynkovskii area; 2 - shungites of Karelia; 3 - shungite-bearing rocks of Karelia

Таблица 3. Сравнение шунгитоподобных пород Млынковского участка с шунгитами Карелии

Table 3. Comparison of schungite-like rocks of the Mlynkovskii area with shungites of Karelia

	Шунгиты Карелии	Шунгитоподобные породы Млынковского проявления Украинского щита
Геологическое положение	Онежская синклиновая структура юго-восточной части Карельского массива Балтийского щита	Млынковская синклиналь Криворожско-Кременчутской структурно-формационной зоны Украинского щита
Обстановка осадконакопления	Бассейны глинисто-карбонатного осадконакопления в условиях с резко восстановительной средой и мощным подводным базальтоидным вулканизмом	Субплатформенный бассейн с терригенным, карбонатным и хемогенно-железистым осадконакоплением
Возраст отложений	Палеопротерозой	Палеопротерозой
Характер залегания продуктивных тел	Стратиформные пласты, секущие жилы, экструзивные тела	Стратиформные пласты
Содержание углерода в породах	0,1 ÷ 80 %	2 – 21 %, главным образом 9–14 %
Типы выделения углеродистого вещества	Стратифицированный (сингенетический), миграционный, переотложенный	Стратифицированный
Структурное состояние углеродистого вещества	Некристаллический неграфитируемый углерод с надмолекулярной глобулярной структурой	Некристаллический (неграфитируемый?) углерод с признаками глобулярной структуры
Типы углеродсодержащих пород	12 групп по содержанию углерода и составу минеральной части	2 группы, соответствующие двум промышленно значимым группам шунгитов Карелии
Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$	-36 ÷ -26 ‰	-35,1 ÷ -33,9 ‰
Генезис пород	Метаморфизм органо-силикатного геля	Метаморфизм органо-силикатного геля
Характеристика полезного ископаемого	Природный углерод-силикатный тонкозернистый композит матричной структуры	Природный углерод-силикатный тонкозернистый композит матричной структуры
Уровень запасов шунгитов	4 месторождения шунгитов с общими запасами 80 млн. т по категории. А+В+С1	Залежь шунгитоподобных пород мощностью до 30 м и протяжённостью 1,5 – 2,0 км прослеживается до глубины 260 м.
Направления практического использования	Металлургия, строительство, водоочистка, экология, медицина, нанотехнологии	Водоочистка, экология, медицина, нанотехнологии

Таким образом, возраст углеродистых пород гданцевской свиты криворожской серии хорошо сопоставляется с возрастом людиковийского горизонта палеопротерозойской Онежской структуры Карельского кратона Балтийского щита (2100-1920 млн. лет) [2]. Однако условия накопления обогащенных углеродом отложений несколько отличались: в Онежской синклинорной структуре это были бассейны глинисто-карбонатного осадконакопления в условиях с резко восстановительной средой и мощным подводным базальтоидным вулканизмом, а во внутренней зоне Криворожско-Кременчугского краевого прогиба – бассейны с терригенным, карбонатным и хемогенно-железистым осадконакоплением.

Отличия касаются и характеристики продуктивных тел. В Онежской структуре шунгиты формируют стратиформные пласты, секущие жилы и экструзивные тела. Присутствуют сингенетический (стратифицированный), миграционный и переотложенный типы углеродистого вещества; содержание углерода в шунгитовых породах Карелии изменяется от долей до 80 %. На Млынковском участке шунгитоподобные породы представлены лишь стратиформным пластом и, соответственно, присутствует только статифицированный тип углеродистого вещества, содержание которого в породах достигает 21 %.

Шунгитоподобные породы Млынковского участка, по сравнению с шунгитовыми породами Карелии, характеризуются меньшим разнообразием содержания углерода и составов минеральной части, но в химико-генетической классификации Л.П. Галдобиной [1] они соответствуют двум наиболее промышленно значимым группам шунгитов Карелии (рис. 4).

Вариации изотопного состава углерода  $\delta^{13}\text{C}$  шунгитоподобных пород Млынковского участка полностью укладываются в интервал значений изотопного состава углерода шунгитов Карелии. Несколько более узкий диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  углерода шунгитоподобных пород Млынковского участка по сравнению с шунгитами Карелии можно объяснить в целом меньшим количеством разновидностей углеродистых пород.

Существенным отличием углеродистых шунгитоподобных пород Млынковского участка от шунгитов Карелии является уровень запасов. В Карелии углеродистые (шунгитовые) породы распространены на обширной территории, но наибольшее их количество присутствует в Онежской палеопротерозойской синклинорной структуре. Здесь известны 4 месторождения шунгитов с общими запасами 80 млн. т. в категории А + В + С1. По данным М.М. Филиппова [2], суммарное количество органического углерода, накопленного в Онежской структуре, оценивается в  $25 \times 10^{10}$  т. На Млынковском участке объем углеродистых пород значительно меньше. В настоящее время здесь

известна лишь одна субвертикальная залежь шунгитоподобных пород мощностью от 10 до 30 м, которая протягивается на 1,5 – 2,0 км и прослеживается до глубины 260 м.

Несмотря на некоторые отличия геолого-генетических условий формирования шунгитов Карелии и шунгитоподобных пород Млынковского участка, в главном, что определяет уникальность и ценность шунгита, а именно – в своеобразной структуре углеродистой породы и собственно структуре углеродистого вещества, – эти породы достаточно сходны между собой. Так, исходя из совокупности полученных данных (макро-, мезо- и микроструктурно-текстурных особенностей пород, их минерального состава, содержания углерода и его структуры), в углеродистом веществе пород Млынковского участка, как и в шунгитах Карелии, отсутствует кристаллическая (графитовая) структура и отмечаются признаки присутствия глобулярной надмолекулярной структуры УВ. Высокоуглеродистые породы Млынковского участка, подобно типичным шунгитам Карелии, представляют собой тонкий агрегат углеродистого и алюмосиликатного вещества, то есть, являются углеродсодержащими пелитоморфными породами с матричной структурой.

## Выводы

1. На основе комплексных минералогопетрографических, электронно-микроскопических, изотопных, рентгеноструктурных, лито-геохимических исследований установлено, что палеопротерозойские высокоуглеродистые шунгитоподобные породы Млынковского участка (Правобережный район, Криворожско-Кременчугская зона Украинского щита) принципиально сходны в структурновещественном и генетическом отношении со стратифицированными шунгитоносными породами Карелии.

2. Установлена крайне низкая степень метаморфизма цеолитовой фации шунгитоподобных пород Млынковского участка. Об этом свидетельствуют слабая раскристаллизация кремнистого (опал-халцедонового) матрикса пород, присутствие в породах цеолитов и углеродистого вещества, не достигшего стадии графитации. Обнаружение таких слабометаморфизованных пород в раннем докембрии Украинского щита представляет исключительный интерес для реконструкции первичных условий седиментации.

3. Нераскристаллизованный углерод-опал-халцедоновый матрикс и наличие в нем характерных структур (микрофоссилий), наиболее близких (но не идентичных) по своим морфологическим признакам к цианобактериям рода *Lyngbiopsis ambigola* sp. nov.

семейства Oscillatoriaceae указывает на биогенно-хемогенный генезис пород.

4. Несмотря на некоторые различия геологических условий нахождения и обстановок осадконакопления, сходство углеродистых пород Млынковского участка с шунгитовыми породами Карелии по многим параметрам, в том числе по характерной тесной ассоциации тонкозернистого кремнистого и углеродистого вещества как результата кристаллизации и полимеризации первично-гомогенного гелевого осадка – органо-силикатного комплекса, свидетельствует о том, что шунгиты Карелии, в принципе, явление не уникальное. Это служит указанием на возможность выявления в Украине новых проявлений шунгитоподобных пород в существенно иных, не типичных для месторождений Карелии геологических ситуациях.

5. Назревшей представляется постановка систематических исследований для получения полной характеристики всего комплекса свойств – механических, физических и химических – различных групп углеродсодержащих пород Украины, с параллельной разработкой способов их рационального использования.

#### Литература

1. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Под ред. Соколова В.А., Калинина Ю. К. Петрозаводск, 1975. 240 с.
2. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. 146 с.
3. Снежко А.М., Лашко С.П., Яценко В.Г. О шунгитах и шунгитовом минеральном сырье Украины. Сборник научных работ Института геохимии окружающей среды. 2005. Вып.11. С. 80–88.
4. Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Карелия, 1956. 92 с.
5. Филиппов М.М., Первунина А.В. О классификации шунгитоносных пород палеопротерозоя Карелии. 36. науч. праць Інституту геологічних наук НАН України. 2008. Вип. 1. С. 178–185.
6. Галдобина Л.П. Типы и свойства шунгитовых и шунгитосодержащих пород / В кн: Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Под ред. Соколова В.А., Калинина Ю. К. Петрозаводск, 1975. С. 20–29.
7. Калинин Ю.К. Классификация шунгитовых пород. В кн.: Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. С. 4–16.
8. Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю. Цианобактериальная система – продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии. Литология и полезные ископаемые. 1993. № 6. С. 122–127.
9. Тимошина И.Д., Конторович А.Э., Борисова Л.С. и др. Органическая геохимия шунгитоносных пород заонежской свиты (PR1) Карелии. Успехи органической геохимии: Материалы Всерос. науч. конф. (Новосибирск, 11–15 октября 2010 г.). С. 329–332.
10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия чёрных сланцев. Л.: Наука, 1998. 272 с.
11. Покалюк В.В. Литогенез в раннем докембрии Криворожского железорудного бассейна. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2017. 461 p. (ISBN 978-3-330-32486-6)
12. Снежко А.М., Раскатова Л.Г. Новые виды докембрийских синезелёных водорослей. ДАН УССР. 1979. № 3. Серия Б. С. 181–186.
13. Лижаченко Н.М., Міланська С., Курило С.І. та ін. Досвід Раманівської спектроскопії графіту Українського щита. Геологія і

корисні копалини України: Збірник тез наукової конференції, присвяченої 100-річному ювілею Національної академії наук України та Державної служби геології та надр України (Київ, 2–4 жовтня 2018 р.). Київ: НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка. 2018. С.121–123.

14. Неёлов А.Н. Петрохимическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия. Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 6–105.

15. Юшин А.А., Снежко А.М., Яценко В.Г. Платиновые металлы и золото в металлоносных высокоуглеродистых формациях раннего докембрия Украинского щита. Сборник научных трудов Института геохимии окружающей среды. Киев, 2003. Вып. 8. С.179–201.

16. Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Беккер А.Ю. U-Pb возраст (LA-ISP-MS) кластогенного циркона глееватской свиты Кривбасса (Украинский щит). Геол. журн. 2018. N 2 (363). С. 42–57.

17. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1988. 191 с.

#### References

1. Sokolov, V. A., Kalinin, Yu. K. (1975), *Shungity Karel'ii i puti ih kompleksnogo ispol'zovaniya*. Petrozavodsk. RU. 240 p.
2. Filippov, M.M. (2002), *Shungitonoosnyye porody Oнежskoy struktury*. KNC RAN Petrozavodsk. RU. 146 p.
3. Snezhko, A.M., Lashko, S.P., Yatsenko, V.G. (2005). *O shungitakh i shungitovom mineral'nom syr'ye Ukrainy. Sbornik nauchnyh rabot Instituta geohimii okruzhayushchej sredy*. Vyp.11. RU. pp. 80–88.
4. Borisov, P.A. (1956), *Karel'skie shungity*. Petrozavodsk. RU. 92 p.
5. Filippov, M.M., Pervunina, A.V. (2008), *Zb. nauk. pr. Institutu geologichnih nauk NAN Ukraini*, Vyp. 1. RU. pp. 178–185.
6. Galdobina, L.P. (1975), *Tipy i svoystva shungitovyh i shungitsoderjashchih porod / pod red. V.A. Sokolova i YU.K. Kalinina. / Shungity' Karel'ii i puti ih kompleksnogo ispol'zovani*. Petrozavodsk. pp. 20–29.
7. Kalinin, Yu.K. (1984), *Shungity – novoe uglerodistoe syr'e*, Petrozavodsk. RU. pp. 4–16.
8. Zhmur, S.I., Gorlenko, V.M., Rozanov, A.Yu. (1993), *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 6. RU. pp. 122–127.
9. Timoshina, I.D., Kontorovich, A.E., Borisova, L.S. (2010), *Uspekhi organicheskoy geohimii: Materialy Vseros. nauch. konf. (11–15 oktyabrya 2010 g.)*. RU. pp.329–332.
10. Yudovich, Ya.E., Ketris, M.P. (1988), *Geohimiya chyornyh slancev*, L., Nauka. RU. 272 p.
11. Pokalyuk, V.V. *Litogenez v rannem dokembrii Krivorozhskogo zhelezorudnogo bassejna*. LAP LAMBERT Academic Publishing: 2017. RU. 461 p.(ISBN 978-3-330-32486-6)
12. Snezhko, A.M., Raskatova, L.G. (1979), *DAN UССР*, 3, B. RU. pp. 181–186
13. Lyzhachenko, N.M., Milans'ka, S., Kurylo, S.I. (2018), *Geologiya i korisni kopalini Ukraini: Zbirnik tez naukovoi konferencii, prisyachenoj 100-richnomu yuvileyu Nacional'noi akademii nauk Ukraini ta Derzhavnoi sluzhbi geologii ta nadr Ukraini (Kiiv, 2–4 zhovtnya 2018 r.)*, NAN Ukraini, In-t geohimii, mineralologii ta rudoutvorennia im. M.P.Semenenka. Kyiv. UA. pp.121–123.
14. Neelov, A.N. (1977), *Litologiya i geohimiya rannego dokembriya*. Apatity. RU. pp. 6–105.
15. Yushin, A.A., Snezhko, A.M., Yatsenko, V.G. (2003), *Sbornik nauchnyh trudov Instituta geohimii okruzhayushchej sredy*. Kyiv. Vyp. 8. RU. pp.179–201.
16. Artemenko, G.V., Shymlyanskyy L.V., Bekker, A. Yu. (2018). *U-Pb vozrast (LA-ISP-MS) klastogennoho circona gleevatsoj svity Krivbassa (Ukrainski sit)*. Geol. Journal. No 2 (363). RU. P. 42–57.
17. *Zhelezisto-kremnistyye formytsii dokembriya yevropeyskoy chasti SSSR. Stratigrafiya*. Kiev: Nauk. dumka, 1988. RU. 191 p.

# **НОВІ ДАНІ ПРО БАГАТОВУГЛЕЦЕВІ ШУНГІТОПОДІБНІ ПОРОДИ МЛИНКІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ (КРИВОРІЗЬКО-КРЕМЕНЧУЦЬКА ЗОНА, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

**Яценко В.Г.**, канд. геол.-мін. наук, пров. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», vgyatsenko@gmail.com  
**Заборовська Л.П.**, канд. геол. наук, н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», zaborovskayalp63@gmail.com  
**Покалюк В.В.**, докт. геол. наук, пров. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», pvskan@ukr.net  
**Ляшко С. П.**, канд. геол. наук, доцент Кременчуцького національного університету ім. Михайла Остроградського, lashkos@gmail.com  
**Заборовський В.С.**, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»  
**Лижаченко Н.М.**, канд. геол. наук, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

У роботі наведено результати мінералого-петрографічного, електронно-мікроскопічного, ізотопного і рентгеноструктурного вивчення палеопротерозойських високовуглецевих шунгітоподібних порід Млинківської ділянки (Правобережний район Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони). Встановлено їх принципову структурно-речовинну і генетичну схожість зі стратифікованими метаморфізованими глинисто-кременистими шунгітоносними породами Карелії. Характерною особливістю шунгітоподібних порід Млинківської ділянки, що виділяє їх серед інших метаморфізованих відкладів раннього докембрію Українського щита, є вкрай низький ступінь метаморфізму, що відповідає цеолітовій фації. Про це свідчать слабка розкristалізація кременистого (опал-халцедонового) матриксу порід і присутність в породах цеолітів і вуглецевої речовини, яка не досягла стадії графітації. Виявлення таких слабкометаморфізованих порід у ранньому докембрії становить винятковий інтерес для реконструкції первинних умов седиментації. Тонкозернистий вуглець-опал-халцедоновий матрикс і наявність у ньому характерних структур (мікрофосилії?), близьких (але не ідентичних) за своїми морфологічними ознаками до ціанобактерій роду *Lyngbiopsis ambigolaevis* sp.nov. сімейства *Oscillatoriaceae*, вказує на біогенно-хемогенну природу речовини. Не зважаючи на деякі відмінності у геологічних умовах знаходження і обстановках осадконакопичення, схожість вуглецевих порід Млинківської ділянки з шунгітовими породами Карелії за багатьма параметрами, в тому числі за характерною тісною асоціацією тонкозернистої кременистої і вуглецевої речовини як результату кристалізації і полімеризації первинно-гомогенного гелевого осаду – органосилікатного комплексу, свідчить про те, що шунгіти Карелії являють не унікальне. Це служить вказівкою на можливість виявлення в Україні нових проявів шунгітоподібних порід в істотно інших, не типових для родовищ Карелії геологічних ситуаціях. Зроблено висновок про перспективність постановки систематичних досліджень для вивчення всього комплексу властивостей – механічних, фізичних і хімічних – різних груп вуглецевмісних порід України, з паралельною розробкою способів їх раціонального використання.

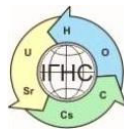
**Ключові слова:** палеопротерозой, Український щит, шунгіт, шунгітоносні породи, високовуглецеві породи, мікрофосилії.

## **NEW DATA ON HIGH-CARBONACEOUS SHUNGITE-LIKE ROCKS OF MLYNKOVSKII AREA (KRIVOI ROG-KREMENCHUG ZONE, UKRAINIAN SHIELD)**

**Yatsenko V.G.**, Ph.D. (Geol), Leading Researcher, SI "Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine", vgyatsenko@gmail.com  
**Zaborovskaya L.P.**, Ph.D. (Geol), Researcher, SI "Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine", zaborovskayalp63@gmail.com  
**Pokalyuk V.V.**, Full D. (Geol), Leading Researcher, SI "Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine", pvskan@ukr.net  
**Lashko S.P.**, Ph.D. (Geol), Associate Professor, Kremenchug National University by Mikhail Ostrogradsky, lashkos@gmail.com  
**Zaborovsky V.S.**, Researcher, SI "Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine"  
**Lyzhachenko N.N.** Ph.D. (Geol), Senior Researcher, SI "Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine"

The paper presents the results of mineralogical, petrographic, electron microscopy, isotopic and X-ray structural studies of Paleoproterozoic high-carbon shungite-like rocks of the Mlynkovsky area (Pravoberezhnyi district of the Krivoy Rog-Kremenchug structural formation zone). Their principal structural, material and genetic similarities with stratified metamorphosed clay-siliceous shungite-bearing rocks of Karelia are established. A characteristic feature of shungite-like rocks of the Mlynkovsky area, that distinguishes them from other metamorphosed sediments of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield, is the extremely low degree of metamorphism corresponding to the zeolite facies. This is evidenced by the weak crystallization of the siliceous (opal-chalcedony) matrix of rocks and the presence in the rocks of zeolites and a carbonaceous substance that has not reached the graphitization stage. The discovery of such weakly metamorphosed rocks in the Early Precambrian is of exceptional interest for reconstruction the primary sedimentary conditions. Numerous biogenic formations (microfossils), which are closest (but not identical) in their morphological characteristics to cyanobacteria of the genus *Lyngbiopsis ambigolaevis* sp.nov. *Oscillatoriaceae* family, were found in the rocks. The fine-grained carbon-opal-chalcedony matrix of rocks and the presence of microfossils in them indicate the biogenic-chemogenic nature of their primary matter. Despite some differences in the geological settings and the conditions of sedimentation, the similarity of the carbonaceous rocks of the Mlynkovsky area with the shungite rocks of Karelia in many ways, including the characteristic close association of fine-grained siliceous and carbonaceous matter as a result of crystallization and polymerization of a primary homogeneous gel precipitate - organo-silicate complex, indicates that the shungite of Karelia is not a unique phenomenon. This serves as an indication of the possibility of identifying new manifestations of shungite-like rocks in Ukraine in significantly different geological situations that are not typical for deposits in Karelia. The need for systematic studies of various groups of carbon-bearing rocks of the Ukrainian Shield with the parallel development of methods for their rational use is emphasized.

**Key words:** paleoproterozoic, Ukrainian shield, shungite, shungite-bearing rocks, high-carbonaceous rocks, microfossils.



<https://doi.org/10.556.314:556.388>  
УДК 556.314:556.388

**Удалов І. В., Левонюк С. М.**

**Удалов І. В.**, д. геол. н., доцент, зав. кафедри гідрогеології Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, <https://orcid.org/0000-0003-3844-6481>, [igorudalov8@gmail.com](mailto:igorudalov8@gmail.com)

**Левонюк С. М.**, науковий співробітник Українського науково-дослідного інституту природних газів, <https://orcid.org/0000-0002-4073-8152>, [sergii.levonyuk@gmail.com](mailto:sergii.levonyuk@gmail.com)

## ТРАНСФОРМАЦІЯ ЯКІСНОГО СКЛАДУ ПИТНИХ ПІДЗЕМНИХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДАБ

У статті запропоновано сучасний концептуальний підхід до вивчення еколого-гідрогеологічної трансформації якісного складу питних підземних вод бучацько-канівського водоносного комплексу центральної частини Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну у поточних природно-техногенних умовах. Проведено раціональне комплексування показників, які характеризують геологічні, еколого-гідрогеологічні та неотектонічні умови даної території. На базі цього встановлено та досліджено природні та техногенні чинники погіршення якості вод цільового комплексу на сучасному етапі. Виявлено просторово-часові закономірності змін хімічного складу досліджуваних вод протягом періоду активного комплексного техногенного впливу на геологічне середовище регіону (1960-2015 рр.). Встановлено основні елементи-забруднювачі цих вод, із розподілом їх на глибинні та поверхневі за генезисом. Визначено елементи-індикатори, що характеризують трансформацію якісного складу підземних вод. Простежено динаміку до збільшення їх вмісту у процесі довгострокової експлуатації на близько 20 потужних міських водозаборах території досліджень. На основі даного підходу розроблено заходи для стабілізації хімічного складу вод на водозаборах у межах даної території, що експлуатують бучацько-канівський водоносний комплекс. Обґрунтовано методичний підхід до прогнозування змін екологічного стану підземних вод під впливом встановлених еколого-гідрогеологічних чинників. Запропоновано заходи екологічно безпечного використання підземних вод на стратегічно важливих водозаборах у межах регіону. Надано рекомендації як для діючих, так і для перспективних водозаборів.

**Ключові слова:** концептуальний підхід, дестабілізація якості підземних вод, просторово-часові закономірності, елементи-індикатори, водозабори на бучацько-канівський водоносний комплекс.

### Загальна постановка проблеми та її актуальність.

Для України питання забезпечення населення високоякісними питними водами є пріоритетною складовою вирішення проблеми безпеки життєдіяльності. Особливо гострим воно є у межах східних регіонів країни, так як тут під впливом значного техногенного навантаження на геологічне середовище (ГС) спостерігаються значні якісні та ресурсні зміни поверхневих та питних підземних вод.

Одним із головних джерел питного водозабезпечення регіону досліджень є води бучацько-канівського водоносного комплексу (БКВК), які історично відзначалися високою якістю та стабільним хімічним складом. Але наразі для деяких урбанізованих територій регіону характерним є істотний техногенний пресинг на підземні води та складна тектонічна будова разом із сучасною геодинамічною активністю земної кори. У той же час БКВК є локально вразливим до забруднення як техногенного, так і природного характерів. Тому хімічний склад підземних вод в останній час зазнає значних трансформаційних змін.

Як наслідок – у межах цих територій проблема екологічно якісних питних підземних вод стоїть особливо гостро, так як цільові води частково або повністю не придатні для питних цілей.

**Аналіз попередніх досліджень і публікацій.** У роботі Шестопалова В. М., Бабинця А. Є. та ін. [12] досліджено формування експлуатаційних ресурсів питних підземних вод регіонів України. Варава К. Н. зі співавторами [1] встановив основні фактори, які впливають на формування підземних вод безпосередньо Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну (ДДАБ). Яковлев В. В. у своїх роботах [13 та ін.] досліджував просторово-часові закономірності змін якісного складу та гідродинамічного режиму підземних вод експлуатаційних водоносних комплексів Східної України для їх прогнозування на водозаборах території.

Вищенаведені публікації узагальнюють результати регіональних еколого-гідрогеологічних досліджень підземної гідросфери (у тому числі й БКВК) даної та суміжних територій. Але при цьому визначено лише

регіональні закономірності гідрогеохімічного та гідрогеодинамічного режимів питних підземних вод, які не відображають ряд природних та техногенних особливостей даного регіону. А саме: поява не врахованих факторів впливу на якість підземних вод зі збільшенням техногенезу ГС та урбанізації регіону, а також із активізацією не повністю досліджених гідрогеоміграційних процесів у межах тектонічних структур.

Праці таких науковців, як Яковлев Є. О., Слядnev В. А., Огняник М. С. та ін. [7, 15] були спрямовані на розробку методології вивчення геологічного середовища та, зокрема, еколого-гідрогеологічних досліджень питних підземних вод, що знаходяться під впливом активного техногенезу. Основні принципи їх досліджень є базовими для сучасних розробок у даному напрямку, але потребують удосконалення при розробці методичного підходу до геоecологічного вивчення підземної гідросфери на локальному рівні.

Необхідно також відзначити велику кількість досліджень, проведених у межах території робіт у 1950-1980-х роках співробітниками Кременчуцької та Харківської ГРЕ КП «Південукргеологія». Роботи мали практично-прикладну направленість та проводилися у рамках проектування потужних водозаборів для стабільного водозабезпечення питними підземними водами населення та різних сфер народного господарства. У результаті були розвідані та підраховані значні запаси підземних вод БКВК у межах урбанізованих територій, оцінена поточна якість цих вод та надані прогнози на майбутнє з урахуванням встановлених факторів впливу на їх якісний склад. Але в результаті сумісного впливу сучасного техногенного навантаження на ГС та не врахованих геолого-неотектонічних умов даної території їх позитивні прогнози якісного складу вод у процесі довгострокової експлуатації водозаборів не підтвердилися.

Найбільш детально у межах Східної України досліджувався мергельно-крейдовий водоносний горизонт (МКВГ), так як він є основним джерелом питного водопостачання у Луганській та більшій частині Харківської областей. Заслугують увагу сучасні роботи Решетова І. К., Чомка Д. Ф., Яковлева В. В., Удалова І. В., Кононенко А. В. та ін. [3, 8, 11, 14]. Згідно них, еколого-гідрогеологічні умови даного горизонту мають значні відмінності від бучацько-канівського комплексу:

- незначні глибини залягання водовмісних порід (аж до їх виходу на поверхню);
- тісний гідравлічний зв'язок вод горизонту із поверхневими водами (особливо у долинах р. Сіверський Донець);
- слабка захищеність МКВГ від поверхневого забруднення із-за відсутності регіонально витриманого надійного водотриву у його покрівлі;

- як наслідок – превалюючими факторами забруднення МКВГ є суто техногенні чинники (вплив промислових, сільськогосподарських та побутових забруднювачів, «мокра» консервація вугільних шахт Донбасу та ін.);

- природні фактори погіршення якості цих вод (підтік глибинних некондиційних вод у місцях їх розвантаження) мають опосередковане значення на фоні загальних гідрогеохімічних трендів складу вод горизонту.

**Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми.** Звичайно різні аспекти вивчення проблеми погіршення якості питних підземних вод території робіт у техногенно порушених умовах не вичерпуються перерахованими вище науковими працями. Але дані дослідження є досить різноплановими і їх вивчення дозволяє стверджувати про відсутність комплексного підходу до вивчення трансформації якісного складу підземних вод на водозаборах центральної частини ДДАБ, які експлуатують БКВК, в умовах зростаючого впливу сучасних природно-техногенних чинників.

Через десятки років запропонований підхід до вивчення змін складу вод та проектування потужних водозаборів у межах регіону був виправданий, але у процесі довгострокової експлуатації цільових підземних вод було виявлено ряд природно-техногенних факторів, які впливають на їх якісний склад та гідродинамічний режим:

- сучасний різноплановий техногенез питних підземних вод (інтенсифікація водовідбору та збільшення мережі водозаборів; зміни гідродинамічних умов водоносних комплексів та утворення їх регіональних депресійних ліжок);
- неотектонічні умови даної території (розширення меж впливу водозаборів до тектонічних структур або розривних тектонічних порушень; значна сучасна геодинамічна активність земної кори);
- геолого-гідрогеологічні особливості (збільшення гідравлічного зв'язку БКВК із нижчезалягаючими підземними водами за рахунок інтенсифікації водовідбору та літологічних факторів на ділянках тектонічних структур).

У результаті експлуатації потужних водозаборів поступово змінювалося ГС регіону, що призвело до погіршення якості питних підземних вод. Збільшився вміст як компонентів поверхневого генезису ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ ), так і глибинного ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{заг.}}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{J}$  та деякі ін.). При чому елементи-забруднювачі глибинного генезису мають превалюючий характер, їх підвищений вміст простежений на більшості водозаборів території робіт. Для прикладу, перевищення нормативу вмісту  $\text{F}^-$  [2], що є елементом-індикатором трансформації складу цих вод, у межах регіону зафіксовано на водозаборах 145 населених пунктів у 14 районах Пол-

тавської та Харківської областей. Вміст елементу на деяких ділянках досягає 5 гранично допустимих концентрацій (ГДК), який є критично загрозливим для здоров'я населення та безпеки його життєдіяльності [4].

Наразі назріла розробка концептуального підходу до вивчення трансформації якісного складу вод на водозаборах, що експлуатують БКВК, та дослідження впливу сучасних природно-техногенних факторів на погіршення якості цих вод. Нами визначені напрямки для проведення комплексу геоекологічних досліджень, які покликані вирішити дані проблеми з метою розробки рекомендаційних заходів для стабілізації якості даних вод.

**Метою роботи** є дослідження трансформації якісного складу вод БКВК на водозаборах центральної частини ДДАБ та простеження впливу сучасних природно-техногенних факторів на погіршення якості цих вод для розробки заходів із стабілізації їх хімічного складу.

**Матеріали і методи дослідження.** Дослідження базуються на зібраних і проаналізованих первинних матеріалах, отриманих авторами під час виконання науково-дослідних робіт, а також даних, отриманих Кременчуцькою та Харківською ГРЕ КП «Південукргеологія». Досліджено результати близько 1000 загальних хімічних аналізів проб підземних вод цільового комплексу із свердловин у межах регіону робіт протягом 1960-2015 рр. Проаналізовано результати буріння понад 450 свердловин регіону, пробурених на БКВК, та понад 500 – на вищезалгаючі комплекси, а також близько 500 замірів рівнів сусідніх цільового та першого міжпластового комплексів за 55-річний період часу.

Також авторами зібрана та проаналізована інформація геоекологічного характеру – дані про техногенне навантаження на підземні води території (водовідбір на водозаборах, наявність існуючих і потенційних джерел виснаження й забруднення підземних вод та характер їх розташування та ін.). Окремо використані наявні сучасні дані неотектонічних умов території досліджень.

У роботі використано такі методи отримання, обробки та інтерпретації необхідних еколого-гідрогеологічних даних: польові, хіміко-аналітичні, порівняльні, графічні. Крім цього, для обробки інформації застосовувався ряд загальнонаукових методів досліджень – аналіз, синтез, систематизація, класифікація. Також використовувалися спеціальні методи – геологічні, гідрогеологічні та екологічні (балансовий метод оцінки ресурсів підземних вод та ін.). При обробці отриманого значного масиву даних використовувалися математико-статистичні методи (кореляційний аналіз). При моделюванні змін гідрохімічних особливостей підземних вод використовувалися геоін-

формаційні методи (інтерполяції та аналогій) з використанням програми MapInfo Professional 10.0.

**Результати дослідження та їх обговорення.** Авторами запропоновано концептуальний підхід до вивчення еколого-гідрогеологічної трансформації якісного складу підземних вод на водозаборах центральної частини ДДАБ, що експлуатують БКВК, у сучасних природно-техногенних умовах, який базується на наступному:

1) виявлення просторово-часових закономірностей змін хімічного складу вод БКВК протягом періоду активного техногенного впливу на ГС регіону (1960-2015 рр.);

2) визначення елементів-індикаторів, що характеризують трансформацію якісного складу вод та їх простеження на потужних водозаборах території робіт;

3) раціональне комплексування показників, які характеризують геологічні, еколого-гідрогеологічні та неотектонічні умови регіону для встановлення та дослідження природних і техногенних факторів дестабілізації якості цих вод на сучасному етапі.

Дослідження загального екологічного стану підземних вод БКВК у межах території робіт протягом саме періоду активного техногенезу ГС є основним для встановлення та систематизації гідрогеохімічних аномалій цих вод. У процесі робіт простежено основні елементи-забруднювачі підземних вод, які мають систематичні підвищені значення на крупних водозаборах. Їх систематизовано у 2 групи:

- елементи-забруднювачі поверхневого генезису ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ ), які не вирізняються широким розповсюдженням (простежені лише на 3 крупних водозаборах мм. Полтава, Хорол, Красноград);

- елементи-забруднювачі глибинного генезису ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{заг.}}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{J}^-$ , а як наслідок – підвищена мінералізація вод). Встановлено, що дані забруднювачі є превалюючим фактором погіршення якості цільових підземних вод, так як простежені на більшості крупних водозаборів регіону робіт (мм. Полтава, Карлівка, Котельва, Диканька, Опішня, Зіньків, Гадяч, Пирятин, Чорнухи, Шишаки, Лохвиця, Миргород, Хорол, Лубни, Велика Багачка, Решетилівка, Чутове, Красноград, Богодухів та деякі ін. менш потужні).

Найбільшим розповсюдженням на вищенаведених водозаборах відзначаються наступні забруднювачі:  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{заг.}}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{J}^-$ . На основі цього автори їх віднесли до елементів-індикаторів трансформації якісного складу вод БКВК. Визначено, що для цих компонентів характерна динаміка до збільшення їх вмісту у процесі активної експлуатації потужних водозаборів регіону. Кількість понаднормових значень їх вмісту [2] зростає, наприклад,  $\text{F}^-$  – із 38 % до 63 %,  $\text{Fe}_{\text{заг.}}$  – із 19 % до 66 %,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{J}^-$  – із 23 % до 63 %.



У ході досліджень виявлено близько 20 мереж потужних міських водозаборів регіону, на яких простежені підвищені значення вищенаведених елементів-індикаторів, найбільш характерні – водозабори м. Полтава, Карлівка, Красноград, Лубни, Хорол, Решетилівка. У межах цих ділянок проблема екологічно якісних питних підземних вод стоїть особливо гостро, так як цільові води частково або повністю не придатні для питних цілей.

Ділянки розташування даних водозаборів відзначаються подібністю геологічних, еколого-гідрогеологічних та неотектонічних умов. Тому для встановлення сучасних природно-техногенних факторів дестабілізації якісного складу вод на даних об'єктах авторами було обрано одну, стратегічно важливу для цієї території мережу водозаборів Полтавської міської агломерації. Наразі у межах міста експлуатаційними є БКВК та сеноман-нижньокрейдовий водоносний комплекс (СНВК) (таблиця 1, рис. 1).

**Таблиця 1.** Дані гідрохімічних спостережень на водозаборах м. Полтава  
**Table 1.** The data of hydrochemical observation at water intakes of Poltava city

Водоносний комплекс	Роки спостережень	Мінералізація, мг/дм <sup>3</sup>		СГ, мг/дм <sup>3</sup>		F <sup>-</sup> , мг/дм <sup>3</sup>		Br <sup>-</sup> +B <sup>3+</sup> +J <sup>-</sup> (сумарно), мг/дм <sup>3</sup>	
		Схід міста	Інші ділянки	Схід міста	Інші ділянки	Схід міста	Інші ділянки	Схід міста	Інші ділянки
БКВК	1978-1983	980	500-770	397	150-275	2,7	2,2-2,9	0,65	0,23-0,76
	1985-1995	1452	700-1100	588	199-325	7,4	3,4-4,0	2,0	0,7-1,2
	2005-2015	1390	667-1050	520	188-316	6,5	3,1-3,6	1,2	0,66-1,12
СНВК	1960-1965	1050-1308	575-875	398-498	253-405	1,5-2,5	0,45-1,5	0,9-1,5	0,47-1,31
	1980-1995	1500-1806	753-1267	575-650	294-480	3,9-4,0	0,76-1,9	2,1-2,5	0,85-1,78
	2005-2015	1447-1800	680-1250	503-587	231-415	3,6-3,7	0,5-2,0	1,8-2,5	0,52-1,7

Аналіз просторово-часових закономірностей змін вмісту елементів-індикаторів в експлуатаційних у межах міста підземних водах показав, що факторами впливу на якісний склад цих вод наразі є:

1) збільшення загального водовідбору підземних вод та, як наслідок, зниження їх рівнів. Найбільших трансформаційних змін склад вод БКВК зазнав у 1976-1995 рр. (збільшення значень компонентів складало 81-90 % від загального). Цей період характерний стрімкими змінами режиму експлуатації водоносних комплексів: значне збільшення водовідбору (до 187 тис. м<sup>3</sup>/добу) та зниження рівнів вод даних комплексів (86 % від загального) призвели до утворення глибоких депресійних лійок із максимальними глибинами близько 40 м (БКВК) і 82 м (СНВК);

2) значний гідравлічний та гідрогеохімічний зв'язок між БКВК та СНВК, що підтверджується синхронними змінами якісного складу та рівневого режиму комплексів;

3) наявність на східній околиці міста Східно-Полтавської тектонічної структури, яка у центральній частині розбита на блоки розривними порушеннями. Це підтверджується загальною тенденцією у складі вод – збільшення мінералізації та вмісту елементів-індикаторів у східному напрямку;

4) залягання у верхній частині БКВК та підшві мергелів та глин кийського віку регіонального шару фосфоритових конкрецій та наявні гідрогеохімічні

передумови до підвищення його розчинності (один із основних чинників збільшення вмісту F<sup>-</sup> у цільових водах).

Підтвердженням взаємозв'язку цих факторів є встановлений авторами за результатами кореляційного аналізу прямий позитивний зв'язок зміни вмісту характерних елементів-індикаторів трансформації якісного складу вод від величини загального водовідбору на міських водозаборах в зоні безпосереднього впливу тектонічного порушення Східно-Полтавської структури. Були розраховані коефіцієнти кореляції Пірсона:

- для водозабору № 1 (відстань до порушення 0,5 км)  $r_1 = 0,70-0,90$ ;
- №№ 2, 3, 4 (3-3,4 км)  $r_{2-4} = 0,46-0,84$ ;
- № 5 (близько 5 км)  $r_5 = 0,43-0,57$ .

На рис. 2 наведено графік кореляційного зв'язку між вмістом F<sup>-</sup> у цих водах із водовідбором. F<sup>-</sup> був визначений як провідний елемент-індикатор трансформаційних змін складу цільових вод та відноситься до елементів I класу небезпеки.

Більш детально трансформація якісного складу підземних вод на потужних водозаборах території описана в публікаціях авторів [9, 16 та ін.]

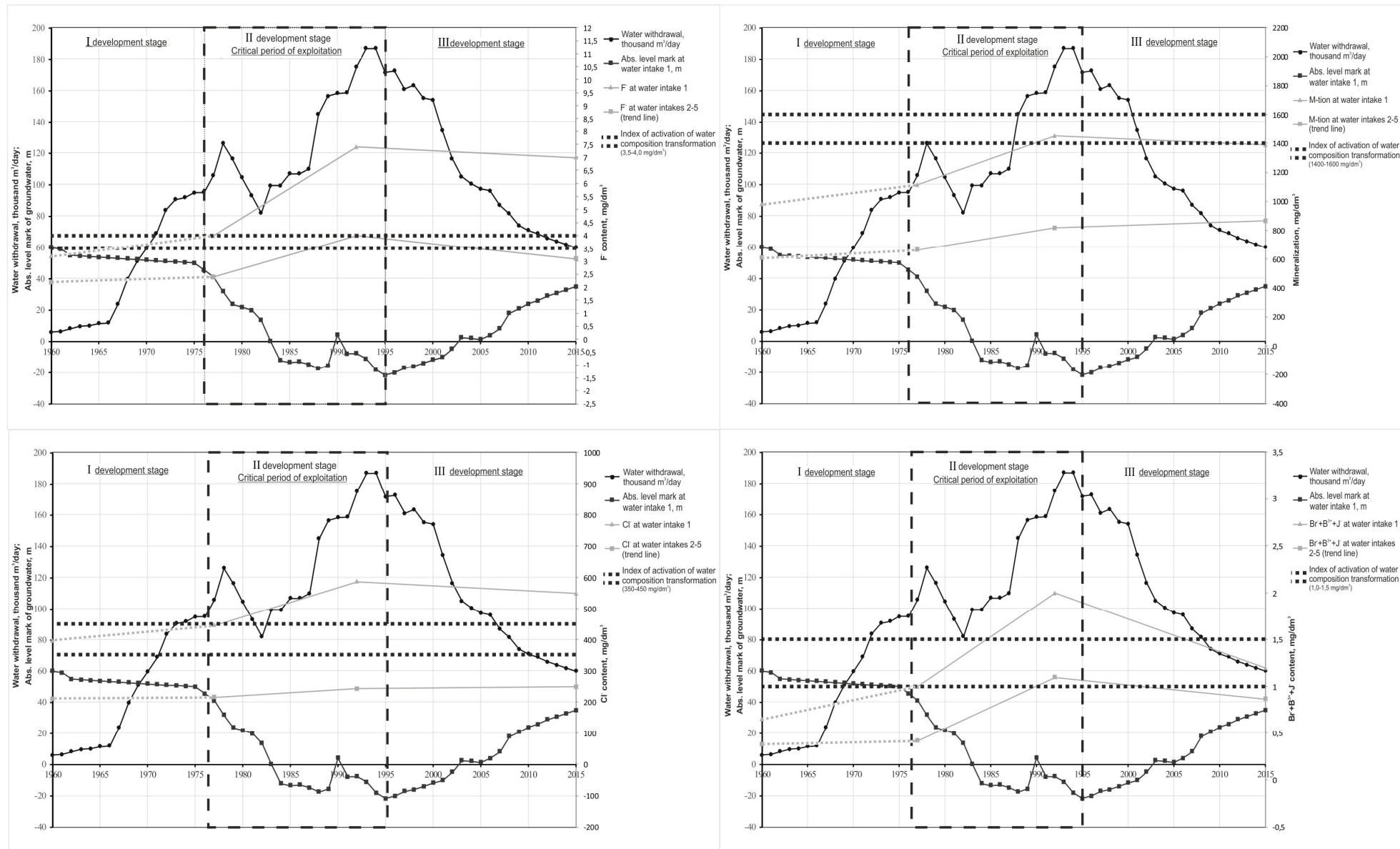
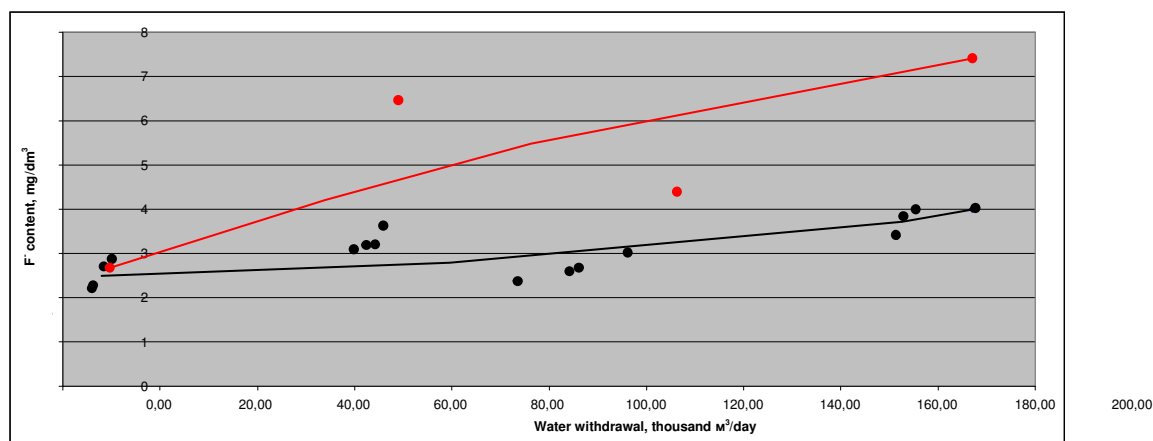


Рис. 1. Результати моніторингових досліджень на водозаборах м. Полтава

Fig. 1. The results of monitoring studies at the water intakes of Poltava city



**Рис. 2.** Кореляційний зв'язок між вмістом  $F^-$  у підземних водах та показником водовідбору на водозаборах № 1 (точки та лінія тренду червоного кольору) та №№ 2-5 (точки та лінія тренду чорного кольору) м. Полтава

**Fig. 2.** Correlation between the  $F^-$  content in groundwater and the water withdrawal index at water intakes No. 1 (points and trend line in red) and No. 2-5 (points and trend line in black) of Poltava city

Тобто, автори вважають беззаперечним прямий зв'язок встановлених показників, які характеризують геологічні, еколого-гідрогеологічні та неотектонічні умови регіону робіт, із якісним складом цільових вод. На базі раціонального комплексування даних показників встановлені сучасні превалюючі природні та техногенні фактори дестабілізації якості та гідродинамічного режиму підземних вод БКВК.

1. Поточне техногенне навантаження на ГС території:

- інтенсифікація водовідбору підземних вод;
- зміни гідродинамічних умов експлуатаційних водоносних комплексів за рахунок збільшення мережі водозаборів;
- утворення регіональних депресійних ліжок експлуатаційних водоносних комплексів, накладання яких створює синергетичний ефект.

2. Неотектонічні умови даної території:

- знаходження у межах ділянок сучасного впливу водозаборів тектонічних структур або розривних тектонічних порушень;
- значна сучасна геодинамічна активність земної кори, як фактор впливу на гідрогеоміграційні процеси у межах тектонічних порушень.

3. Геолого-гідрогеологічні особливості регіону:

- різке зменшення потужності мергельно-крейдової товщі, яка відділяє води БКВК від СНВК, у напрямку тектонічних структур;
- як наслідок – збільшення гідравлічного зв'язку БКВК із нижчезалягаючими підземними водами за рахунок інтенсифікації водовідбору;
- залягання у верхній частині бучацько-канівського комплексу та підошві відкладів київського віку регіонального шару фосфоритових конкрецій

та підвищення його розчинності у поточних гідрогеохімічних умовах.

Подальше прогнозування змін гідрогеохімічного стану цільових вод у процесі експлуатації водозаборів регіону повинно виконуватися з урахуванням цих режимоутворюючих чинників.

Практичною цінністю концептуального підходу є розробка авторами заходів для стабілізації хімічного складу вод БКВК на водозаборах центральної частини ДДАБ з урахуванням вищенаведених особливостей.

І. Обґрунтування методичного підходу до прогнозування змін екологічного стану підземних вод на водозаборах території робіт, що експлуатують БКВК, під впливом встановлених еколого-гідрогеологічних факторів.

У вищенаведених дослідженнях різних науковців наводилися різні підходи до прогнозування якісного складу цільових вод у процесі експлуатації водозаборів регіону. Але, як було встановлено, дані роботи мають ряд слабких сторін. Визначення сучасних природно-техногенних чинників впливу на якість цільових вод дозволило розробити методичний підхід до прогнозування просторово-часових змін екологічного стану цих вод під впливом елементів-забруднювачів як техногенного (поверхневого), так і природного (неотектонічного) генезису.

Розроблена методика є комплексною та дозволяє визначити ступінь захищеності підземних вод від забруднення, яке спричинене кожною із встановлених груп факторів:

- оцінка захищеності від техногенного забруднення, яке надходить у підземні води у процесі низхідної вертикальної фільтрації та міграції із поверхні землі. Базується на таких еколого-гідрогеологічних показниках: інтенсивність техногенного навантажен-

ня на ГС та її зміни у межах території; характер комплексної бар'єрної функції верхньої частини ГС, яка визначається літолого-фільтраційною захисною здатністю бар'єрів (шарів відкладів), які залягають між поверхнею землі та БКВК; параметр інфільтрації через регіонально витриманий роздільний шар слабопроникних відкладів, що залягає у покрівлі цільового водоносного комплексу. Кожен із цих показників оцінюється у відповідності із спеціально розробленими шкалами, по яким встановлюється його значення у залежності від локальних еколого-гідрогеологічних характеристик;

б) оцінка захищеності від природних факторів забруднення (перетік глибинних некондиційних вод через гідродинамічно активні тектонічні порушення). В її основі: параметр впливу природних неотектонічних факторів на якість підземних вод БКВК; показник сучасної геодинамічної активності земної кори у межах регіону.

При необхідності обидва етапи робіт поєднуються за допомогою суміщення категорій та індексів захищеності у 25 різних комбінацій (таблиця 2).

**Таблиця 2.** Градації комплексної системи ранжування території по захищеності вод БКВК від забруднення

**Table 2.** The gradations of complex system of territory ranking for BKWC waters protection from pollution

Категорія та індекс	Ступінь захищеності від техногенного забруднення	Ступінь захищеності від природного забруднення
E1	Дуже низька	Дуже низька
D1		Низька
C1		Умовна
B1		Висока
A1		Дуже висока
E2	Низька	Дуже низька
D2		Низька
C2		Умовна
B2		Висока
A2		Дуже висока
E3	Умовна	Дуже низька
D3		Низька
C3		Умовна
B3		Висока
A3		Дуже висока
E4	Висока	Дуже низька
D4		Низька
C4		Умовна
B4		Висока
A4		Дуже висока
E5	Дуже висока	Дуже низька
D5		Низька
C5		Умовна
B5		Висока
A5		Дуже висока

Більш детально даний методичний підхід описаний в публікаціях авторів [10 та ін.].

II. Розробка заходів екологічно безпечного використання підземних вод на потужних водозаборах у межах регіону.

Використання застарілих діючих методичних рекомендацій по контролю за змінами якісного складу підземних вод [2, 6 та ін.] є неприпустимим на фоні поточного мінливого екологічного стану вод БКВК. Сучасні економічні та екологічні умови вимагають розробити ефективні та оперативні заходи із екологічно безпечного використання цих вод на водозаборах регіону робіт.

Автори вважають дану проблему багатогранною та пропонують 2 складові підходу до її вирішення. По-перше, удосконалення системи гідрогеохімічного

моніторингу підземних вод на стратегічно важливих діючих водозаборах регіону в умовах інфільтрації забруднюючих речовин з поверхні та їх підтоку знизу в зонах впливу тектонічних структур.

Авторами визначені пріоритетні показники якісного складу підземних вод на водозаборах, які експлуатують БКВК, при систематичних моніторингових роботах. Рекомендовано контролювати їх вміст на базі 2 рівнів – загального (контроль всього комплексу фактичних забруднювачів у зонах впливу водозаборів) та спеціального (контроль мінералізації,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{заг.}}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{J}$  на ділянках перетину зон впливу потужних водозаборів із територіями у радіусі 5 км навколо гідродинамічно активних тектонічних порушень).

Відомо, що однією із головних характеристик техногенної геохімічної аномалії є її інтенсивність, яка визначається ступенем накопичення хімічного елементу у порівнянні з природним (геологічним) фоном. Тому запропоновано критерії оцінки рівнів забруднення підземних вод, що базуються на співставленні вмісту пріоритетного показника із його середнім геофоновим вмістом, який був визначений авторами для вод території робіт. У разі відсутності цих даних, використовувалася ГДК елементу згідно діючих нормативів [2].

Другою складовою заходів є обґрунтування виділення перспективних ділянок для розміщення нових водозаборів з можливістю подальшого транспортування високоякісних питних вод до споживачів. Питання створення резерву вод БКВК високої питної якості у межах території досліджень взагалі не вирішувалось. Але в умовах постійного погіршення їх якості є конче актуальним.

Методичний підхід до виділення ділянок базується на представленій вище комплексній системі ранжування території за ступенем ризику забруднення підземних вод. Додатковим параметром є товщина водомістких порід цільового комплексу, яка корелюється із величиною водозбагаченості комплексу. Завдяки використанню цього показника з'являється можливість проектувати перспективні водозабори із різною потужністю.

На прикладі водозаборів Полтавської міської агломерації визначені перспективні ділянки для закладання нових водозаборів у радіусі 40 км навколо міста площею 750 км<sup>2</sup> та розраховані за допомогою балансового методу прогнозні ресурси високоякісних підземних вод БКВК у їх межах (54,5 тис. м<sup>3</sup>/добу). Зроблений висновок, що залучення даних ресурсів дозволить поступове заміщення водами високої питної якості поточного водозабезпечення міської агломерації.

Більш детально про розроблені заходи екологічно безпечного використання підземних вод описано в публікаціях авторів [5 та ін.].

**Висновки.** У роботі обґрунтовано концептуальний підхід до вивчення трансформації якісного складу вод БКВК на водозаборах центральної частини ДДАБ у сучасних природно-техногенних умовах. Він базується на наступному:

- на основі раціонального комплексування показників, що характеризують геологічні, еколого-гідрогеологічні та неотектонічні умови територій найбільш характерних водозаборів – встановлення та дослідження природних і техногенних факторів де-стабілізації якості вод БКВК на сучасному етапі. Визначено, що це: поточне техногенне навантаження на

ГС території, неотектонічні умови регіону, геолого-гідрогеологічні особливості ділянок;

- виявлення просторово-часових закономірностей змін хімічного складу цих вод протягом періоду активного техногенного впливу на ГС регіону (1960-2015 рр.). Встановлено основні елементи-забруднювачі досліджуваних вод, з розподілом їх на поверхневі ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ ) та глибинні ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{заг.}}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{J}^-$ , а як наслідок – підвищена мінералізація вод) за генезисом;

- визначення елементів-індикаторів, які характеризують трансформацію якісного складу вод та їх простеження на потужних водозаборах території робіт. Виявлено відповідні елементи ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Fe}_{\text{заг.}}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{J}^-$ ) та динаміку до збільшення їх вмісту у процесі довгострокової експлуатації на близько 20 міських водозаборах.

Практичною цінністю даного підходу є розроблені авторами заходи для стабілізації хімічного складу вод на водозаборах території робіт, що експлуатують БКВК:

- розроблено методичний підхід до прогнозування змін екологічного стану підземних вод під впливом встановлених еколого-гідрогеологічних факторів;

- запропоновано заходи екологічно безпечного використання вод на стратегічно важливих водозаборах у межах регіону. Рекомендації надано як для діючих (удосконалення системи гідрогеохімічного моніторингу підземних вод на водозаборах в умовах інфільтрації забруднюючих речовин з поверхні та їх підтоку знизу в зонах впливу тектонічних структур), так і для нових (обґрунтування виділення перспективних ділянок із високоякісними водами) водозаборів.

## Література

1. Варава К. Н., Вовк І. Ф., Негода Г. Н. Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна / под общ. ред. В. И. Лялько. К.: Наукова думка, 1977. 160 с.
2. Державні санітарні правила і норми «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною»: ДСанПіН 2.2.4-171-10: наказ Міністерства охорони здоров'я України від 12.05.2010 р. № 400. 45 с.
3. Кононенко А. В., Удалов І. В. Основні передумови зниження якості питних підземних вод крейдових водозаборів Східної України // Вісник ХНУ ім. В.Н. Каразіна, серія «геологія-географія-екологія». 2016. Випуск 44. С. 63-70.
4. Левонюк С. М. Вплив трансформації якісного складу питних підземних вод на здоров'я населення у межах деяких міських агломерацій Східного регіону // РЕГІОН-2019: суспільно-географічні аспекти: матеріали Міжнародної науково-практичної конференції студентів, аспірантів та молодих науковців (м. Харків, квітень 2019 р.). Харків, 2019. С. 151-153.
5. Левонюк С. М. Обґрунтування виділення перспективних ділянок для розміщення нових бучацько-канівських водозаборів у межах Східної України // Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні: матеріали Наукової конференції, присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка (м. Київ, 14-16 травня 2019 р.). Київ, 2019. С. 135-136.
6. Методические рекомендации по организации и ведению мониторинга подземных вод (изучение режима химического состава подземных вод). М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. 76 с.
7. Огняник Н. С. Охрана подземных вод в условиях техногенеза. К.: Вища школа, 1985. 221 с.

8. Малые артезианские бассейны Северо-Западного Донбасса / Ю. С. Бут и др. К.: Наук. думка, 1987. 200 с.
9. Удалов І. В., Левониук С. М. Еколого-гідрохімічні особливості трансформації якості питних підземних вод під впливом техногенних та неотектонічних факторів (на прикладі бучацько-канівських водозаборів Східної України) // Пошукова та екологічна геохімія. 2018. № 1 (19). С. 30-40.
10. Удалов І. В., Левониук С. М. Комплексна геоекологічна оцінка захищеності питних підземних вод // Вісник Одеського національного університету. Серія «Географічні та геологічні науки». 2018. Випуск 2 (33). С. 111-133.
11. Чомко Д. Ф. Закономірності формування підземних вод на ділянках водозаборів Придніпров'я: Автореф. дис. канд. геол. наук [04.00.06 – гідрогеологія]. Київ, 2001. 16 с.
12. Формирование эксплуатационных ресурсов подземных вод платформенных структур Украины / В. М. Шестопалов и др. К.: Наукова думка, 1979. 216 с.
13. Яковлев В. В. Закономірність формування сольового складу природних вод зони активного водообміну України // Вісник ХНУ ім. В.Н. Каразіна, серія «геологія-географія-екологія». 2015. № 43. С. 93-100.
14. Яковлев В. В., Кононенко А. В. Обгрунтування раціонального розміщення нових водозаборів в мергельно-крейдяному водонесному горизонті на території Східної України // Hungarian scientific journal (electronic version of the journal). 2018. № 23. С. 8-14.
15. Яковлев Е. А., Юркова Н. А., Сляднев В. А. Методология оценки экологического состояния подземных вод // Экология и ресурсосбережение. 2001. № 3. С. 56-59.
16. Udalov I. V., Levoniuk S. M., Nimets N. M. Role of technogenic component in processes of groundwater composition transformation at buchak-kaniv water intakes in Eastern Ukraine (on example of F content) // Eastern European Scientific Journal (Gesellschaftswissenschaften). 2019. № 2. P. 86-93.

## References

1. Varava, K. N., Vovk, I. F., Negoda, G. N. (1977), *Formirovanie podzemnykh vod Dneprovsko-Donetskogo basseyna*, Naukova dumka, Kyiv, UA, 160 p.
2. Derzhavni sanitarni pravyla i normy «Gigiyenichni vymogy do vody pytnoyi, pryznachenoї dlya spozhyvannya lyudynoyu»: DSanPiN 2.2.4-171-10, Ministerstvo oxorony zdorovya Ukrainy, No. 400, Kyiv, UA, 45 p.
3. Kononenko, A. V., Udalov, I. V. (2016), *Osnovni peredumovy znyzhennya yakosti pytnykh pidzemnykh vod krejdyanykh vodozaboriv Sxidnoyi Ukrainy*, Bulletin of V. N. Karazin Kharkiv National University. Series "Geology-Geography-Ecology", No. 44, Kharkiv, UA, pp. 63-70.
4. Levonyuk, S. M. (2019), *Vplyv transformatsiyi yakisnogo skladu pytnykh pidzemnykh vod na zdorovya naselennya u mezhax deyakyx miskyyx aglomeracij Sxidnoho regionu*, REGION-2019: socio-geographical aspects: materials of the International Scientific and Practical Confer-

ence of students, graduate students and young scientists, Kharkiv, UA, pp. 151-153.

5. Levonyuk, S. M. (2019), *Obgruntuvannya vydilennya perspektynykh dilyanok dlya rozmishheniya novykh buchaczko-kanivskykh vodozaboriv u mezhax Sxidnoyi Ukrainy*, Achievements and prospects of development of geological science in Ukraine: materials of the Scientific conference dedicated to the 50th anniversary of the Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation named M. P. Semenenko, Kyiv, UA, pp. 135-136.
6. *Metodicheskie rekomendatsii po organizatsii i vedeniyu monitoringa podzemnykh vod (izuchenie rezhima khimicheskogo sostava podzemnykh vod)*, VSYeGINGYeO, Moscow, UA, 76 p.
7. Ognyanik, N. S. (1985), *Okhrana podzemnykh vod v usloviyakh tekhnogeneza*, Vishcha shkola, Kyiv, UA, 221 p.
8. Reshetov, I. K., But, Yu. S., Drobnokhod, N. I. et al. (1987), *Malye artezijskie basseyny Severo-Zapadnogo Donbassa*, Naukova dumka, Kyiv, UA, 200 p.
9. Udalov, I. V., Levonyuk, S. M. (2018), *Ekologo-gidroximichni osoblyvosti transformatsiyi yakosti pytnykh pidzemnykh vod pid vplyvom technogenykh ta neotektonichnykh faktoriv (na prykladi buchaczko-kanivskykh vodozaboriv Sxidnoyi Ukrainy)*, Search and ecological geochemistry, No. 1 (19), Kyiv, UA, pp. 30-40.
10. Udalov, I. V., Levonyuk, S. M. (2018), *Kompleksna geoeekologichna ocinka zaxyshhenosti pytnykh pidzemnykh vod*, Bulletin of Odessa National University. Series: Geographical and geological sciences, No. 2 (33), Odessa, UA, pp. 111-133.
11. Chomko, D. F. (2001), *Zakonomirnosti formuvannya pidzemnykh vod na dilyankax vodozaboriv Prydnovcivya*, PhD (Geology) abstract of dissertation [04.00.06 – Hydrogeology], Kyiv, UA, 16 p.
12. Shestopalov, V. M., Babinets, A. Ye., Borevskiy, B. V. et. al. (1979), *Formirovanie ekspluatatsionnykh resursov podzemnykh vod platformennykh struktur Ukrainy*, Naukova dumka, Kyiv, UA, 216 p.
13. Yakovlyev, V. V. (2015), *Zakonomirnist formuvannya soliovogo skladu pryrodnykh vod zony aktyvnoho vodoobminu Ukrainy*, Bulletin of V. N. Karazin Kharkiv National University. Series "Geology-Geography-Ecology", No. 43, Kharkiv, UA, pp. 93-100.
14. Yakovlyev, V. V., Kononenko, A. V. (2018), *Obgruntuvannya racionalnogo rozmishheniya novykh vodozaboriv v mergelno-krejdyanomu vodonosnomu goryzontі na terytoriyi Sxidnoyi Ukrainy*, Hungarian scientific journal (electronic version of the journal), No. 23, Budapest, HU, pp. 8-14.
15. Yakovlev, Ye. A., Yurkova, N. A., Slyadnev, V. A. (2001), *Metodologiya otsenki ekologicheskogo sostoyaniya podzemnykh vod*, Ecology and Resource Saving, No. 3, Kyiv, UA, pp. 56-59.
16. Udalov, I. V., Levoniuk, S. M., Nimets, N. M. (2019), *Role of technogenic component in processes of groundwater composition transformation at buchak-kaniv water intakes in Eastern Ukraine (on example of F content)*, Eastern European Scientific Journal (Gesellschaftswissenschaften), No. 2, Auris Verlag, Düsseldorf, GE, pp. 86-93.

## ТРАНСФОРМАЦИЯ КАЧЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДДАБ

Удалов И. В., д. геол. н., доцент, зав. кафедры гидрогеологии Харьковского национального университета имени В. Н. Каразина, <https://orcid.org/0000-0003-3844-6481>, [igorudalov8@gmail.com](mailto:igorudalov8@gmail.com)

Левониук С. М., научный сотрудник Украинского научно-исследовательского института природных газов, <https://orcid.org/0000-0002-4073-8152>, [sergii.levonyuk@gmail.com](mailto:sergii.levonyuk@gmail.com)

В статье предложен современный концептуальный подход к изучению эколого-гидрогеологической трансформации качественного состава питьевых подземных вод бучацко-каневского водонесного комплекса центральной части Днепро-Донецкого артезианского бассейна в текущих природно-техногенных условиях. Проведено рациональное комплексирование показателей, которые характеризуют геологические, эколого-гидрогеологические и неотектонические условия данной территории. На базе этого установлены и исследованы природные и техногенные факторы ухудшения качества вод целевого комплекса на современном этапе. Выявлены пространственно-временные закономерности изменений химического состава исследуемых вод на протяжении периода активного комплексного техногенного влияния на геологическую среду региона (1960-2015 гг.). Установлены основные элементы-загрязнители этих вод, с распределением их на глубинные и поверхностные за генезисом. Определены элементы-индикаторы, которые характеризуют трансформацию качественного состава подземных вод. Прослежена динамика к увеличению их содержания в процессе долгосрочной эксплуатации на приблизительно 20 мощных городских водозаборах территории исследований. На основании данного подхода разработаны мероприятия для стабилизации химического состава вод на водозаборах в пределах данной территории, которые эксплуатируют бучацко-каневский водонесный комплекс. Обоснован методический подход к прогнозированию изменений экологического состояния подземных вод под влиянием установленных эколого-гидрогеологических факторов. Предложены мероприятия экологически безопасного использования подземных вод на стратегически важных водозаборах в пределах региона. Даны рекомендации как для действующих, так и для перспективных водозаборов.

**Ключевые слова:** концептуальный подход, дестабилизация качества подземных вод, пространственно-временные закономерности, элементы-индикаторы, водозаборы на бучакско-каневский водоносный комплекс.

## THE TRANSFORMATION OF QUALITATIVE COMPOSITION OF DRINKING GROUNDWATER IN THE CENTRAL PART OF DDAB

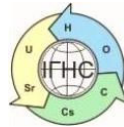
**Udalov I. V.**, Doctor of Sciences (Geology), Associate Professor, Head of Department, V. N. Karazin Kharkiv National University, <https://orcid.org/0000-0003-3844-6481>, [igorudalov8@gmail.com](mailto:igorudalov8@gmail.com)

**Levoniuk S. M.**, Researcher, Ukrainian Research Institute for Natural Gases, <https://orcid.org/0000-0002-4073-8152>, [sergii.levonyuk@gmail.com](mailto:sergii.levonyuk@gmail.com)

*A modern conceptual approach to a study of the ecological and hydrogeological transformation of qualitative composition of drinking groundwater of buchak-kaniv aquifer in the central part of Dnipro-Donetsk artesian basin in the current natural-technogenic conditions has been proposed in the article. A rational unification of the indicators that characterize geological, ecological-hydrogeological and neotectonic conditions of territory has been done. According to these conditions – natural and technogenic factors of the water quality deterioration of target aquifer have been identified and investigated at the present stage. The spatio-temporal patterns of changes in the chemical composition of studied waters during the period of active complex technogenic influence on the geological environment of region (1960-2015) have been revealed. The main pollutant elements of these waters have been established, with their distribution at depth and surface by genesis. The elements-indicators of qualitative composition transformation of groundwater have been determined. The authors have traced the dynamics to increasing in its content during long-term exploitation at about 20 powerful urban water intakes within the work area. According to this approach, measures for the stabilization of waters chemical composition at buchak-kaniv water intakes of the research area have been developed. The authors justified a methodical approach to the prediction of groundwater ecological condition changes under the influence of established ecological and hydrogeological factors. The measures of eco-friendly groundwater management at strategically important water intakes within the region have been proposed. Recommendations have been given for both existing and prospective water intakes.*

**Keywords:** conceptual approach, destabilization of groundwater quality, spatio-temporal patterns, elements-indicators, buchak-kaniv water intakes.





[https://doi.org/10.15407/UDK\\_551.242.1:553.3/4 \(477\)](https://doi.org/10.15407/UDK_551.242.1:553.3/4_(477))

**Сущук К.Г., Верховцев В.Г.**

**Сущук К.Г.** канд. геол.-мін. н., пров. н. с. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [mamas@i.ua](mailto:mamas@i.ua).  
**Верховцев В.Г.** докт. геол. н., зав. відділу ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [Verkhovtsev@ukr.net](mailto:Verkhovtsev@ukr.net).

## МЕТАЛОГЕНІЯ УРАНУ В ФАНЕРОЗОЇ ПЛАТФОРМНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ

*На території розвитку платформних фанерозойських утворень в Україні відомі численні родовища, родовиявлення та мінеральні аномалії урану. Згідно з умовами їх формування виділені металогенічні епохи і проведене структурно-металогенічне районування території. Встановлено, що утворення фанерозойського платформного чохла супроводжувалося накопиченням і перерозподілом в ньому урану в кілька етапів, які характеризувалися участю в рудоутворенні як екзогенних, так і ендеогенних процесів. Провідну роль у формуванні уранових рудних родовищ в фанерозойських осадових формаціях відіграють епігенетичні процеси. Загальний принцип екзогенного уранового рудоутворення – сполученість рудного процесу зі стадіями літогенезу порід, що їх містять. Для кожного генетичного типу уранових родовищ в осадових товщах характерна специфічна епігенетична мінералого-геохімічна зональність. Уранове зруденіння завжди приурочене до конкретної зони і взагалі є частиною цієї зональності, яка є типоморфною ознакою і головним пошуковим критерієм. У формуванні полігенних родовищ та рудопроявів урану кімерійської епохи приймали участь висхідні низькотемпературні або термальні вуглекисло-вуглеводневі хлоридні розчини глибинного (метаморфічного або метагенетичного) походження, які до кінця рудоутворення розбавлялися підземними метеорними водами. Доно-Дніпровська структурно-металогенічна зона характеризується наявністю екзогенних родовищ урану пластово-інфільтраційного підкласу і полігенних ексфільтраційних родовищ. На території цієї зони відомі торій-уранові, урановугільні і уранобітурні родовища в фанерозойських платформних утвореннях. Уранове зруденіння супроводжується концентраціями (нерідко рудними) інших металів.*

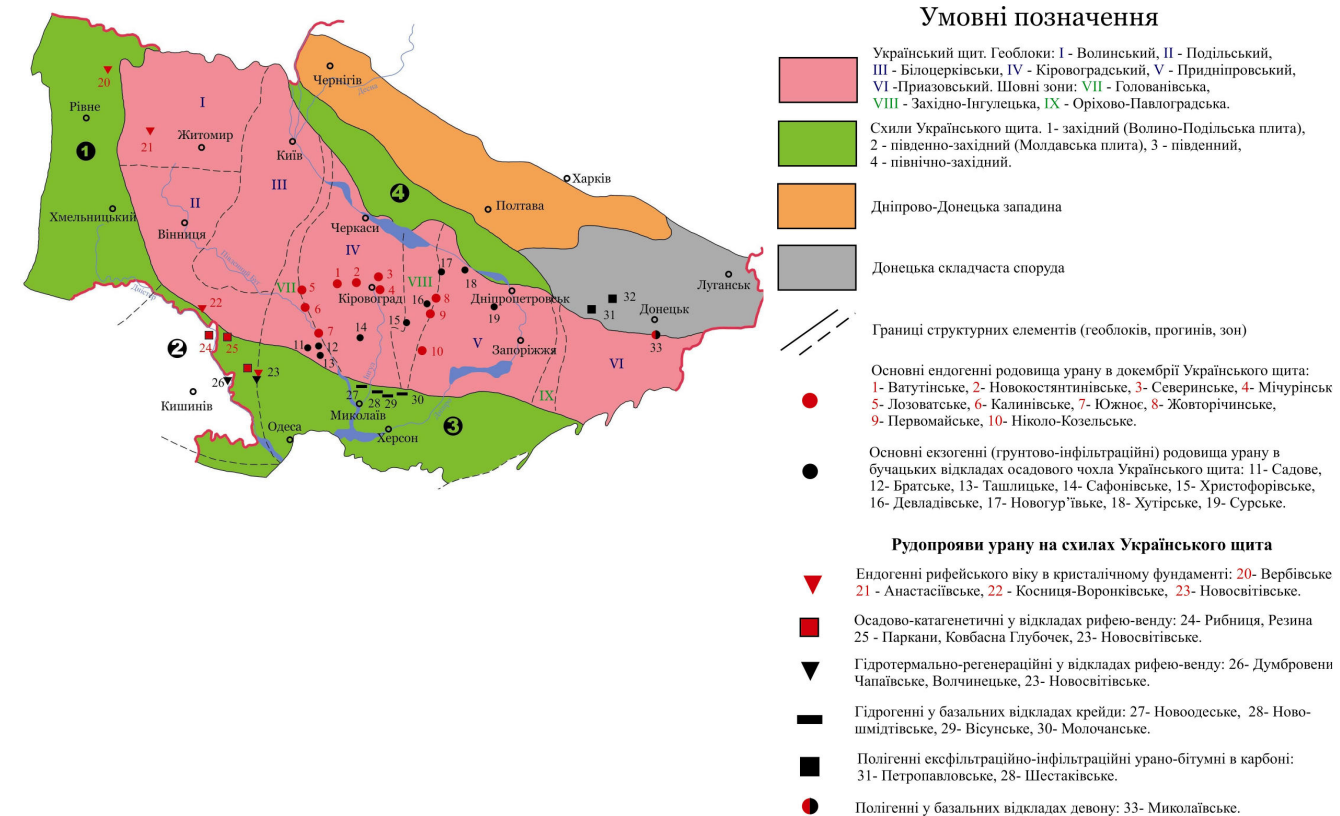
**Ключові слова:** уран, Український щит, металогенічні епохи, осадовий чохол, гідрогенні родовища, фактори рудонакопичення..

**Вступ.** Фанерозойські утворення на території України розповсюджені в межах Українського щита (УЩ) та його схилів, а також в оточуючих щит платформних структурах: Дністровському перикратонному прогині, Дніпровсько-Донецькому авлакогені (ДДА) та Причорноморській западині. На протязі фанерозойської більша частина території України являла собою платформну область, оточену геосинклінально-складчастими структурами каледонського, герцинського, кімерійського та альпійського віку. Тектоно-магматичні процеси, що відбувалися у цих геосинклінальних поясах, відображалися і на розвитку УЩ, сприяючи його активізації.

Виділяється декілька епох тектоно-магматичної активізації (та ендеогенного рудоутворення) фанерозойського, а також рифейського і вендського часу, що позначилося і на умовах формування фанерозойських рудних утворень. Згідно з епохами тектоно-магматичної активізації УЩ виділяються відповідні металогенічні епохи на території розвитку платформних фанерозойських утворень.

Фанерозойські відклади містять численні родовища різноманітних корисних копалин, в тому числі урану (рис. 1). Дослідження металогенії урану і його супутників (а також торію) у цих відкладах має важливе значення для розширення мінерально-сировинної бази ядерної енергетики України.

**Структурно-металогенічне районування фанерозойських утворень.** Історико-геологічний аналіз осадо-нагромадження та магматизму платформної частини України у фанерозойській дозволив виділити наступні металогенічні епохи відповідно до епох тектоно-магматичної активізації УЩ: каледонську – від раннього венду до кінця раннього девону; герцинську – пізній палеозой-мезозой, за часом вона співпадає з орогенезом в межах герцинських геосинкліналей (Карпати, Добруджа, Крим) та інверсією тектонічного режиму в ДДА (на Донбасі – незначним орогенезом і магматизмом); кімерійську – пізній тріас і рання юра (рання кімерійська) та пізня юра-рання крейда (пізня кімерійська); альпійську – пізній мезозой-кайнозой.



**Рис. 1.** Схема розміщення основних родовищ і рудопоярв урану в Україні.  
**Fig. 1.** Layout of the main uranium deposits and ore occurrences in Ukraine

Зазначені металогенічні епохи проявлені у фанерозойських утвореннях платформної частини України у таких структурних регіонах: УЩ, південно-західний схил Воронежського масиву, ДДА, Волино-Подільська і Молдовська плити та Причорноморська западина. Відповідно виділяються головні металогенічні одиниці. Це субпровінція УЩ, до якої відносяться металогенічні області УЩ і Причорноморської западини, Волино-Подільська металогенічна область, Доно-Дніпровська структурно-металогенічна зона (СМЗ), яка об'єднує Дніпровську і Донецьку металогенічні області. Більш дрібні металогенічні райони і зони відповідають невеликим структурно-формаційним зонам та блокам із специфічним геологічним розвитком і металогенічною спеціалізацією.

**Металогенічна область УЩ** є центральною й найбільш крупною. Вона має подвійне значення і як область живлення, і як область накопичення у мезо-кайнозой різноманітних корисних копалин. Щодо урану і торію, то ця область містить промислові гідроенні родовища урану і найбільш значущі в Україні концентрації торію у корках вивітрювання та у розсипах.

Авторами раніш опубліковані детальні дослідження металогенії уранових рудних районів в осадовому чохла УЩ [1]. На основі металогенічного аналізу мезо-кайнозойського осадового чохла УЩ встановлено екзогенні рудоутворюючі процеси, що призводили до накопичення промислових концентрацій урану, торію та супутніх елементів у Південно-Бузькому, Інгуло-

Інгулецькому і Саксагансько-Сурському рудних районах. Виявлені часові інтервали, які набули значення металогенічних. Визначені стратиграфічні, літологічні, структурно-тектонічні, гідрогеологічні умови утворення в осадовому чохла УЩ екзогенних родовищ урану та перспективи можливого збільшення видобутку урану методом підземного свердловинного вилуговування.

Це переважно грунтово-інфільтраційні (гідроенні) родовища, приурочені до піщано-вуглистих відкладів палеогенового віку (буцацький ярус середнього еоцену), які розміщуються в палеодолинах на поверхні кристалічного фундаменту. Уранові родовища формуються метеорними підземними водами при активному інфільтраційному гідродинамічному режимі, обумовленому підвищенням області живлення над областю розвантаження, і контролюються грунтовою окислювальною зональністю. Глибина урізу палеодолин, що містять уранове зруденіння, у фундамент і кору вивітрювання, до 70-90 м, протяжність – 30-100 км. Потужність перекриваючих відкладів (морських – еоцену і олігоцену або прибережно-морських – міоцену) – 30-60, максимум – 100 м. Палеодолини були утворені річками, які стікали з УЩ на північ – в морський басейн Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) або на південь – в морський басейн Тетису. Родовища приурочені переважно до річкових відкладів, які або повністю заповнюють палеодолини, або залягають в основі осадового чохла під лагунно-лиманними або озерно-болотними відкладами. Відомі також випадки, коли значна частина зруденіння (90 %

від загального обсягу ураноносних порід) міститься в корі вивітрювання у вторинних каолінах.

Уранові поклади контролюються ґрунтовою або ґрунтово-пластовою окислювальною зональністю і, залежно від умов її розвитку від верхів'їв або бортів палеодолини, розміщуються або уздовж стрижня по всій ширині палеоруслла, або уздовж бортів у вигляді нешироких звивистих смуг. Вони мають переважно пластову або лінзоподібну форму, локалізовані у вуглистих пісках, бурому вугіллі, рідше – у вуглистих глинах або корі вивітрювання і утворюють декілька ярусів по всьому розрізу водоносного горизонту. Протяжність рудних тіл під нижньою межею зони ґрунтового окиснення – до декількох кілометрів, ширина – сотні метрів, потужність – зазвичай десятки сантиметрів, зрідка до двох метрів, вміст урану – соті долі відсотка. На виклинюванні зон ґрунтово-пластового окиснення утворюються багатші рудні тіла потужністю до 4-5 м, які іноді мають форму ролив. Уранове зруденіння супроводжується інтенсивною сульфідизацією різних літолого-фаціальних типів вугленосних відкладів.

Уран в рудах міститься в основному у вуглистій речовині (35 %), в меншій мірі – в глинистій (25 %) і у вигляді уранової черні (17 %). Близько 5 % урану міститься в лейкоксені і 3 % – в гідроксидах заліза. Вміст урану у вуглистій речовині досягає 1,7 %, в глинистій – 0,378 %. Уранова чернь встановлена тільки в багатих рудах. Вона утворює дрібні виділення, зрощення або тонкі плівки навколо зерен піриту, марказиту, ільменіту. За допомогою електронної мікроскопії та мікрозондування був встановлений кофініт, який разом з урановими чернями утворює дрібні (соті долі мм) скупчення: в цементі пісковиків, на поверхні кварцу, на поверхні та всередині вуглистих залишків, навкруги уламкових зерен і виділень дисульфідів заліза, на зернах ільменіту.

**Причорноморська металоґенічна область** відповідає однойменній западині, структурно тісно пов'язана з УЩ і є продовженням його південного схилу. Південний схил щита і північна околиця Причорноморської западини вивчені достатньо в осадово-формаційному та металоґенічному відношенні, завдяки чому їх можна вважати одним цілим. На схилі щита і в западині розвинені однотипні за складом, але різні за віком осадові формації. Сюди зі схилу щита продовжуються древні долини, в яких концентрувалися уран та його супутники завдяки процесам літогенезу. Щодо центральної частини западини, то завдяки надто глибокому заляганню фанерозойських утворень, особливості їх металоґенії натеper невідомі.

На території південного схилу відомі рудопрояви урану у теригенних відкладах нижньої крейди [2]. Коротка їх характеристика наступна. Міграція та концентрація урану в базальній теригенній товщі ранньої крейди на південному схилі УЩ закономірно пов'язані зі стадіями літогенезу осадового чохла. В період седиментогенезу накопичилися стійкі до вивітрювання мінерали, що містять уран і торій. Формування рудних концентрацій відбувалося із ґрунтових вод з відносно невисоким вмістом урану на сульфідно-глеєвих геохімічних бар'єрах в процесах пізнього діагенезу та епігенезу. Епігенетичні перетворення сприяли осадженню урану також із седиментогенних вод завдяки поєднанню процесів сорбції та відновлення.

Прошарки порід, збагачені ураном до 0,005-0,02 %, утворюють пластові «рудні» тіла незначної потужності і протяжності в алохтонній корі вивітрювання (каолінах піщанистих, кварцових піщаниках на каоліновому цементі, вторинних каолінах) або у древніх ґрунтах, хлидолітах та пролювіальних пісковиках, зазвичай сильно каоліністих, збагачених вуглефікованим рослинним детритом і, як правило, піритизованих. Найбільш високі концентрації урану (і торію) приурочені до підніжжя древніх піднятих фундаменту та до верхів'їв палеодолин, зменшуючись в напрямку осьових частин останніх.

Мінералого-петрографічне вивчення уранового зруденіння показало, що уран міститься в окислах (переважно черні, рідше настуран), в сорбованому виді у каолініті та вуглефікованій органіці, в уламкових мінералах – цирконі, ортиті, монациті, ксенотимі, цоїзиті, лейкоксені, в піриті. Уранова чернь зустрічається в гніздах черв'якоподібних кристалів каолініту, які утворилися при перекристалізації каолінітового цементу, спільно з новоутвореними сидеритом, піритом і марказитом. Баланс урану в рудних пробах показав, що у вуглистих алевролітах і пісковиках з піритизованим та вуглефікованим рослинним детритом 10-20 % загальної кількості урану в породі припадає на важку фракцію. До 80 % урану від загальної його кількості в породі в ряді випадків міститься у каолінітовому цементі в сорбованому виді (рівномірно розсіяні треки на мікрорадіографіях), а також у вуглефікованому рослинному детриті – коренях, уламках деревини, вугіллі.

При цьому, як показало визначення загального і рухомого урану, значна частина урану, який приурочений до органічної речовини, знаходиться у рухомій формі, тобто представлена, очевидно, окислами. Вуглефіковані рослинні залишки мають також підвищений вміст Cr, V, Zr, Ba, Pb, Zn, Cu, Ni. Зола вугілля і вуглефікованих коренів на Новоодеському рудопрояві містить 300-400 г/т міді. В піриті, який заміщує вуглефіковані корені, в деяких випадках встановлено 400-500 г/т свинцю.

**Волино-Подільська металоґенічна область.** Виділена у складі однойменної монокліналі (Волино-Подільська плита) та Львівського прогину [3, 4]. У мезозойський час ця металоґенічна область відповідала рифей-палеозойському перикратонному прогину. Осадочний чохол представлений переважно морськими відкладами від рифею до палеогену включно. Тут є два яруси осадових відкладів: нижній – рифей-вендський і верхній – мезо-кайнозойський. Відклади рифею і венду

входять до складу платформного чохла і органічно пов'язані з вище відкладеними фанерозойськими товщами, внаслідок чого вони оказали значний вплив на формування металогенічних особливостей регіону і платформні взагалі.

Ендогенні процеси на території області проявлені у вигляді вулканічних утворень трапової, ліпарит-трахітової та експлозивної формацій. Слід зазначити, що прояви рифейського магматизму переважно у вигляді дайок основного складу зазвичай виявляються на видаленні від відомих на наш час рудопрооявів, хоча розташовуються в межах структур, що контролюють і містять ці рудопрояви.

Утворення чохла тут, як і на всьому західному схилі УЩ, супроводжувалося накопиченням і перерозподілом в ньому урану в кілька етапів, які характеризувалися участю в рудоутворенні як екзогенних, так і ендогенних процесів, що й визначило особливості металогенії регіону, яка має багато спільних рис із металогенією західного схилу УЩ. Вона відзначається наявністю великої кількості рудовиявлень і аномалій урану ендогенного, полігенного та екзогенного генезису [3, 5].

У фундаменті рифейські рудопрояви урану мають ендогенний генезис.

В результаті тривалої перерви осадонагромадження та денудації, що охопили більшу частину рифею, метасоматити і супроводжуюча їх уранова мінералізація були виведені на денну поверхню, внаслідок чого всі основні прояви уранової мінералізації в породах фундаменту тяжіють до рифей-вендської поверхні неузгоджено-сті.

Уранові концентрації, пов'язані з корою вивітрювання на породах фундаменту або палеобазальтах, зазвичай мають інфільтраційний генезис. У південному сході Волино-Подільського артезіанського басейну експіляційного типу розміщується область сучасного та давнього розвантаження пластових вод венду і ранньогосереднього палеозою. Це розвантаження відбувалося як у межах водоносних горизонтів (венд, кембрії, ордовик, силур), так і в Подільській зоні розломів. Платформний період тут характеризувався інтенсивною міграцією і накопиченням урану в базальних відкладах осадового чохла. Екзогенна уранова мінералізація, сформована в цей період, надалі змінювалася шляхом регенерації в результаті накладених процесів – як ендогенних, так і екзогенних.

Цей тип мінералізації вивчений на рудопрояві Ковбасна [3, 5]. Уран збагачує гіпергенні мінерали – лейкоксен (по ільменіту та титано-магнетиту), лімоніт (по титано-магнетиту і темноколірним мінералам), хлорит (по темноколірним мінералам). Уранова мінералізація розподілена вкрай нерівномірно, незначна за вмістом (тисячні частки відсотка). Вік гіпергенних концентрацій урану дорівнює приблизно 1160-1190 млн. років, тобто відповідає часу вивітрювання [5].

Найбільший інтерес серед проявів такого типу являє уранова мінералізація, встановлена у відкладах верхнього рифею-венду на південно-західному схилі УЩ в межах Подільської зони розломів поблизу поверхні неузгодженості між фундаментом і платформним чохлом. Уранові прояви первісно осадово-діагенетичного типу мають стратиформний характер і локалізуються в пісковиках і алевролітах хрустівської світи, пісковиках, алевролітах і аргілітах ольчедаївських і лозовських верств могилівської світи, рідше – в підшві лядовських аргілітів могилівської світи [3, 5].

Зокрема, в піщаних і алеврито-глинистих відкладах хрустівської світи, що накопичилися за рахунок перевідкладення продуктів вивітрювання, уран сорбувався гідроокисно-глинистою речовиною порід, утворюючи пошарові концентрації з вмістом урану в соті частки відсотка. Ці концентрації, однак, розвинуті не повсюдно, а приурочені до північного і східного обрамлення Котовського купола і одночасно до вузла перетину (зчленування) зон Подільського та Одеського розломів (рудопрояви Паркани, Гума, Рибниця, Глибочок, Новосвітківка). Характерно, що до цього ж тектонічного вузлу тяжіють прояви уранової мінералізації в фундаменті, пов'язані з ранньорифейськими метасоматитами. Це дозволяє розглядати сорбційно-діагенетичні концентрації урану в елювіально-делювіальних відкладах хрустівської світи як ймовірні вторинні ореоли розсіювання більш давнього (ранньорифейського) зруденіння. Сорбційно-діагенетичні концентрації урану хрустівських верств частково були знищені ольчедаївською трансгресією, причому частина урану сингенетично накопичилася в глинистих пісковиках і алевролітах ольчедаївської світи.

У результаті подальшого прогинання, занурення відкладів рифею-венду на велику глибину, глибинного катагенезу сорбційно-діагенетичні концентрації урану зазнали деякий перерозподіл. Проведені дослідження катагенетичних змін зазначених відкладів [8] показали, що ці зміни відбувалися на глибинах від 4 до 5 км при температурах від 115 до 155°C [8, 9], тобто відповідають умовам катагенезу третього ступеня і навіть початку раннього метагенезу. Так, для порід рифею-венду на лівобережжі Дністра південніше міст Рибниця–Котовськ характерні сильно ущільнені зернисті структури пісковиків, інтенсивний конформізм зерен, інкорпораційні, кварцитовидні структури, регенераційні облямівки кварцу і альбіту. Скупчення гідроксидів заліза перетворені в гематит і магнетит. У південному напрямку ступінь перетворень збільшується (як і ступінь метаморфізму кристалічної основи), однак не перевищує інтенсивності початкового метагенезу.

У процесі катагенезу (і раннього метагенезу) у результаті перетворення органічної речовини в окремих ділянках порід створювалася відновлювальна обстановка, сприятлива для осадження урану з катагенетичних

порових вод, що виникають при перетворенні глинистої речовини. Найбільш збагатилися ураном катагенетично відновлені ділянки алевролітів і аргілітів, в яких уран «стягнувся» до кристаликів піриту, утворивши дисперсні оксиди урану або мікролінзочки уранвміщуючої чорної органічної речовини. Спостерігається також заміщення вуглецевою речовиною уламків акцесорних радіоактивних мінералів, найчастіше монациту, і накопичення в них урану. Таким чином, катагенетично відновлені ділянки порід накопичують уран, нерідко до сотих часток відсотка.

Осадово-катагенетичні концентрації урану зустрічаються практично на всіх проявах в осадовому чохлах поблизу поверхні неузгодженості. Найбільш великі з них – Новосвітівський, Глубочекський, Резинський, Рибницький, Паркани, Ковбасна. Вік уранової мінералізації, по визначенню різних дослідників, складає від 658 до 860 млн. років [1, 5].

Пізньюпалеозойська-ранньомезозойська активізація, що супроводжувалася швидким здійсненням регіону і відновленням порушень, призвела до поживлення гідродинаміки Волино-Подільського і Молдовського артезіанських басейнів. Зони Подільського та Одеського розломів служили областю розвантаження елізійних і ексфільтраційних термальних вод, а також шляхами руху до поверхні глибинних нагрітих флюїдів. Ізотопно-геохімічні дослідження сірки сульфідів і вуглецю карбонатів дозволяють припустити, що термальні вуглеводнево-хлоридні розчини, які надходили по розломах з фундаменту, взаємодіяли з пластово-поровими водами елізійного гідрогеологічного басейну, які містили сульфати [5, 6]. Це призвело до нової регенерації концентрацій урану поблизу поверхні неузгодженості і формування гідротермально-регенеративних проявів. Найбільш великі з них – Новосвітівський, Думбровенський, Чапаєвський, Вовчинецький.

Характерні особливості гідротермально-регенеративних уранопоявів наступні: приуроченість до зон порушень, прожилково-вкраплений характер мінералізації, наявність її не тільки в осадових породах, але і в зонах тріщинуватості фундаменту, асоціація уранових мінералів (кофініта, настурана) з виділеннями твердих чорних бітумів, колорудні зміни вміщуючих порід (окварцювання, дикітизація або серицитизація), у ряді випадків зв'язок уранової мінералізації з рудопроявами барит-флюорит-поліметалічної формації. Температура розчинів, визначена за кальцитом, який містить тверді бітуми і кофініт, становить 220-200°C [3, 5, 6]. Широкий, хоча і слабкий, прояв тектонічної тріщинуватості призвів до розосередженого розвантаження розчинів і формування безлічі дрібних рудопроявів.

Тверді бітуми (антраксоліт і нижчий керіт, за визначенням В.Ф. Пенькова), як правило, урану не містять. Кофініт замінює і обрамляє виділення бітумів або утворює в них мікропрожилки, тісно асоціюючи з піритом,

рутилом і кальцитом. На рудопрояві Паркани в рудному інтервалі (0,134 % урану) найтонші плівки кофініта відзначаються по мікротріщинках в сульфідах, навколо глобулярного піриту, в найдрібніших виділеннях в лусочках гідробіотиту. Частина урану рівномірно розсіяна в глинистому цементі алевролітів і пісковиків. На Чапаєвському рудопрояві антраксоліт і кофініт заміщують гідрослюдистий цемент у гравелітах і пісковиках, утворюючи січні або згідні мінералізовані смужки потужністю 0,1-0,2 м.

Крім кофініта, в рудопрояві присутні інші уранові і уранвмісні мінерали: настуран (у підпорядкованій кількості), уранініт (імовірно теригенно-уламкового походження), іноді повністю заміщений залишковою урановою чорною і уранвмісний титаніт (одиночні зерна). На деяких проявах ділянки порід з високим вмістом урану оточені нешироким ореолом почервоніння – дисперсним гематитом, що просочує цемент пісковиків.

Масштаби уранового зрудення невеликі. Зазвичай це малопотужні (менше 1 м) переривчасті поклади з бідним і рядовим (соті частки відсотка, рідко – до малих десятків) вмістом урану. Рудні поклади звичайно згодні з заляганням осадових верств, часто збігаються з тектонічними зонами. Вік уранової мінералізації гідротермально-регенеративного типу, визначений ізотопно-спектральним методом, майже на всіх рудопроявах [3, 5, 6] входить у інтервал  $180 \pm 40$  млн. років, що відповідає кімерійській епісї тектонічної активізації. Таким чином, регенерація урану відбувалася в результаті діяльності гідротермальних розчинів, що сформували барит-флюорит-поліметалічну мінералізацію, за рахунок пере-відкладення урану з більш давніх концентрацій у фундаменті і екзогенних концентрацій у чохлах. При цьому зазначено, що уранові мінерали у барит-флюорит-поліметалічній асоціації зустрічаються там, де присутні раніше утворені концентрації урану гідротермального (в породах фундаменту) або сорбційно-діагенетичного (в породах чохла) типів. Разом з тим тверді бітуми відомі в кальцитових, баритових, флюорит-кальцитових прожилках, які не містять уранових мінералів, що говорить про різнотривалий вступ до породи бітумів і уранвмісних розчинів [6].

**Доні-Дніпровська СМЗ** охоплює територію Доні-Дніпровського прогину (ДДП), що об'єднує Донбас і ДДЗ. Ця єдина регіональна структура характеризується подібністю формацій осадових порід, віком відкладів, але має певні розбіжності у будові і розвитку північно-західної (ДДЗ) та південно-східної (Донбас) частин. Територія ДДЗ (як і Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену в цілому) розвивалася в умовах, близьких до платформних, а територія Донбасу – у тектонічних умовах субгеосинклінального типу. Територія Донбасу після основної (заальської) фази складчастості орогенного етапу продовжувала зазнавати висхідні рухи. А ДДЗ, що розділяла блоки фундаменту Східно-Європейської пла-

форми (СЄП), – низхідні. Особливості тектонічного режиму та розміщення Донбасу і ДДЗ відносно СЄП відобразилися як на будові та складі осадових утворень, так і на формаційній приналежності магматичних комплексів і рудоносності цих частин ДДП.

В основі авлакогену залягають докембрійські метаморфічні породи фундаменту СЄП, що утворюють нижній структурний поверх. Глибинним сейсмічним зондуванням глибина залягання кристалічної основи авлакогену визначена на рівні 17-24 км – більш глибоко, ніж вважалося раніше. Це дає підставу припустити, що в основі осадового комплексу південно-східної частини Дніпровського грабену, Північно-західного Донбасу і Донецького кряжу знаходиться товща теригенно-вулканогенних утворень рифею – венду потужністю до 10 км [7].

Вище залягають породи палеозойського структурного поверху, зібрані в лінійні складки в межах Донбасу та у валоподібні, брахіформні і куполоподібні складки у ДДЗ та на Північно-західному Донбасі. Третій структурний поверх представлений мезо-кайнозойськими відкладами, що залягають на розмитій поверхні палеозойських утворень. Зміна потужностей і фацій осадових порід вздовж ДДП свідчить про існування поперечних до простягання прогину розривних структур, завдяки яким окремі блоки фундаменту мали вертикальні конседиментаційні рухи. Очевидно, поперечні розломи, як і регіональні північно-західні, що обмежували центральний грабен, впливали на розміщення і характер магматизму прогину.

Про час закладання ДДП існують різні точки зору, але всі дослідники вважають, що формування його явилось результатом процесу тектоно-магматичної активізації СЄП у пізньому докембрії і потім у девоні з утворенням складного грабену, накладеного на структури архей-протерозойського фундаменту платформи [4].

В історії геологічного розвитку ДДП чітко виділяється ряд етапів. Прямих ознак допалеозойського (ріфейського) етапу не встановлено, якщо не враховувати результати ГСЗ [7]. Перший чітко проявлений етап розвитку пов'язаний з тектоно-магматичною активізацією СЄП у середньому девоні. Формаційний ряд відкладів у ДДП свідчить про своєрідність його розвитку та наявність ознак, притаманних як платформам, так і геосинкліналям.

Формаційний аналіз палеозойських осадових утворень, які виповнюють ДДП, виконаний нами [10] на основі вчення Н.С. Шатського про геологічні формації. Виходячи з аналізу основних етапів геотектонічного розвитку прогину, дослідження літофацій, палеогеографії, природних комплексів гірських порід нами виділені такі осадові геологічні формації: – теригенно-галогеєнна та теригенно-вулканогенна формації середнього та верхнього девону, що відображають ранній етап розвитку структури; – карбонатна і теригенно-вугленосна форма-

ції карбону середнього етапу; – галогеєнно-червонобарвна формація верхнього карбону – нижньої пермі пізнього етапу; – строкатобарвна формація верхньої пермі-тріасу (дронівська і сріблянська світи) кінцевого етапу розвитку.

На початковій стадії герцинського тектонічного циклу впродовж середнього та пізнього девону на території прогину переважали субплатформні умови і накопилися лагунно-континентальні теригенно-вулканогенні, карбонатні та галогеєнні відкладення *теригенно-галогеєнної та теригенно-вулканогенної* формацій девону. Активізація тектонічного режиму в середньому та пізньому девоні призвела до утворення або оновлення розколів фундаменту та до інтенсивної вулканічної діяльності. Сумарна потужність формацій – від 2-2,5 км на виступах фундаменту і у прибоєвих частинах прогину, до 5,5-6,5 км у западинах та в районах вулканічної діяльності.

Вулканічні утворення девону відносяться до лужної олівін-базальтової формації, характерної для рифтових материкових зон. Характерною особливістю їх є велика кількість пірокластичного матеріалу та швидка фаціальна зміна порід у просторі, що свідчить про виверження з апаратів центрального типу, розташованих вздовж глибинних розломів.

**Карбонатна формація** середнього етапу герцинського тектонічного циклу складена осадками нижнього карбону і частиною башкірського ярусу середнього карбону. У складі формації переважають вапняки та доломіти, що подекуди містять рідкі прошарки теригенних порід та малопотужні прошарки вугілля (Старобільсько-Міллерівська монокліналь). У північно-західній частині ДДЗ простежується фаціальне заміщення карбонатних осадових порід теригенними, які відносяться до розміщеної вище теригенно-вугленосної формації.

**Теригенно-вугленосна формація** складає половину потужності розрізу прогину і охоплює відклади нижнього, середнього та частково верхнього карбону. Це товща флішодного типу, представлена ритмічним чергуванням аргілітів, алевролітів, пісковиків з більш рідкими прошарками вапняків та кам'яного вугілля. Літофаціальний склад порід свідчить про значну мобільність та переривчатість занурення області седиментації, що обумовило розвиток різноманітних – від континентальних до нормально-морських фацій, які багаторазово повторювалися (приблизно 400 елементарних ритмів). Загальна потужність формації від 3 км у північно-західній частині ДДЗ до 20 км на південному сході прогину (Шатинський район).

Під кінець кам'яновугільного періоду відбулася зміна режиму та умов осадонагромадження, а також кліматичних умов. Це призвело до утворення *галогеєнно-червонобарвної формації*, що завершила середній етап розвитку Донецької субгеосинкліналі. У складі галогеєнно-червонобарвної формації виділені дві підформації

(або субформації): нижня – червонобарвна, складена майже виключно теригенними осадами (верхи араукарігової світи верхнього карбону та картамишська світа нижньої пермі) і верхня – галогенно-карбонатна (микитівська, слов'янська та краматорська світи нижньої пермі). Лагунно-лиманні та прибережно-морські відклади нижньої частини формації з часом змінилися на осадки алювіальної рівнини в ДДЗ та дельтово-річкові, мілководно-морські і лагунні утворення на Донбасі, з характерним ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів, глин, рідше – вапняків і доломітів, які сформували червонобарвну субформацію. Кількість карбонатних порід у складі субформації зменшується в північно-західному напрямку, як і її потужність – від 1500-1700 м у Кальміус-Торецькій котловині до 500 м і менше в ДДЗ. Характерною особливістю червонобарвної субформації є збагачення її міддю. Потужність галогенно-карбонатної субформації 1000-1300 м.

На початку пізньої пермі низхідні рухи уповільнились і завершилися інверсією тектонічного режиму та проявленням ранньорогеної заальської фази герцинського орогенезу. В результаті осадова товща була зібрана в крупні лінійні складки північно-західного простягання з розривами пластів і формуванням крупних протяжних насувів та вскидів. У Бахмутській котловині та в південно-західній частині ДДЗ складчастість проявилася у формуванні брахіскладок та куполів, часто ускладнених соляними діпірами. На схилах УЩ та Воронежського масиву, а також в північному заході ДДЗ відклади палеозою не були дислоковані.

Утворення складок супроводжувалось інтенсивним ростом соляних куполів, розташованих в зонах глибинних розломів. За геофізичними даними зони мають ширину в середньому 20-30 км і в осадовій товщі проявляються у вигляді серії різновікових розривних порушень різного типу та широко розвиненої тріщинуватості. Ріст куполів сприяв розвантаженню артезіанських вод та міграції вуглеводнів в зонах розломів на куполах.

Тектонічні рухи заальської фази супроводжувались активною магматичною діяльністю, результатом якої явилось укорінення в осадову товщу порід лужно-габроїдного інтрузивного комплексу, просторово чітко пов'язаного з Південно-Донбаською зоною глибинних розломів.

**Строкатобарвна формація** пізньої пермі-тріасу відображає кінцевий етап формування Донецької субгеосинклінали і може розглядатися як аналог моласової формації. Вона розповсюджена у Бахмутській та Кальміус-Торецькій котловинах і в ДДЗ, перекриває всі формації, що залягають нижче, і заходить далеко на схили Українського та Воронежського щитів. Потужність формації 900 м.

Нижня частина формації глинисто-піщано-конгломератова, верхня – піщано-глиниста, що дає підставу виділяти у складі формації дві субформації. Нижня

субформація відома у Донбасі під назвою дронівської світи, а в ДДЗ – коренівської, шебелинської та пересажської світ. Верхня субформація в Донбасі представлена сребрянською і протопівською світами, а в ДДЗ – радченківською, миргородською та красноградською.

Фаціальні типи порід представлені піщаними і гальковими фаціями прибортової і центральної частин акумулятивної рівнини (річкові та дельтові осадки), а також піщано-глинистими озерними фаціями. У нижній частині формації переважає червоне забарвлення порід, до верху збільшується сіре забарвлення, що вказує на поступову гумідацію клімату.

На межі пізньої пермі і тріасу проявилася заключна, пфальцька фаза герцинського орогенічного циклу, що відобразилося у розмові вехнопермських та більш древніх відкладів. В цю фазу консолідована складчаста структура реагувала на тектонічну активність утворенням розривних порушень і відносно мілких складок, брахискладок, куполів. Магматизм пфальцької фази представлений субвулканічним андезит-трахіандезитовим комплексом.

Пфальцькою фазою завершився герцинський цикл розвитку ДДП. Починаючи з тріасу, західна і східна частини прогину розвивалися в різних умовах. Палеозойський прогин на території Донбасу консолідувався у складчасту область, де кімерійська і альпійська історії розвитку проходили в умовах платформного режиму, с перевагою висхідних рухів. У той же час ДДЗ продовжувала занурюватись. Низхідні рухи у ці епохи були характерними для платформного схилу УЩ.

На початку кімерійського часу (пізній тріас) відбулася зміна кліматичних умов: аридний клімат змінився гумідним, який панував довгий час на протязі юри, крейди та палеогену з незначними перервами. Осадкові формації кімерійської і початку альпійської епох об'єднуються у мезозойський карбонатно-теригенний формаційний комплекс зі своїм набором осадкових формацій [4], які характеризуються строкатістю літологічного і фаціального складу та його мінливістю як у вертикальному розрізі, так і на території розміщення, а також численними перервами осадоагромадження та неузгодженостями. Завершує розріз осадкових формацій ДДП піщано-глиниста континентальна формація антропогену.

Таким чином, згідно з основними циклами геологічного розвитку Доно-Дніпровської СМЗ виділяються три металогенічні епохи: герцинська ( $D_2 - T_3$ ), кімерійська ( $T_3 - J_3$ ) та альпійська ( $K_1 - Q$ ). Кожна з них характеризується певним набором ендегенних родовищ [1], а також екзогенними епігенетичними проявами ряду металів (U, Mo, Cu, Zn, Sc, Re, La, Y, Be)

На основі літогеохімічного опробування осадкових і вулканогенно-осадкових формацій фанерозою ДДП виявлена їх геохімічна спеціалізація [10, 11]. Для більшості формацій чітко виділяються стійкі асоціації мікроелементів.



нтів (у тому числі рудних), характерних тільки для цих формацій, субформацій або окремих світ. Осадкові породи і осадкові формації ДДП чітко диференційовані за вмістом урану. Найбільш низькими значеннями його вмісту відрізняються осади, що утворилися у лагунно-морських умовах при відсутності уламкового матеріалу – солі, гіпси, ангідрити. Уран в них зазвичай концентрується у органічній і глинистій речовині. У карбонатних породах основна кількість урану теж знаходиться в теригенних домішках. Найбільш високим вмістом урану відрізняються піщано-алевролітові компоненти розрізу, глини й аргіліти, а серед окремих районів – Північно-західний Донбас та зона зчленування Донбасу з Приазовським виступом УЩ.

Проведеними дослідженнями [10, 13] доведено, що характер вмісту урану в осадкових породах являє собою універсальну закономірність, а саме: породи одного класу, відібрані з однотипних розрізів, мають близькі значення вмісту урану. При епігенетичних змінах порід ця закономірність порушується, відбувається перерозподіл сингенетично накопиченого урану з можливим подальшим формуванням рудних концентрацій [11].

Мінералого-геохімічні дослідження порід осадкових і вулканогенно-осадкових формацій ДДП [10] показали, що уран та інші метали, розсіяні в осадкових породах, концентруються у глинах і глинистій фракції пісковиків, в гідрооксидах заліза і алюмінію, у вугіллі та вуглефікованих рештках рослин, у бітумах і в різних групах мінералів важкої фракції. Іноді вони утворюють самостійні мінерали: уран та ванадій – оксиди; молібден, мідь, свинець, цинк, ртуть – сульфіді, рідше самородні мідь і золото. Проведений баланс речовини для теригенних порід Північно-західного Донбасу зазначив, що основна маса металів сконцентрована у глинистій фракції і заходиться в рухомій формі. Відмінності у наборі та вмісті рудних мікроелементів в породах узгоджуються з різницею їх петрографічного складу, зокрема набору акцесорних мінералів. Очевидно, по мірі накопичення осадкових товщ у регіоні змінювались умови накопичення в осадах розсіяних металів, пов'язані із змінами палеогеографічних, тектонічних, кліматичних та інших умов як областей живлення, так і областей седиментації, що загалом і визначило геохімічну спеціалізацію окремих осадкових формацій.

Окремі райони ДДП відрізняються фоновим вмістом в них металів, очевидно, завдяки тій же причині. Найбільш цікавим (і перспективним) з цієї точки зору є район Північно-західного Донбасу (район купольних структур). Для нього характерний самий високий в регіоні фон ртуті –  $(2-5) \cdot 10^{-5} \%$ , а також високий фон урану ( $\text{п.} 10^{-4} \%$ ), хрому, свинцю, цинку, молібдену. Для Бахмутської і Кальміус-Торецької улоговин – високий фон міді, свинцю, цинку. Центральний Донбас характеризується підвищеним фоном золота в середньому карбоні – 5,4 мг/т [10].

Детальні дослідження розподілу фонового вмісту урану та супутніх металів у відкладах палеозойських осадкових формацій на території Північно-західного Донбасу, із складанням карт їх розподілу [10] дозволили встановити тісний зв'язок між вмістом в породах металів та структурними особливостями регіону. Концентрація металів у осадовій товщі відбувається на територіях поблизу регіональних тектонічних порушень – довго живучих конседиментаційних розломів глибокого закладання, у зв'язку з чим контури зон з підвищеним вмістом металів в породах узгоджуються з тектонічно розслабленими зонами. Розломи сприяють створенню відновлювальних геохімічних бар'єрів в осадовій товщі, являючись, з одного боку, місцями розвантаження кисневих пластових вод, які несуть метали, а з другого – каналами для надходження глибинних флюїдних відновників. Максимальні (впритул до рудних) концентрації металів спостерігаються у вузлах перетину різноспрямованих розломів, зазвичай у периклінальних ділянках брахіскладок та куполів, де проявлення (виявлення) багатозональної розривної тектоніки сприяють циркуляції розчинів та газових еманцій в породах. Рудні концентрації супроводжуються епігенетичними змінами порід.

Отже, за результатами геохімічного картування ДДП виділяються зони з неоднорідним і часом аномальним розподілом мікроелементів. Така геохімічна зональність обумовлена проявом двох груп процесів: сингенетичних (осадоагромадження і магматизм) та епігенетичних, обумовлених діяльністю підземних вод, метасоматичними процесами та іншими факторами. Суттєву роль відігравали відновлювальні епігенетичні процеси, пов'язані з формуванням нафтових та газових покладів Дніпровсько-Донецького нафтогазоносного регіону.

Епігенетичні процеси взагалі відіграють провідну роль у формуванні рудних родовищ в фанерозойських осадкових формаціях прогину. Так, загальний принцип гідрогенного екзогенного уранового рудоутворення – сполученість рудного процесу зі стадіями літогенезу порід, що їх містять. Виникаюча при цьому епігенетична зональність – це зональність мінеральних парагенезисів, накладена і не співпадаюча в просторі з фаціальними змінами. Вона є основою для встановлення умов утворення мінеральних асоціацій та рудних концентрацій, що входять до неї. Зокрема, уранове зруденіння завжди приурочене до конкретної зони і взагалі є частиною цієї зональності. Для кожного генетичного типу уранових родових в осадкових товщах характерна специфічна епігенетична мінералого-геохімічна зональність, яка є типоморфною ознакою і головним пошуковим критерієм.

Що стосується співвідношень урану і інших металів у осадкових, вулканогенно-осадкових та магматичних формаціях ДДП, то були встановлені характерні супутники уранового зруденіння. Так, молібден – типовий супутник урано-бітумного зруденіння та уранового зруденіння в базальних пісковиках, вуглистих породах і вугіллі.

Для урано-бітумного зруденіння навіть характерна позитивна лінійна кореляція урану й молібдену з коефіцієнтом 0,55. Свинець присутній в усіх рудопроявах Донецького басейну. Максимальні концентрації він утворює в ураноносних базальних пісковиках, у вугіллі та вугленосних породах, мінімальні – у мідянистих пісковиках. Цинк – характерний супутник урано-бітумного зруденіння та урано-вуглистого, де він утворює відносно великі концентрації.

**Магматичні формації** ДДП, за даними Н.В. Бутурлінова та ін. [4], містять однакові елементи-домішки, що лише варіюють кількісно у незначній мірі. Це елементи групи заліза (Ti, V, Mo), халькофільні елементи (Cu, Zn) та деякі літофільні (Zr, TR). Для деяких комплексів, крім того, характерні Nb, Ta, Sc (середньопалеозойські магматичні комплекси), F, Cl, Sr, Ba, B, Li, Pb (Покрово-Киреевський лужний комплекс), Au, Ag (Волновасько-Єланчицький ефузивний та Приазовський інтрузивний комплекси). Для порід лужно-ультраосновної формації нижнього девону характерний берилій, а для толейтових базальтів – ртуть.

Співвідношення між елементами-домішками та провідними елементами у магматичних породах закономірно змінюються від комплексу до комплексу, що є вагомим свідомством того, що всі ці породи є продуктами єдиного магматичного процесу. Простежується зменшення вмісту титану від основних порід до кислих і від більш древніх до більш молодих. Максимальний вміст титану та цирконію встановлений у девонських магматичних формаціях та комплексах. Магматичні породи ДДЗ відзначаються надзвичайно високим вмістом цирконію, який перевищує його характерний вміст для лужних і основних порід нормального ряду, тобто провінція збагачена цирконієм.

За нашими спостереженнями, існує певна наступність у вмісті мікроелементів у магматичних комплексах і осадових формаціях ДДП, що виявляється в однакових типах провідних асоціацій металів. Так, досить характерна збагаченість міддю, ванадієм, молібденом, цинком осадових і магматичних формацій девону. Знаходить пояснення титано-цирконієва та рідкісноземельна спеціалізація мезо-кайнозойських осадових формацій, збагачених розсіпними проявами цих мінералів, що утворилися за рахунок розмиву більш древніх магматичних формацій на території ДДЗ та Донбасу, а також на схилах прогину.

**Металогенічне районування ДДП.** Доно-Дніпровська СМЗ поділяється на дві металогенічні області – Донецьку, яка охоплює Донбас, і Дніпровську, яка відповідає ДДЗ. Між ними виділяється Західно-Донбаський металогенічний район (Північно-західний Донбас), який за геологічною будовою та металогенією характеризується особливостями, притаманними як Донбасу, так і ДДЗ [4].

В фанерозі на території ДДП суттєву роль у рудоу-

творенні відігравали екзогенні процеси, які інтенсивно проявилися на різних етапах геотектонічного розвитку регіону і на різних стадіях літогенезу. Відповідно встановлено декілька епох уранового рудоутворення, під час яких відбувалося формування уранових концентрацій різних масштабів.

Найбільш рання епоха проявлена в середньому девоні на північному схилі Приазовського масиву у зоні зчленування його зі складчастим Донбасом. Там відоме непромислове полігенне торій-уранове Миколаївське родовище та ряд рудопроявів в зоні Волноваського глибинного розлому. Наступна епоха уранового рудоутворення зафіксована в карбоні північного Донбасу, коли сформувались діагенетичні та екзодіагенетичні урановугільні рудопрояви в карбонатно-теригенному вугленосному комплексі C<sub>1-3</sub> (Білогорівський, Врубівський, шахти ім. Кірова та ін.).

Герцинська епоха екзогенного уранового рудоутворення представлена ранньопермським та пізньопермським-ранньотріасовим етапами. В ранньопермський етап утворилося екзодіагенетичне уранове зруденіння (разом з мідним) у червонобарвній теригенній субформації Р<sub>1</sub> в Бахмутській і Кальміус-Горецькій улоговинах. Цей етап відбувався в умовах початку інверсії Донбасу, коли геохімічна обстановка гіпергенезу в умовах аридного та семиаридного клімату відзначалася окислювальними умовами, що сприяли вилугуванню і переносу металів з області живлення (Донбас і Приазовський виступ УЩ) у басейн седиментації, де накопичувалися осади з підвищеним геохімічним фоном міді, свинцю, цинку, ванадію, урану.

Пізньопермський-ранньотріасовий етап екзогенного уранового рудоутворення співпадає з пфальцькою фазою герцинського орогенічного циклу, коли внаслідок здійснення УЩ, Воронежського масиву та Донецької складчастої споруди активізувався гідродинамічний режим пластових вод. В цей час сформувалася зона пластового окислення у карбонатній товщі середнього карбону на південному схилі Воронежського масиву, що сприяло утворенню родовища урану (**Марківське**) та свинцево-цинкових рудовиявлень екзогенного походження.

Пластовим окислювальним процесам сприяли аридний клімат, літолого-стратиграфічні та гідрогеологічні умови району, а саме: наявність проникних вапняків з прошарками вугілля та вуглистих порід, що залягають під непроникливою піщано-глинистою покрівлею у піднятому борту артезіанського басейну з інфільтраційним режимом. У післякарбовий час водонепроникна товща була розмита вздовж схилу Воронежського масиву, і пористі кавернозні вапняки з прошарками вугілля були відкриті для інфільтрації вод, збагачених киснем.

Марківське родовище та інші уранові рудопрояви, відкриті на півночі Донецької металогенічної області, належать до пластово-інфільтраційного підкласу епіге-

нетичних гідрогенних родовищ, згідно з прийнятою класифікацією.

**Кімерійська епоха** (пізньотріасова-ранньоюрська) екзогенного та полігенного уранового рудоутворення характеризувалася диференційованими тектонічними рухами малої амплітуди, що охопили УЩ, Воронежський масив і Донбас. В ранньоюрський час на території ДДП в строкато барвних відкладах пермо-тріасу утворилися потужні й протяжні зони ґрунтового та пластового оглеєння. Вони виявлені на північно-східному схилі УЩ, в Північно-західному Донбасі, в Дніпровсько-Донецькій та Прип'ятській западинах. Підняті блоки кристалічного фундаменту служили областями живлення водоносних горизонтів Доно-Дніпровського артезіанського басейну, де існував інфільтраційний режим. Теплий гумідний клімат у пізньотріасовий-юрський час явився причиною глейового характеру поверхневих і підземних вод, що не містять вільного кисню і мають слабо відновлювальні (без сірководню) властивості.

В Північно-західному Донбасі на території розміщення соляно-купольних структур відомі полігенні родовища та рудопрояви урану кімерійської епохи, утворені висхідними низькотемпературними вуглекисло-вуглеводневими хлоридними розчинами глибинного (метаморфічного або метагенетичного) походження, які до кінця рудоутворення розбавлялися підземними метеорними водами. Полігенні ексфільтраційно-інфільтраційні родовища урану територіально співпадають з ексфільтраційними бітум-карбонат-ртутними рудопроявами солянокупольного типу. Родовища розміщуються в склепінневих частинах антикліналей (Краснооскольське) або над соляними штоками (Адамівське, Берекське), локалізуючись у пісковиках річкових палеорусел в червоноколірних відкладах дронівської світи. Судячи з геологічних та ізотопних даних, родовища урану сформувалися в тріасі ( $125 \pm 5$  млн. років) з ґрунтових вод, що містили уран і кисень, на флюїдному відновлювальному бар'єрі,

**Альпійська епоха** екзогенного рудоутворення характеризувалася накопиченням розсипів мінералів титану, циркону, торію, рідкісноземельних елементів та формуванням гідрогенних родовищ урану, пов'язаних із зонами ґрунтового та пластового окислення.

Дослідження металоґенії фанерозою Доно-Дніпровської СМЗ показало, що уранове зруденіння на цій території має складний характер й нерідко обумовлене сполученням як екзогенних, так і ендегенних процесів. Провідну роль в його формуванні відіграє т.зв. гідрогенне рудоутворення, обумовлене діяльністю підземних вод і в явному вигляді не пов'язане з магматизмом.

В основу виділення класів гідрогенних родовищ покладено гідродинамічний режим середовища рудоутворення, який, в свою чергу, визначається ендегенним тектонічним режимом. Виділяються два класи гідроген-

них родовищ: інфільтраційний та ексфільтраційний, які відображають два типи гідродинамічного режиму середовища рудоутворення (і поділяються на підкласи, в залежності від характеру інфільтраційних процесів) [12].

**Родовища урану пластово-інфільтраційного підкласу** відкриті на півночі Донецької металоґенічної області у північному борту Української синеклізи (південний схил Воронежського масиву). Це Марківське родовище, Стрільцовське, Зоріковське, Терновське, Донцовське рудовиявлення і численні прояви уранової мінералізації, розташовані в карбоні у смузі шириною до трьох і протяжністю більше ста кілометрів. Вони сформовані продовж пермо-тріасової епохи уранонакопичення. Воронежський масив довгий час (від пермі до юри) служив регіональною областю гідрогеологічного живлення для пластових вод у відкладах карбону, що залягають на кристалічному фундаменті під кутом  $2-3^\circ$ . Уранове зруденіння приурочене до пластів вугілля і вуглистих порід в товщі вапняків і контролюється епігенетичною мінералого-геохімічною зональністю окислювального типу, яка розвинена вниз за падінням пластів. Зона окислення проявлена у вигляді сильно вилужених білих, місцями крейдоподібних вапняків, позбавлених органічної речовини, з рідкісними виділеннями лимоніту, що заміщує пірит. Окислення супроводжувалося зниженням рН середовища, винесенням  $\text{CaCO}_3$ , урану і інших металів, окремлінням і гіпсуванням вугілля.

Зона епігенетичної уранової і сульфідної мінералізації розташована в підшві, рідше в покрівлі зони пластового окислення. Сульфідні (пірит, марказит, рідше – галеніт і сфалерит) і мінерали урану (настуран, чернь) приурочені до пластів вугілля (в основному до верхньої частини пластів), що грають роль відновників. Уранове зруденіння у вугіллі супроводжується підвищенням вмісту молибдену (до 0,1-0,2 %), ванадію і хрому (до 1 %), в меншій мірі – міді, берилію, германію. Крім урану, найбільш стабільний вміст у вугіллі та вуглистих породах молибдену, що дозволяє оконтурити два рудних поклади вздовж борту прогину довжиною 4 км, шириною 400-1300 м й потужністю 0,55-1,4 м. Сульфідну мінералізацію супроводжують кальцит, доломіт, барит і флюорит. Нижче по падінню пластів розташовується зона незмінених порід з фоновим вмістом урану і супутніх металів.

Середній вік уранового зруденіння  $200 \pm 30$  млн. років. Це відповідає тріасу і ранній юрі, але сприятливі умови для формування інфільтраційного зруденіння були лише до кінця пізнього тріасу (до кінця новорайського часу). Строкато-кольорові формації тріасу вказують на існування у той час семиарідного клімату та висхідних тектонічних рухів у субороґенних областях (Донецька складчаста область, Воронежський масив). Південний схил Воронежського масиву в цей час у гідрогеологічному відношенні був частиною інфільтраційного артезіанського басейну, розвантаження вод якого відбу-

валася на півдні у зоні розломів, що відокремлювали його від ексфільтраційного басейну ДДЗ.

**Родовища урану ексфільтраційного класу** відомі в південно-східній частині ДДЗ на її межі з Донецькою складчастою областю. Ця територія іще носить назву Самаро-Торецького рудного району [6] або Північно-західного Донбасу [10, 11]. Самаро-Торецький блок УЩ є піднятою, тобто частково утягнутою в герцинсько-кімерійську інверсію околицею нафтогазоносного ексфільтраційного басейну авлакогенного типу.

Для району характерне сполучення лінійного плану плікативних структур герцинських утворень Донбасу і купольних структур ДДЗ, які тут згруповані в антиклінальні зони північно-західного та субширотного простягання. Антиклінальні зони мають складну будову: кожна з них являє собою ланцюжок кулісовидно склепованих брахіантикліналей. Майже всі підняття побудовані асиметрично: їх північні крила більш круті у порівнянні з південними. Суттєвий вплив на процеси формування багатьох купольних структур оказували деформації, зумовлені рухом девонських соляних мас. Діапіри девонської солі частіше всього знаходяться у міжкупольних ділянках, що являють собою ослаблені зони перетину різноспрямованих розломів, або в переклінальних частинах підняттях. Деякі склепіння соляних структур ускладнені грабенами просідання, які утворилися за рахунок вилуговування солі. Ці грабени виповнені відкладами палеогену, нерідко з бурим вугіллям.

Тут простежений ряд розривних порушень північно-західного та субширотного простягання, ускладнених поперечними підняттями й розломами субмеридіонального і північно-східного напрямку, що грають важливу роль у формуванні структури району та його рудоносності.

Розміщення району Північно-західного Донбасу на околиці нафтогазоносного ексфільтраційного басейну авлакогенного типу ДДЗ сприяло інтенсивній вертикальній міграції глибинних артезіанських вод у зонах розломів і на купольних структурах. При руйнуванні нафтових покладів у верхні горизонти поступали високо мінералізовані води, збагачені сульфат-іоном, з відносно високою температурою завдяки їхньому глибокому заляганням.

В ДДЗ відклади палеозою і в наш час містять термальні натрій-кальцій-хлоридні розсоли. В районі Петровського купола близькі до поверхні води з температурою +35°C. На Співаківській структурі в одній з глибоких свердловин встановлена температура пластових вод +85°C. У Куп'янській опорній свердловині зафіксована температура води на глибині 2700 м +92°C [11].

Напірні термальні води вадозного походження більш глибоких горизонтів переносили метали і створювали геохімічні бар'єри, мігруючи по пластах та змішуючись з багатими киснем пластовими водами. Роль останніх була досить активною, про що свідчить широкий розви-

ток змін порід по простягання водопроникних товщ.

Можливо, слід допускати також надходження з глибин разом з газами таких легко летючих металів, як ртуть. Про це свідчать дослідження вільних газовиділень на Дружківсько-Костянтинівській антикліналі, проведені свого часу С.І. Кирикилицею та ін. [11], а також наявність ртутної мінералізації у над сольовій брекчії на купольних структурах ДДЗ.

У Доно-Дніпровській СМЗ виявлені полігенні **ексфільтраційні уранові родовища**. Це непромислові уранобітумні родовища (Адамівське, Краснооскольське, Берекське) та численні рудовиявлення у Північно-західному Донбасі, а також рудні поклади в межах Качанівського, Погарщинського і Рибальського родовищ вуглеводнів в центральній частині ДДЗ. На території Північно-західного Донбасу в межах Самаро-Торецького рудного району виділяються Бантишівський, Корупський і Петровський рудні вузли, утворені перетинанням глибинного Горлівсько-Олексіївського розлому з субширотними розломами [3]. Бантишівський рудний вузол охоплює Бантишівське і Троїцьке рудовиявлення. Корупський рудний вузол – Адамівське родовище, Корупське і Новодмитрівське рудовиявлення, Петровський вузол – Берекське родовище, Петровське, Камишуваське, Степківське і Лозовеньківське рудовиявлення. Деякі в зоні на північний схід від Самаро-Торецького рудного району розміщується Краснооскольське уранобітумне родовище.

До уранобітумного типу відносяться родовища, в яких основна або значна частина уранового зруденіння представлена твердою вуглецевою речовиною, що містить уран. Загальна схема їх утворення полягає в наступному. Надходження у водоносні горизонти дронівської світи вуглекисло-гідрокарбонатних термальних розчинів, що містили вуглеводи і ртуть, викликали аргілізацію порід вздовж розривних порушень і сформували досить значну за площею епігенетичну відновлювальну зональність [3, 11]. Ця зональність проявлена в червоноколірних водоносних горизонтах дронівської світи тріасу на всіх купольних структурах Північно-західного Донбасу, в тому числі на Адамівському, Краснооскольському, Берекському урано-ртутно-бітумних родовищах.

В загальному плані зональність має концентричну будову. Центральна (внутрішня) зона найбільш змінених відновлених порід сірого кольору розміщується в склепінневих частинах куполів та навкруги соляних штоків. Вона характеризується різко відновлювальною сірководневою обстановкою ( $\Delta E_h$  пород 50-70 мВ;  $E_h$  вод -200 мВ; вміст у воді  $H_2S$  50-100 мг/л) і повною перевагою сульфідних форм заліза. В цій зоні локалізовані тіла ураноносних бітумів. Вздовж розривних порушень в сульфідній зоні порід сірого кольору місцями простежується інтенсивна аргілізація: каолінізація порід з утворенням обілених прошарків, окварцювання, а також утворення хромового монтморилоніту, який забарвлює

породи в яскравий бірюзовий колір.

Зона порід сірого кольору по площі та в розрізі облямовується зоною порід переважно зеленого кольору, серед яких зустрічаються релікти червоних алевrolітів і глин, як менш проникних. В цій зоні переважають оглеєні породи з  $\Delta E_h$  20-40 mv. Зменшується загальна кількість заліза, відсутні сульфідні його форми.  $E_h$  підземних вод – (50-100) mv, вміст  $H_2S$  не перевищує 3 мг/л. Простежується перевідкладений кальцит.

Породи зеленого кольору глеєвої зони переходять в незмінні породи червоного кольору, які в перехідній зоні набувають строкатого офарблення бузкових, рожевих, жовтих відтінків як за рахунок окислення відновлених порід ґрунтовими водами тріасового водоносного комплексу, що містять кисень, так і за рахунок перевідкладеного винесеного із зони оглеєння заліза. Для червонобарвних порід характерні  $\Delta E_h$  порід 0-10 mv,  $E_h$  підземних вод від -50 до +100 mv, води містять кисень. Основна маса заліза знаходиться у окисній тонко дисперсній формі (гетит, гідроґетит, гідроґематит) [3, 11].

У розрізі межа між епігенетичними зонами нерізка і має складну зубчасту форму, що пояснюється різною проникністю порід та неодноразовою зміною гідрогеохімічних особливостей підземних вод в результаті тектонічних посувань.

В аргілізованих відкладах дронівської світи вздовж Південного скиду локалізоване вкраплене ртутне зруденіння і більш ранні концентрації галеніту, сфалериту разом з анкерітом. Зустрічаються рідкі прожилки бариту й целестину. В рудній зоні епігенетичних порід сірого кольору ураноносні бітуми (антраксоліт, оксікерит) утворюють шари й прошарки у пісковицях під прошарками аргілітів. Бітуми асоціюють з піритом, кальцитом, хромовим монтморилонітом. В твердих бітумах встановлені укралення настурану, кіноварі, іордизиту, а також наявність у невизначеній формі Re, Sc, Ni, Cr, V [3, 11]. Вміст урану в бітумах досягає декількох відсотків. В рудах Краснооскольського родовища встановлено до 1,8 % Мо і до 0,3 % Sc; в рудах Адамівського родовища – 0,7-1,0 % Мо.

Температура гомогенізації газопо-рідких включень у кальциті, що асоціює з твердими ураноносними бітумами, складає 190°C. Це підтверджує надходження у холодні водоносні горизонти дронівської світи вуглекисло-гідрокарбонатних термальних розчинів, що містили вуглеводи і ртуть. Останні викликали аргілізацію порід вздовж порушень і сприяли процесам відновлення та рудоутворення.

Зараз південний схід Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну розглядається як область розвантаження напірних нагрітих високо мінералізованих елізійних вод доволі повільного водообміну і область інфільтрації прісних холодних вод вільного водообміну. Змішування і взаємодія цих вод відбувається у водоносних горизонтах тріасу в межах солянокупольних структур,

де регіональний водотрив – соленосні відклади нижньої пермі і глини нижнього тріасу – прорваний соляними діпірами або розкритий розломами. Аналогічна обстановка існувала в тріасі, коли області живлення були гіпсометрично вище сучасних, а інтенсивні тектонічні рухи розкрили регіональний водотрив. Завдяки аридному клімату, який існував тоді, ґрунтові води містили розчинений кисень, мали підвищену мінералізацію і характеризувалися високим вмістом урану, молібдену, ренію, ванадію, селену і інших металів-супутників наступного уранового зруденіння [3, 11-13].

Судячи з геологічних та ізотопних даних, родовища урану сформувалися в тріасі (125  $\pm$  5 млн. років) з ґрунтових вод, що містили уран і кисень, на флюїдному відновлювальному бар'єрі, обумовленому надходженням у водоносні горизонти дронівської світи вуглекисло-гідрокарбонатних термальних розчинів, що містили вуглеводи і ртуть.

**Адамівське родовище** є найбільш розвіданим і дослідженим, в тому числі шахтним способом. Воно розташоване в західному периклінальному замиканні антикліналі, вісь якої має субширотне простягання. В західному напрямку структура наближається до глибинного Горлівсько-Олексіївського розлому, який є продовженням Центрально-донбаського глибинного розлому, що в Донецькій складчастій області контролює розміщення ртутних, поліметалевих та золоторудних родовищ і рудовиявлень. В ДДЗ до Горлівсько-Олексіївського розлому приурочені барит-поліметалеві, ртутні, уранобітумні родовища і рудо виявлення солянокупольного типу.

Родовище розміщується у відкладах дронівської світи тріасу над соляним штоком, який прориває відклади карбону і пермі. Уранобітумні поклади просторово тяжіють до розривів, що оточують соляний шток з півдня і півночі. Основна рудоконтролююча структура на родовищі – південний скид, який являє собою серію розривних порушень. Родовище витягнуте вздовж південного скиду на 3 км при ширині сотні метрів. У пачці порід дронівської світи потужністю 100-150 м встановлено 11 рудних покладів пластового типу. Доволі рідко зустрічаються ролоподібні рудні тіла, а також скупчення ураноносних бітумів подібні жильній формі у зонах розривних структур, особливо тектонічних брекчій. В рудних тілах ураноносні бітуми утворюють вкрапленість, іноді цемент пісковиц і ще рідше – прошарки масивних бітумів.

Адамівське родовище розміщується в межах центральної чітко вираженої сірої зони епігенетичної відновлювальної зональності, сформованої в червоно забарвлених водоносних відкладах дронівської світи. Ця концентрична зональність, описана вище, розвинена над Адамівським та навкруги Бугаївського соляних штоків. Вміст урану в руді в середньому складає соті долі відсотків. Основним концентратором урану являється твердий чорний бітум – антраксоліт (із вмістом урану до

перших відсотків). На родовищі відомі інші різновиди бітумів, які урану не містять. Мінеральні форми урану (настуран, уранові черні, рідко – кофінит, ненадквіт) присутні у бітумах у тонко дисперсній формі. Крім того, уран знаходиться в сорбованій формі на глинистих мінералах.

Деякі рудні елементи-супутники урану знаходяться в урановій руді у промислових кількостях. Це, перш за все, молібден і ванадій. Вміст молібдену в рудних пісковиках досягає 0,7-1,0 %. Встановлені мінерали молібдену – молібденіт, іордизит. Вміст ванадію досягає 1 %.

Ізотопний вік уранового зруденіння визначений за відношенням  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  у взірцях із шахти з вмістом урану від 0,57 до 2,34 %. Значення віку коливаються від 107 до 160 млн. років, в середньому – 140 млн. років, тобто відповідає тріасу [3].

**Висновки.** Фанерозойські утворення в Україні розповсюджені в межах УЩ та його схилів, а також в оточуючих щит платформних структурах: Дністровському перикратонному прогині, ДДА (ДДЗ, Донбас) та Причорноморській западині. На території їх розвитку виділяються металогенічні епохи згідно з епохами тектономагматичної активізації УЩ: каледонська – від раннього венду до кінця раннього девону; герцинська – пізній палеозой-мезозой, за часом вона співпадає з орогенезом в межах герцинських геосинкліналей; кімерійська – пізній тріас та рання юра (рання кімерійська) і пізня юра-рання крейда (пізня кімерійська); альпійська – пізній мезозой-кайнозой.

Відповідно виділені головні металогенічні одиниці в межах платформної території України. Це субпровінція УЩ, до якої відносяться металогенічні області УЩ та Причорноморської западини, Волино-Подільська металогенічна область, Доно-Дніпровська СМЗ, яка об'єднує Дніпровську і Донецьку металогенічні області.

Металогенічна область УЩ містить промислові гідрогенні родовища урану і найбільш значущі в Україні концентрації торію у корах вивітрювання та у розсипах.

Причорноморська металогенічна область відповідає однойменній западині, структурно тісно пов'язана з УЩ і є продовженням його південного схилу. В западину зі схилу щита продовжуються древні долини, в яких концентрувалися уран та його супутники завдяки процесам літогенезу.

На території Волино-Подільської металогенічної області утворення платформного чохла супроводжувалося накопиченням і перерозподілом в ньому урану в кілька етапів, які характеризувалися участю в рудоутворенні як екзогенних, так і ендегенних процесів. До ендегенних відносяться катагенетичні (метабететичні) і гідротермально-регенеративні концентрації урану в базальних шарах платформного чохла. До екзогенних – осадоводіабететичні (розсипні і сорбційні) концентрації урану, а також інфільтраційні прояви у тріщинах, розташовані

нижче давньої кори вивітрювання (1100-1200 млн. років). Рудопрояви кімерійської епохи утворені висхідними низькотемпературними вуглекисло-вуглеводневими хлоридними розчинами глибинного (метабететичного або метабететичного) походження, які до кінця рудоутворення розбавлялися підземними метеорними водами.

На території Доно-Дніпровської СМЗ уранове зруденіння також має складний характер й нерідко обумовлене сполученням як екзогенних, так і ендегенних процесів. Провідну роль в його формуванні відіграє т.зв. гідрогенне рудоутворення, обумовлене діяльністю підземних вод і в явному вигляді не пов'язане з магматизмом.

Загальний принцип екзогенного уранового рудоутворення – сполученість рудного процесу зі стадіями літогенезу порід, що їх містять. Для кожного генетичного типу уранових родовищ в осадових товщах характерна специфічна епігенетична мінералого-геохімічна зональність. Уранове зруденіння завжди приурочене до конкретної зони і взагалі є частиною цієї зональності, яка є типоморфною ознакою і головним пошуковим критерієм.

Доно-Дніпровська СМЗ характеризується наявністю екзогенних родовищ урану пластово-інфільтраційного підкласу і полігенних ексфільтраційних родовищ, сформованих завдяки змішуванню напірних нагрітих високо мінералізованих елізійних і прісних холодних інфільтраційних вод.

На території Доно-Дніпровської СМЗ відомі торій-уранові, урановугільні і уранобітумні родовища в фанерозойських платформних утвореннях. Уранове зруденіння супроводжується концентраціями (нерідко рудними) інших металів.

#### Література

1. Сушук К.Г., Верховцев В.Г. Металогенія урановорудних районів в осадовому чохла Українського щита. Зб. наук. праць ІГНС НАНУ. Вип. 27, 2017, с. 50-74.
2. Сушук Е.Г. Закономерности уранонакопления в ходе литогенеза базальних отложений раннего мела на южном склоне Украинского щита. Зб. наук. праць ІГНС НАНУ. Вип. 18, 2010, с. 73-79.
3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.
4. Металлогенія фанерозоя платформенной части Украины [Гойжевский А.А., Скаржинский В.И., Шумлянский В.А., Сушук Е.Г. и др.]. К.: Наук. думка, 1984. 202 с.
5. Сушук Е.Г. Соотношение эндогенных и экзогенных процессов при формировании урановых концентраций в зоне рифей-вендского несогласия на западном склоне Украинского щита. Зб. наук. праць ІГНС НАНУ. Вип. 15, 2007, с. 169-176.
6. Шумлянский В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. Киев: Наук. думка, 1983. 220 с.
7. Шумлянский В.А. Развитие геотектонических структур Украины в мезозое. Препринт ИГФМ-84. Киев, 1984. 58 с.
8. Шумлянский В.А., Дудар Т.В., Сушук Е.Г. и др. Рудообразование в условиях катагенеза и метабететизма. Геол. журнал. 1990, № 2, с. 34-44.
9. Шумлянский В.А. и др. Основные типы концентрации урана в позднепротерозойских образованиях платформенного чехла на юго-западном склоне Украинского щита. Материалы по геологии урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 22, 1990, с. 76-83.



10. Сушук Е.Г. Закономерности распределения микроэлементов в верхнепалеозойских осадочных формациях Северо-западного Донбасса. Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1976. 51 с.

11. Сушук Е.Г. Закономерности концентрации микроэлементов в верхнепалеозойских осадочных формациях Северо-западного Донбасса. Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1976. 34 с.

12. Шумлянський В.А., Сушук Е.Г. и др. Гидрогенное рудообразование в фанерозое Украины. Геохимия и экология. Вып.8, 2003, с. 82-105.

13. Данчев В.И., Лепкий С.Д., Сушук Е.Г., Шевченко О.Е., Шумлянський В.А. Вопросы теории экзогенного уранового рудообразования. Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1984. 53 с.

## References

1. Suschuk, K.G. and Verhovtsev, V.G. (2017), *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Sereдовyshcha*, Vyp. 27, Kyiv, UA, pp. 50-74.
2. Suschuk, E.G. (2010) *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Sereдовyshcha*, Vyp. 18, Kyiv, UA, pp. 73-79.
3. *Genetic types and patterns of distribution of uranium deposits in Ukraine* (1995). Repl. ed. Ya.N. Belevtsev, V.B. Koval, Nauk. dumka, Kiev, UA, 396 p.
4. *Phanerozoic metallogeny of the platform part of Ukraine* (1984), [Goyzhevsky, A.A., Skarzhinsky, V.I., Shumlyansky, V.A., Suschuk, E.G. and

etc.], Nauk. dumka, Kiev, UA, 202 p.

5. Suschuk, E.G. (2007), *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Sereдовyshcha*, Vyp. 15, Kyiv, UA, pp. 169-176.

6. Shumlyansky, V.A. (1983), *Cimmerian metallogenic era in Ukraine*, Nauk. dumka, Kiev, UA, 220 p.

7. Shumlyansky, V.A. (1984), *Development of geotectonic structures of Ukraine in the Mesozoic*, Preprint IGFM-84, Kiev, UA, 58 p.

8. Shumlyansky, V.A., Dudar, T.V., Suschuk, E.G., et al. (1990), *Geol. Journal.*, No. 2, Kyiv, UA, p. 34-44.

9. Shumlyansky, V.A. et al. (1990), *Materials on the geology of uranium, rare and rare-earth metals*. Vol. 22, pp. 76-83.

10. Suschuk, E.G. (1976), *Patterns of the distribution of trace elements in the Upper Paleozoic sedimentary formations of the North-West Donbass*, Preprint IGFM AN USSR, Kiev, UA, 51 p.

11. Suschuk, E.G. (1976), *Regularities of the concentration of trace elements in the Upper Paleozoic sedimentary formations of the North-West Donbass*, Preprint IGFM AN USSR, Kiev, UA, 34 p.

12. Shumlyansky, V.A. and Suschuk, E.G. (2003), *Geochemistry and ecology*, Vyp. 8, Kyiv, UA, pp. 82-105.

13. Danchev, V.I., Lepky, S.D., Suschuk, E.G., Shevchenko, O.E., Shumlyansky, V.A. (1984), *Issues of the theory of exogenous uranium ore formation*, Preprint IGFM AN USSR, Kiev, UA, 53 p.

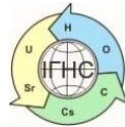
## METALOGENY OF URANIUM IN THE PHANEROZOIC OF THE PLATFORM PART OF UKRAINE

**Suschuk K.** Phd (Geol.), Senior Research Fellow, Leading Researcher State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», Mamas @ i. ua.

**Verkhovsev V. D.** Sc. (Geol.), Senior Research Fellow, Head of department State Institution «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», Verkhovtsev@ukr.net.

Numerous deposits, ore deposits and mineral uranium anomalies are known in the territory of the development of platform Phanerozoic formations in Ukraine. According to the conditions of their formation, metallogenic epochs were isolated and structural-metallogenic zoning of the territory was carried out. It is established that the formation of the Phanerozoic platform cover was accompanied by the accumulation and redistribution of uranium in it in several stages, which were characterized by participation in the formation of both exogenous and endogenous processes. Epigenetic processes perform a leading role in the formation of uranium ore deposits in Phanerozoic sedimentary formations. The general principle of exogenous uranium ore formation is the combination of the ore process with the stages of lithogenesis of the rocks containing them. Each genetic type of uranium deposits in sedimentary strata is characterized by a specific epigenetic mineralogical-geochemical zonation. Uranium occurrence is always confined to a particular zone and is generally part of that zonation, which is a typomorphic feature and a major search criterion. Ascending low-temperature or thermal carbon-dioxide-hydrocarbon chloride solutions of deep (metamorphic or metagenetic) origin, which were diluted with underground meteors by the end of ore formation, were involved in the formation of polygenic deposits and ore occurrence of Uranium of the Cimmerian era. The Don-Dnipro structural-metallogenic zone is characterized by the presence of exogenous uranium deposits of the reservoir-infiltration subclass and polygenic exfiltration deposits. Thorium-uranium, uranium-coal and uranium-bitumen deposits in the Phanerozoic platform formations are known in the area. Uranium subsidence is accompanied by concentrations (often ore) of other metals.

**Keywords:** uranium, Ukrainian shield, metallogenic epochs, sedimentary cover, hydrogen deposits, ore accumulation factors.



<https://doi.org/10.15407/geotech2019.577.41/577.391>

**Шевченко О.Л., Долін В.В.**

**Шевченко О.Л.**, д.г.н., ст. н. сп., ННІ «Інститут геології» Київського національного університету ім. Тараса Шевченка, shevch62@gmail.com  
**Долін В.В.**, д.г.н., проф., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», vdolin@ukr.net

## МЕТОДОЛОГІЧНІ ПРИНЦИПИ ТА ГОЛОВНІ ОЦІНОЧНІ ПОКАЗНИКИ РАДІАЦІЙНОГО МОНІТОРИНГУ ДОВКІЛЛЯ

*Ступінь міграційної активності в навколишньому середовищі техногенних радіоактивних речовин визначається біогеохімічними особливостями ландшафту. На підставі цього твердження представлено геохімічну концепцію моніторингу навколишнього середовища, зокрема, його складової частини – радіаційного моніторингу. Оскільки основним шляхом вторинної міграції за межі радіаційно забруднених територій, зокрема, Чорнобильської зони відчуження є водний шлях, головним об'єктом підсумкової радіоекологічної оцінки такої території повинен виступати водозбірний басейн з його індивідуальним набором ландшафтних ознак, які власне й визначають відмінності у водному винесенні радіонуклідів у межах однієї кліматичної зони. Водозбірний басейн є ідеальним об'єктом, що дозволяє відійти від проблем дискретних оцінок, пов'язаних із нерівномірністю забруднення. Сформульовано одинадцять принципів радіаційного моніторингу, що включають обґрунтування переліку контрольованих (I рівень) та оцінюваних і прогностичних показників II-III рівня, кінцевою метою використання яких є визначення бар'єрної стійкості водозборів у межах впливу радіаційно небезпечних об'єктів. Бар'єрна стійкість інтегрально об'єднує та відображає результат дії усіх конкуруючих процесів (аккумуляції, сорбції, десорбції, розчинення, конвективного перенесення тощо), які відбуваються в ланцюгах: ґрунт – ґрунтоутворюючі породи – підземні води; ґрунт – водомісткі породи – ґрунтові води – поверхневі води; ґрунт – поверхневі води; повітря – ґрунт – рослини і т.п. Запропоновано вважати, що ланцюжки з одним основним донором і одним акцептором є простими, а системи, в яких оцінюється комплексна бар'єрна стійкість за сумарною бар'єрною функцією кількох складових (окремі з них можуть бути донорами й акцепторами одночасно) – складними. Оскільки інтегральним показником ступеню забруднення басейну та його бар'єрних здатностей є величина винесення радіонукліду (Бк/рік) в гирлі основного водотоку, у якості головних моніторингових показників бар'єрної стійкості водозбору та захищеності його водної системи пропонується прийняти частку та модуль водного винесення радіонукліду і характер їх змін у часі.*

**Ключові слова:** радіаційний моніторинг, чинники, геохімічний фон, водне винесення радіонуклідів, ландшафт, радіологічні показники, водозбірний басейн, бар'єрна стійкість.

**Вступ.** До катастрофи на Чорнобильській АЕС ефективної національної системи радіоекологічного моніторингу практично не існувало [1], якщо не враховувати обліку глобальних радіоактивних випадіннь, який проводився Держкомгідрометом СРСР. Після аварії, завдяки потужній державній фінансовій підтримці, було налагоджено систему регулярних спостережень за радіаційним станом ґрунтів, повітряного, водного та рослинного середовища, а також за перерозподілом техногенних радіонуклідів (РН) в ландшафтах, сільськогосподарській та лісовій продукції тощо. Моніторингові дані складались не лише з відомостей про концентрацію РН та їх розподіл, але й про форми РН в довкіллі, що забезпечило можливість виконання реалістичних оцінок інтенсивності міграції РН в різноманітних середовищах [1-8].

Проте, починаючи з 2000-2001 рр. відбувалось помітне скорочення фінансування наукової «чорнобильської» програми та обсягів радіоекологічного

моніторингу. На сьогодні науковий моніторинг, краще необхідний для виявлення закономірностей міграції радіонуклідів і, відповідно, їх реальної та потенційної небезпеки для людини і біоти, без належної фінансової підтримки, так і не отримавши єдиної науково-методологічної основи, повністю відірвався від виробничого моніторингу, розділився на окремі напрямки по різних відомствах.

Ще у 2001 році було зазначено [2], що система моніторингу в Чорнобильській зоні відчуження (ЧЗВ) не забезпечує ефективного прогнозування радіоекологічної та екологічної ситуації, що пов'язано з обмеженим переліком в регламенті моніторингу важливих параметрів і процесів, які визначають направленість та інтенсивність розвитку радіоекологічної ситуації. Також наголошувалось, що «продовження діяльності щодо вивчення, підтримки і посилення бар'єрної ролі ЧЗВ є найважливішим завданням у напрямку мінімізації наслідків аварії».

Сучасна організація систем радіаційного моніторингу навколо діючих АЕС також є надто формальною і по суті втілює ще одну підсистему технологічного контролю роботи АЕС [1]. Недоліком сучасного радіаційного моніторингу є уособленість показників радіаційного стану, які характеризують лише окремі елементи природної системи (повітря, воду, ґрунт), в той час як взаємні переходи РН з одного елементу в інший цілком очевидні. Тобто, необхідно створити систему показників, яка б дозволяла відстежувати та оцінювати такі процеси перехідної міграції.

В Чорнобильській зоні відчуження, за мізерного фінансування але наявності радіаційно-небезпечних об'єктів, величезної бази даних режимних спостережень та сучасних лабораторій, на жаль відсутня єдина система оцінки та прогнозування процесів міграції РН. Більш того, досвід наукових еколого-геологічних досліджень у зоні відчуження практично ніяк не використовується в системах моніторингу на інших АЕС України [1]. В США для вирішення аналогічних, але менш складних проблем, створено дві національні лабораторії. Довготривале невирішення проблем науково-методологічного забезпечення радіаційного моніторингу докільля може призвести до ускладнення багатьох із них, знижуючи ефективність моніторингу, в тому числі і в прогнозуванні наслідків процесів міграції та винесення радіонуклідів за межі буферних зон АЕС. Необхідно якомога швидше розробити концепцію моніторингу навколишнього середовища в регіонах АЕС і методичне керівництво з контролю навколишнього середовища регіонів АЕС, яке відповідатиме цій концепції [1].

В системі державного моніторингу навколишнього природного середовища на жаль також спостерігаються подібні недоліки. За чітко прописаного регламенту та технічного і методичного забезпечення, у ній відсутня сучасна універсальна методологічна основа та достатньо гнучкі принципи, які б дозволяли поєднати різноманітну інформацію з різних тематичних напрямків моніторингу та робити узагальнюючі висновки про ризики та загрози, що виникають під впливом локальних та регіональних явищ на фоні глобальних змін природної обстановки. Різні види тематичного (відомчого) та навіть державного моніторингу не лише не пов'язані між собою (наприклад геофізичний, гідрологічний та гідрогеологічний моніторинги), а й виконуються за різним регламентом (періодичністю спостережень), методикою, з отриманням неспівставних показників тощо. Так, для виявлення впливу сейсмічних коливань (з утворенням нових тектонічних порушень) на рівень води та швидкість поширення РН в підземних водах карстових басейнів доводиться проводити спеціальні дослідження, а регіональний вплив глобального потепління на ресурси ґрунтових вод загалом важко кількісно

оцінити та обґрунтувати за практично повної відсутності спряжених створів по свердловинах і відкритих водоприймачах.

**Аналіз літературних джерел.** В роботі [10] висвітлюються нормативно-правові аспекти радіаційного моніторингу (РМ), його мета й задачі, термінологічні визначення, регламент та склад спостережних мереж довкола АЕС. В ній також наголошується, що «мережа пунктів контролю радіаційної обстановки в районах розташування АЕС України не відображає особливостей навколишнього середовища та не забезпечує високого представництва і однаково достатньої точності результатів вимірювань». Проте, в цій та інших [11] роботах розглядаються переважно технічні недоліки автоматизованих систем контролю радіаційної обстановки. У них не зачіпаються проблеми наукового супроводу, методології обробки та інтерпретації результатів спостережень. На нашу думку, отримувані в процесі *виробничого* моніторингу дані могли б забезпечувати більш вагомі результати та висновки, більш сучасні та досконалі прогностичні побудови. Отже, система *наукового* моніторингу [21] в області РМ не розвинена, працює неефективно [1], її методологія недостатньо використовує новітні розробки, що вимагає серйозного доопрацювання.

**Мета даної роботи** полягає в розробці єдиних методологічних принципів радіоекологічного (радіаційного) моніторингу, як складової державного моніторингу навколишнього середовища; в обґрунтуванні нових репрезентативних територіальних одиниць та системи параметрів, які б визначали бар'єрні здатності ЧЗВ та територій навколо інших радіаційно небезпечних об'єктів, дозволяли вирішувати більш широкий, ніж за нинішньої системи РМ, спектр задач та далекоглядні стратегічні завдання.

**Основні концептуальні положення.** Ми вважаємо, що для системи *радіоекологічного* моніторингу, який повинен підпорядковуватись загальнодержавному моніторингу навколишнього середовища, методологічна парадигма повинна розвиватись *на засобах контролю і прогнозування шляхів та обсягів поширення радіонуклідів у навколишньому середовищі та надходження їх до людини*. Контроль безпечної експлуатації АЕС, сховищ РАВ та інших подібних об'єктів повинен виконуватись службою об'єктового або локального РМ. Найкращим для людини сценарієм поведінки радіонуклідів в навколишньому геологічному середовищі було б їх виключення із трофічних ланцюжків, або повне незворотне депонування в абіотичних складових. Виходячи з цього, одним з головних критеріїв доцільності розміщення та безпечної (з врахуванням проектних аварійних ситуацій) експлуатації АЕС та інших радіаційно небезпечних об'єктів повинна бути *висока бар'єрна здатність навколишнього середовища*. Дійсно, основна функція буферних

або санітарних зон навколо АЕС і, в першу чергу, зони відчуження ЧАЕС, полягає в утриманні радіоактивного забруднення, яке виноситься переважно водним шляхом (до 85% від загального винесення) [2,3,12]. З досвіду оцінки міграційної активності радіонуклідів в Чорнобильській зоні відчуження (ЧЗВ) [4-9, 12-15] випливає, що рівень вторинного забруднення водного середовища (а також рослинницької продукції) вже через 10 років після радіоактивного забруднення поверхні визначається не стільки ступенем забруднення ґрунту, як власне біогеохімічною обстановкою або природним геохімічним фоном та особливостями природно-техногенних ландшафтів. Отже, на нашу думку, *система радіоекологічного моніторингу, виконуючи контроль за показниками водного винесення у співставленні з ландшафтно-геохімічними характеристиками водозбору, здатна здійснювати комплексну оцінку бар'єрних здатностей територій, що зазнають радіоактивного забруднення*, та вирішувати значно більш широкий спектр завдань з метою надання завчасних превентивних висновків про найбільш вірогідну поведінку основних РН за яких завгодно можливих обсягів викиду їх у навколишнє середовище.

Пряме первинне забруднення водних екосистем виникає достатньо рідко (крім замкнених водоймищ-охолоджувачів), до того ж триває недовго, тому при виділенні і обґрунтуванні показників тривалих моніторингових спостережень доцільно розглядати *процеси вторинного забруднення водотоків* та водойм після розподіленого забруднення водозбірних площ. В цьому сенсі *водозбірний басейн та водоприймач* є оптимальними об'єктами, що дозволяють відійти від проблем дискретних оцінок, пов'язаних із нерівномірністю забруднення (на кшталт «чорнобильського»), та оцінити здатність середовища до його депонування і асиміляції. Важливо також, що річка та водозбірний басейн забезпечують перехід від локального на регіональний рівень радіоекологічних оцінок.

По відношенню до забруднюючої речовини в середовищі виділяються *депонуючі (статичні) елементи та динамічні*. Проте, не всі статичні елементи ландшафту лише накопичують РН. Наприклад, певні типи ґрунтів, маючи сприятливі для міграції РН властивості, відіграють роль *донорів* в ланках ґрунт-вода, ґрунт-рослина. На забруднених територіях (де куль-

турні рослини не вирощують), головним *акцептором* та транзитером РН лишається *водна динамічна система*. На нашу думку саме *концентрація РН у водоприймачі* є інтегральним показником та головним результатом усіх гео- та біогеохімічних процесів, до яких залучаються радіонукліди на водозборі (табл.1). Очевидно, що чим краще ландшафт водозбору виконує депонуючі функції, тим меншою буде концентрація РН у воді та його винесення за межі басейну. Така здатність ландшафту або водозбору характеризує його ступінь *бар'єрної стійкості по відношенню до певного РН*. За бар'єрною стійкістю можна характеризувати також окремі елементи, що мають депонуючі властивості, наприклад ґрунт, донні відклади. Якщо ж мова йде про динамічні елементи, такі як вода або повітря, їхню реакцію на забруднення слід характеризувати такими поняттями як *буферність, швидкість розсіювання* (дисипації) або *самоочищення* (автореабілітації).

Важливо враховувати й форми перебування РН в складових водного балансу водотоку: Р – розчинні, З – завислі, О – обмінні, КР – кислоторозчинні, Ф – фіксовані (табл. 1). Очевидно, що певні складові балансу можуть ідентифікуватися саме за фізико-хімічними формами РН і навпаки [13]. Наприклад, збільшення розчинних форм в сумарному поверхневому стоці річки, без помітної зміни внутрішніх та зовнішніх умов, може свідчити про зростання внеску ґрунтових вод в загальному балансі стоку. В окремі роки сукупна роль ландшафтних чинників або динаміки водообміну в асиміляції рухливих РН в ґрунтах і водному середовищі є порівнюваною або більшою за значення природного розпаду в процесах самоочищення. Як відомо, самоочищення за рахунок природного розпаду  $^{90}\text{Sr}$  щорічно складає близько двох відсотків від його запасів на водозборі. Частка щорічного водного винесення найбільш рухливого радіонукліду –  $^{90}\text{Sr}$  впродовж 2005-2015 років щонайменше складала 0,013%, а щонайбільше – 0,16 % від його запасів на водозборі [13]. В роботі [16] відмічалось, що швидкість самоочищення від  $^{137}\text{Cs}$  агроєкоценозів, які знаходяться у сільськогосподарському використанні, у 10 разів вища за швидкість природного розпаду цього РН, а від  $^{90}\text{Sr}$  – майже в 3,5 рази.

**Таблиця 1.** Загальна структурна організація контрольованих показників середовища  
**Table 1.** The overall structural organization of controlled environmental indicators

Елемент середовища міграції (об'єкт первинного чи вторинного забруднення; в окремих випадках - джерело вторинного забруднення)			Радіаційний показник	Чинник перенесення мобілізації або іммобілізації РН – характеристика умов або компонент ландшафтно-геохімічної обстановки	Параметризований показник*, що характеризує чинник	Процес забруднення, переходу, закріплення, розсіювання, механізм впливу	Переважаючі форми РН, які залучаються до процесу	Коефіцієнт кореляції між рад. показником (2) для $^{90}\text{Sr}$ і чинником (3)
1			2	3	4	5	6	7
ВОДОЗБІРНИЙ БАСЕЙН	ПОВЕРХНЕВІ ВОДИ	ЛОКАЛЬНИЙ і точковий РІВЕНЬ ВОДНИЙ ОБ'ЄКТ (річка, канал, озеро і т.п.)	Концентрація у воді, Бк/дм <sup>3</sup>	Співвідношення поверхневої та підземної складових живлення	відсоток ґрунтового живлення в загальному	Розбавлення або привнесення розчинних форм	Переважно Р	
					відсоток поверхневого стоку в загальному	Надходження з атмосферними опадами, сорбція/десорбція донними відкладами; вилуговування з укосів при затопленні; вимивання з укосів дощем та талим стоком, вихід із гідробіонтів що розкладаються; сорбція/десорбція із завислих речовин	Р, З (колоїдні псевдоколоїдні)	
				Лужність (кислотність)	рН	кислотне вилуговування	КР, О та Р	-0,4...-0,88**
				Вміст легкорозчинної органічної речовини	Окиснюваність (ПО)	надходження органічної речовини з боліт та при вимиванні з ґрунту, розкладання гідробіонтів	О в завислій формі, Р	0,61-0,94
					БО, Вміст гумусових кислот			
				Інтенсивність стоку (течія)	Швидкість Витрата	вимивання, перемішування	Зависі, розчин	0,33-0,77
				Зарегульованість водотоку	Шорсткість	Вилуговування із затоплених укосів	О, Р	
				Хімічний склад	вміст стабільних носіїв або хім. конкурентів	реакції обміну, гідроліз	О в зависл. формі, Р	
				Біологічне населення (гідробіонти)	Різноманітність та ступінь заростання	поглинання	Р	

ВОДОЗБІРНИЙ БАСЕЙН	ЛАНДШАФТИ	У МЕЖАХ БАСЕЙНІВ РІЗНИХ ПОРЯДКІВ (об'єкт-овий, локальний, регіональний рівні)	Водне винесення, кБк; модуль водного винесення, ГБк/рік/км <sup>2</sup>	Щільність гідрографічної мережі		Інтенсивність дренажування (водовідведення)	Р; О	0,8-1,0 0,2-1,0
				Заболочення	Відносна площа боліт (% від площі водозбору)	Вилуговування (вимивання) із забруднених укосів каналів та затоплених заплав річок	Р; О	0,28-0,65
				Глибина ерозійної розчленованості		Затоплених заплав (змив), винесення завислої речовини	Р; О	
				Підземний стік	Ступінь дренажності, тис. м <sup>3</sup> /га/рік Частка підземного стоку в загальному; Модуль підз. стоку	Вимивання із ґрунтів зони аерації	Переважає Р	0,3-0,87
				Ґрунт	Відносна площа поширення органічних	Зв'язування в слаборухливі гуматні комплекси та добре рухливі фульвокомплекси	Ф, КР, О, Р	0,16, 0,34-0,46
					Віднос. площа поширення органо-мінеральних ґрунтів	Вимивання, вилуговування, Сорбція, комплексоутворення	Ф, КР, О, Р	-0,21...-0,38
					Відносна площа поширення кислих ґрунтів	Вилуговування	Переважає Р О	0,2-0,5 -0,15...0,98
					Відносна площа поширення нейтральних ґр.-ів	Утримання	О, Р	-0,88...-0,91
				Ліс	Відносна площа	Біологічне поглинання з розчином	Переважає Р; О	-0,3...-0,7 -0,1...-0,4
				Меліорованість	Відносна площа МС на водозборі	Штучно інтенсифіковане водне винесення або зарегулювання	Переважає Р; О	0,2-0,6 -0,5...+0,58
				Мікрорельєф	Відносна площа сухих западин Кількість перезволожений западин; Співвідношення площ водозбору і заплави	Фільтрація через аномальні зони	Переважає Р; О	0,8-1,0 0,5-0,9 -0,3...0,84

<b>ВОДОЗБІРНИЙ БАСЕЙН</b>	<b>ГРУНТОВІ ВОДИ</b>	<b>В МЕЖАХ БАСЕЙНІВ РІЗНИХ ПОРЯДКІВ (балансові майданчики, водозбори осушувальних каналів, річок і їх приток)</b>	Концентрація радіонуклідів у воді	<b>Зона аерації (ЗА), в т.ч.</b>	Потужність зони аерації (ЗА)	Конвективне перенесення з врахуванням фактора затримки	Р	
				літологічний і гранулометричний склад ЗА мінеральний склад ЗА  грунти	дисперсність: вміст фракцій < 0,001 мм	Сорбція/ десорбція	Р	
					вміст монтморилоніту, бентоніту, каоліну		Р	
					співвідношення мінеральної та органічної складових		Р	
				літологічний склад водомістких порід	дисперсність: вміст фракцій < 0,001 мм	Сорбція/ десорбція	Р	
				Хімічний склад води	Вміст елемента аналога, споріднених аніонів, рН	Обмінні процеси	Р	
				Западини	Відносна площа, %	Фільтрація через аномальні зони	Р	
			водне винесення	Фільтраційні властивості порід	Коефіцієнт фільтрації, Звивистість порового простору, активна пористість	Конвективне перенесення, дисперсія та дифузія	Р	
				Літолого-мінеральний склад водомістких порід	Фактор затримки	Обмінні процеси, сорбція	КР, О, Р	
				Вертикальна розчленованість	Гradient потоку	Латеральний рух під дією гравітаційних сил (гідродинамічного напору)	Р	
			модуль водного винесення	Дренованість	Ступінь дренажності, тис. м³/га/рік	Вимивання під дією промивного режиму, лесиваж, суфозія	Ф, КР, О, Р	

\* При використанні даного підходу для певної території, таблиця доповнюється окремою колонкою: «Кількісне значення показника»;

\*\* - Значення коефіцієнтів в колонці 7 визначено в докторській дисертації О.Л. Шевченка [13]; відсутність цих коефіцієнтів свідчить про недостатню їх обґрунтованість або брак даних.



Досконала система моніторингу повинна на виході надавати інформацію про кількісні переходи забруднювача в ланцюжках, кожна з ланок яких несе у собі ризик опромінення людини зовнішнім, інгаляційним або пероральним шляхом. Ланцюжок контрольованих та оцінюваних радіологічних показників можна представити наступним чином: 1. (показники вмісту РН у елементах: ґрунті, повітрі, воді, рослинності) – 2. (показники переходу з одного елемента в інший) – 3. (показники, що характеризують ступінь затримки, фіксації або розсіювання, асиміляції чи дисипації забруднювача, тобто дозволяють оцінити бар'єрні і асиміляційні властивості середовища) (табл.2, рис.1).

*Перша група* – це прямі показники, що безпосередньо визначаються апаратурним шляхом або відбором проб та їх аналізом. Наприклад, для всіх АЕС та пунктів захоронення радіоактивних відходів (ПЗРВ) це можуть бути: експозиційна доза опромінення, гама-фон в приземному шарі, рівень дії або концентрація радіонуклідів в повітрі житлових чи службових приміщень; для поверхневих і підземних водних джерел – концентрація радіонуклідів у воді (для порівняння окремих водних джерел), водне винесення радіонуклідів за межі санітарних зон радіаційно-небезпечних об'єктів.

*Друга група* – показники, що вираховуються з даних першої групи (табл.2) і демонструють перехід між суміжними ланками ланцюжка міграції РН. Наприклад, модуль водного винесення [17], що демонструє зв'язок між біогеохімічним комплексом аеральних ландшафтів водозбору та водоприймачем. Або коефіцієнт переходу, що пов'язує поглинаючий комплекс ґрунту із рослиною.

*Третя група* – показники, що характеризують асиміляційний потенціал, або біогеохімічні функції елементів середовища у «стосунках» із забруднювачем. До кількісних характеристик третьої групи можна віднести модулі винесення, частку винесення РН з водозбору за рік; або показники сумарного біологічного виведення радіонуклідів з абіотичної системи: коефіцієнт сумарного біологічного винесення РН з

певної площі (відношення вмісту РН в загальній біомасі, накопиченій на піку вегетаційного періоду, до запасів РН в ґрунтах), модуль гранично допустимого забруднення, – як показник екологічної ємності та захищеності від забруднення [18]. До третьої групи відносяться не лише кількісні характеристики, а й якісні, в т.ч. бальні [19], наприклад: бар'єрна стійкість, асиміляційний потенціал тощо. Бар'єрна стійкість є тим показником, який поєднує окремі елементи середовища або ландшафту в ланках: ґрунт-ґрунтоутворюючі породи-підземні води; ґрунт-водомісткі породи-ґрунтові води-поверхневі води; ґрунт-поверхневі води; повітря-ґрунт-рослини і т.п. (тут курсивом виділено елементи для яких оцінюється бар'єрна стійкість, а звичайним шрифтом – елементи середовища по відношенню до яких вона оцінюється). Системи або ланцюжки з одним основним донором і одним акцептором будемо називати простими, а системи, в яких оцінюється комплексна бар'єрна стійкість за сумарною бар'єрною функцією кількох складових – складними. В простих ланцюжках (системах) перехід від донора до акцептора можна описати одним-двома процесами та відповідними показниками і параметрами. Прості ланцюжки забезпечують визначення окремих процесів вторинного забруднення, тобто у загальній схемі визначення основного шуканого показнику – бар'єрної стійкості, вони виконують, як правило, допоміжну роль.

Головним об'єктом підсумкової радіоекологічної оцінки забрудненої або потенційно-забрудненої території довкола радіаційно-небезпечних об'єктів повинен бути водозбірний басейн з його індивідуальним набором ландшафтних ознак, а головними інтегральними показниками бар'єрної стійкості водозбору та захищеності його водної системи, – частка та модуль водного винесення РН (величина винесення приведена до площі) і характер їх змін у часі [20]. Звісно, що до завдань РМ також входять спостереження за станом повітряного середовища (рис.1), проте у форматі однієї статті цей аспект неможливо розглянути детально.

**Таблиця 2.** Радіоекологічні (в т.ч. прямі радіаційні) показники середовища, що повинні контролюватись та оцінюватись системою радіаційного моніторингу

**Table 2.** Radioecological (including direct radiation) environment indicators that should be monitored and evaluated by the radiation monitoring system

Елементи природної системи	Прямі показники I групи (рівня)	Система пов'язаних елементів	Показники переходу (II група)	Допоміжні нерадіаційні показники	Показники III групи
1	2	3	4	5	6
Повітря (атмосфера)	Вміст РН	Повітря-ґрунт (проста система)	Швидкість осідання аерозолів Пилопідйом за сталої сили вітру	Сила вітру; тиск; іонізація, вологість; температура; вміст аерозолів; кількість опадів; коефіцієнт дефляції	Коефіцієнт пилопідйому (стійкість ґрунту до дефляції)
	Гама-фон				
	Об'ємна активність опадів (дощу, снігу)				
ґрунт зони аерації	<b>Основні:</b>			<b>Сталі показники:</b>	

(ненасичена зона)		<p>Валовий вміст РН в кореневмісному шарі</p> <p>Вміст обмінних форм РН в кореневмісному шарі</p> <p><b>Додаткові:</b> Пошаровий валовий вміст РН</p> <p>Щільність забруднення поверхні</p>			<p>Уніфікований тип ґрунту (мінеральний, органічний, органо-мінеральний)</p> <p>Для мінеральних ґрунтів: легкі (переважання піщаної фракції, %), важкі (переважання глинистої фракції, %), Потужність зони аерації (середня) Потужність власне органогенного шару ґрунту; вміст органічної речовини у верхньому шарі ґрунту(%); Кислотність (рН) Вміст стабільного аналогу (Са – для <sup>90</sup>Sr, К – для <sup>137</sup>Cs)</p>	-
Ґрунтоутворюючі породи (насичена зона)		Вміст обмінних форм (питома активність)	Ґрунт 3А - ґрунт насичений--ґрунтові води (проста система)	<p>Коефіцієнт розподілу; Фактор затримки (R); швидкість конвективного (для розчинених форм) перенесення; коефіцієнт вимивання з ґрунту в ґрунтові води,</p>	<p><b>Динамічні показники:</b> Об'ємна вологість, коефіцієнт вологоперенесення; Інфільтраційне живлення</p>	-
Ґрунтові води	Потік (свердловина або ствір свердловин)	<p>Об'ємна активність</p> <p>Питоме винесення РН</p>			<p><b>Сталі показники:</b> Літологічний склад (пісок, супісок, суглинки, глина тощо); коефіцієнт фільтрації, активна пористість, гравітаційна водовіддача; Об'ємна вага породи</p> <p><b>Динамічні показники:</b> РГВ, коефіцієнт інфільтрації, інфільтраційне живлення, модуль підземного стоку</p>	-
	Водозбірний басейн г підземних вод	Винесення РН ґрунтовими водами з водозбору	Площа водозбору- ґрунтові води (складна система)	<p>Модуль підземного винесення РН до водоприймача</p> <p>Частка винесення у загальному</p>	<p><b>Сталі показники:</b> Тип ґрунту, склад зони аерації; площа провідних западин; характер рослинного покриву</p> <p><b>Динамічні показники:</b> РГВ, дренаваність; наявність закритого дренажу; бічний відтік, інфільтраційне живлення</p>	<p>Захищеність ґрунтових вод;</p> <p>Вразливість ґрунтових вод</p>

Поверхні води	Водотік (водоприймач)	<p><b>Основні (обов'язкові):</b> Об'ємна активність РН в річковому стоці*</p> <p>Водне винесення за рік</p> <p><b>Додаткові:</b> Об'ємна активність РН в площинному стоці зі схилів</p> <p>Об'ємна активність донних відкладів</p>	Поверхня ґрунту-поверхні води* (проста система)	<p><b>Коефіцієнти змиву в розчиненому стані та на суспензії</b></p> <p>Інтенсивність рідкого змиву Частка площинного змиву атм. опадами в загальному винесенні водотоком (ваговий коефіцієнт)</p> <p><b>Коефіцієнти вилуговування із затоплених укосів</b></p> <p>Частка надходження за рахунок вилуговування при затопленні (ваговий коефіцієнт)</p>	Інтенсивність опадів; Задренованість укосів (характер поверхні); коефіцієнт стоку; кут закладання укосу, шорсткість русла; вміст органічної речовини у воді (ПО, БО)	Вагові коефіцієнти на основі вирішення балансу концентрації РН у водному об'єкті (локальний рівень)
		Водне винесення за рік	Донні відклади-поверхні води * (проста система)	Коефіцієнти розподілу; Коефіцієнти сорбції/десорбції донними відкладами; Гradient концентрації; Частка десорбції (ваговий коефіцієнт)	Коефіцієнт дифузії, Речовинний склад, Зольність; Концентрація РН в придонному шарі води	Вагові коефіцієнти на основі вирішення балансу концентрації РН у водному об'єкті (локальний рівень)
	ВОДОЗБІРНИЙ БАСЕЙН		ВОДОЗБІРНИЙ БАСЕЙН (Складна система)	<p><b>Модуль винесення РН</b></p> <p><b>Частка винесення поверхневим стоком з водозбору/рік</b></p>	Частка підземного стоку в загальному; Частка поверхневого стоку в загальному; Дренованість; Меліорованість; Зарегульованість; Відносна площа лісу, луків; Густина гідрографічної мережі; відносна площа поширення різних типів ґрунтів на водозборі; Відносна площа западин, глибина розчленування рельєфу, Відносна площа водозбору та заплави	Бар'єрна стійкість (регіональний рівень)
Атмосфера			Повітря-поверхні води (проста система)	Частка надходження з атмосферними опадами (ваговий коефіцієнт)	Кількість опадів, Хімічний склад опадів, Коефіцієнт поверхневого стоку	-
Рослини		Питома активність біомаси	Ґрунт-рослина (проста система)	Коефіцієнти переходу з ґрунту, Коефіцієнти накопичення з ґрунту	Видовий склад рослинності, вага сухої маси, вага та питома активність і щільність забруднення ґрунту	Екологічна ємність, бар'єрна стійкість до переходу в рослини

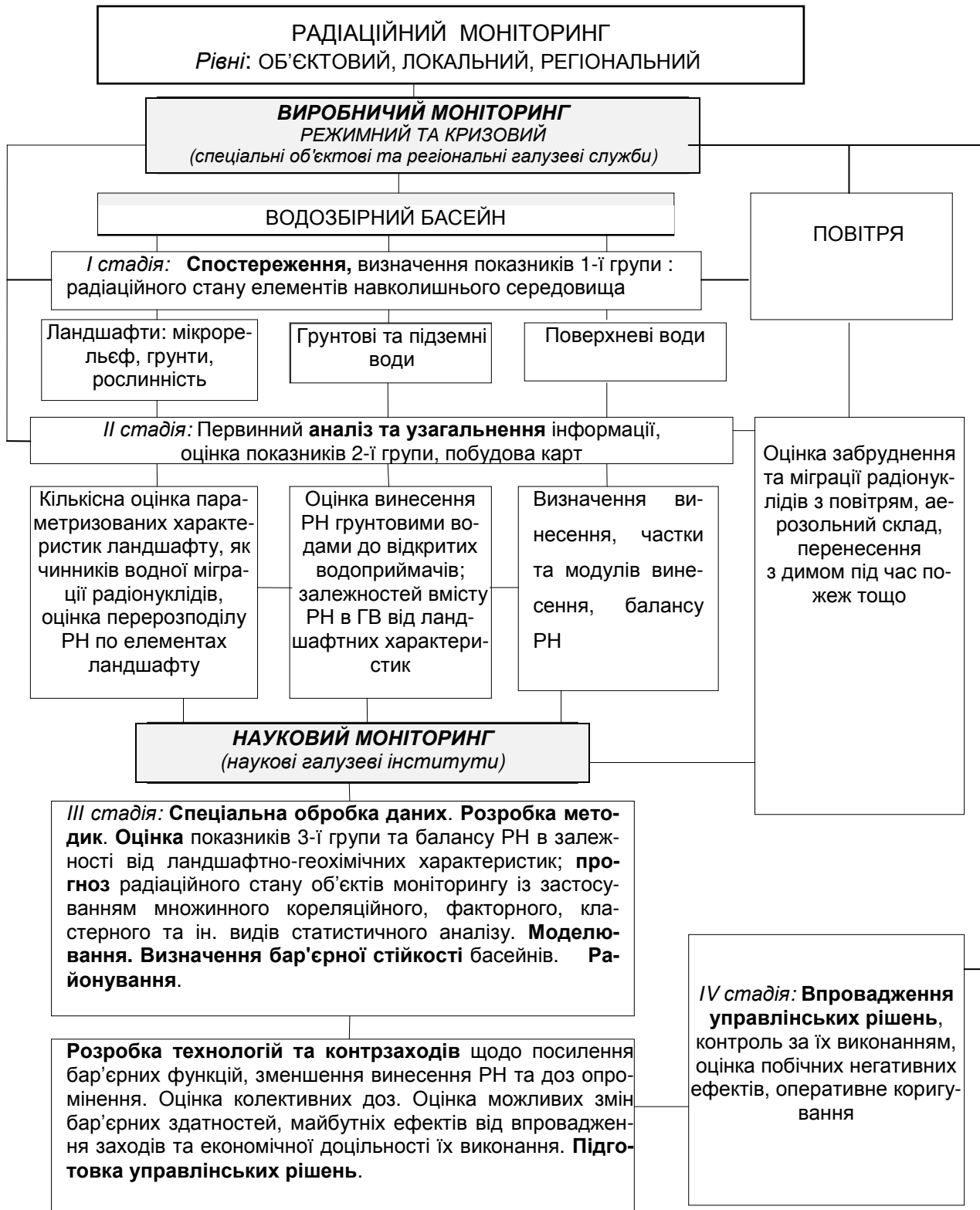


Рис. 1. Структура РМ для об'єктового, локального та регіонального рівнів з виділенням об'єктів та завдань виробничого і наукового моніторингу

Fig. 1. RM structure for object, local and regional levels (RAW, NPP, Chernobyl Exclusion Zone, etc.) with the selection of objects and tasks of production and scientific monitoring

Головним завданням РМ є оперативний контроль шляхів надходження природних і штучних РН в орга-

нізм людини з метою своєчасного виявлення понад-нормових значень показників радіаційного стану се-редовища для обґрунтування та проведення заходів

щодо зменшення негативного впливу іонізуючого опромінення (рис.1).

Одним з *основних оцінюваних показників*, а отже – *предметом досліджень* моніторингу, повинна бути *бар'єрна стійкість* середовища до водного, повітряного та біологічного винесення РН. Парадигма такого моніторингу може бути описана логічно пов'язаною низкою *положень*, що включає вищезгадані традиційні складові моніторингу:

1. РМ відповідає за неперевищення нормованої дози опромінення населення шляхом контролю таких основних *джерел надходження* дозоутворюючих РН в організм людини: а) повітря; б) вода; в) ґрунт; г) рослини (через ґрунт та/або воду при зрошенні), д) будівельні матеріали або самі будівлі житлового та службового призначення. Ці контрольовані джерела є основними *об'єктами спостережень*; розглядаються як ланки трофічних ланцюжків, а також як ланки вторинної міграції РН після безпосереднього (первинного) забруднення однієї з них.

2. Характер та ступінь накопичення забруднюючих речовин у воді, ґрунті і рослинності визначається комплексом показників природної обстановки, або *природним геохімічним фоном*; на цьому базується *геохімічна концепція моніторингу* навколишнього середовища.

3. *Природний геохімічний фон* описується серією відносно сталих (показники рельєфу, типи ґрунтів, щільність западин та гідрографічної мережі тощо) та мінливих або динамічних характеристик (рівень ґрунтових вод (РГВ) тощо), набір яких для окремих *джерел надходження* та різних поллютантів (радіонуклідів) відрізняється (табл.2).

4. *Методологія моніторингу* повинна спиратись на *єдину геохімічну концепцію* та спільні принципи, головними з яких є «тісний взаємозв'язок між окремими джерелами надходження дозоутворюючих РН в організм людини» та принцип за п.2 даних положень.

5. Головною територіальною одиницею радіологічного оцінювання або *таксоном* повинен бути *водозбірний басейн*, в межах якого відбувається відносно замкнений цикл геохімічної міграції елементів з винесенням до єдиної дрени (або фіксацією на водозборі). Виділяють *рівні моніторингу*: державний, регіональний, локальний, об'єктовий [21]. Державний моніторинг носить більшою мірою статистичний, узагальнюючий характер, а основні дослідження, оцінка і аналіз виконуються на регіональному, локальному та об'єктовому рівнях. Відповідно до цих рівнів об'єктами оцінки повинні бути водозбірні басейни річок різного рангу.

6. *Критеріями оцінки* радіоекологічної, екологічної та ін. обстановки повинні бути єдині *нормовані показники* (вмісту РН у компонентах середови-

ща), а також ступінь забруднення об'єктів дослідження, швидкість трансформації (мобілізації, іммобілізації) радіоактивних речовин; ступінь бар'єрної стійкості, буферності тощо, що дозволяє *визначати, оцінити та ранжувати за пріоритетністю* головні *природно-техногенні чинники* впливу на *радіоекологічні показники*, порівнювати об'єкти за інтенсивністю самоочищення (автореабілітації) тощо.

7. *Методи моніторингових досліджень* визначаються тим, які *показники* необхідно отримати в результаті проведення всього комплексу досліджень.

8. *Показники (в даному випадку радіоекологічні)* для всіх об'єктів однієї тематичної групи моніторингу повинні бути однаковими та мати три рівні. *Перший рівень* – *прямі показники* вмісту забруднювача (РН) в складових елементах середовища (*об'єктах спостережень*). *Показники другого рівня* характеризують *перехід забруднювача* з одного елемента середовища в інший. Вони доповнюються *показниками (ознаками)*, що характеризують *середовище міграції* (геохімічний фон) [10,11]. *Третій рівень* – показники що є головним предметом досліджень і характеризують бар'єрні і асиміляційні властивості середовища по відношенню до кожного з поллютантів.

9. *Регламент моніторингу* визначається характером мінливості радіологічних показників та чинників, що впливають на їх зміни.

10. *Профілактичні (превентивні) заходи* не передбачають корінних змін навколишнього середовища, а спрямовані на *посилення бар'єрних та автореабілітаційних біогеохімічних функцій ландшафту*: заліснення території; фіторе mediaція через біоплато в поверхневих водотоках; переведення поверхневого стоку у фільтраційний через поля фільтрації посилені геохімічними бар'єрами тощо. Отже, контрзаходи полягають у *цільовому, вузько спрямованому коригуванні* найбільш впливових чинників міграції, що дозволить максимально знизити інтенсивність процесів вторинного радіоактивного забруднення та мінімізувати винесення РН за межі територій первинного забруднення.

11. Проведенню *упереджуючих заходів* щодо посилення бар'єрних функцій санітарних зон (в режимі експлуатації об'єкта) та оперативних заходів на території забруднення (після аварійної ситуації) повинне передувати встановлення головних *чинників впливу* на радіоекологічні показники та реалістичне *прогнозування*. Доцільність заходів можна вважати високою, якщо дія на визначальний чинник супроводжується суттєвим зниженням радіологічних показників, заходи є не надто витратні та не являють загрози для персоналу, що їх виконуватиме. За високої *розрахункової швидкості природного самоочищення* середовища заходи не доцільні.

12. *Математичні моделі прогнозування* радіоекологічної обстановки повинні базуватись не лише на поточних параметрах геохімічного середовища міграції (масоперенесення) радіонуклідів (в т.ч. після можливих аварійних ситуацій), а *враховувати очікувані зміни середовища*, пов'язані із глобальними трендами (глобальне потепління; кислотні дощі, можливість бурхливих повеней, підтоплення або переосушення, ризик сейсмічних явищ тощо).

Отже, на відміну від існуючих більш вузьких трактувань [1,5,10,21], ми пропонуємо розширити поняття моніторингу і вважати, що *радіаційний моніторинг* – це *багатофункціональна* система контролю (рис.1), яка передбачає оцінку та прогноз, як радіаційних показників стану *взаємопов'язаних елементів* природної системи, так і *інтегральних показників* (геохімічних характеристик) стану всієї системи, що *характеризують бар'єрні та асиміляційні особливості* ландшафтних підрозділів. Склад та геохімічні особливості ландшафтів в межах кожного водозбору визначають різну здатність водозборів до утримання радіонуклідів. Якщо вона достатньо висока, то природна система здатна втримати більшу кількість радіонуклідів до межі власного асиміляційного потенціалу. Звідси випливає, що при реагуванні на незадовільні радіаційні показники, що контролюються моніторингом, необхідно в першу чергу розраховувати на природну утримуючу здатність і лише за низького її рівня переходити до контрзаходів.

Санітарні зони об'єктів-забруднювачів, що працюють у звичному безаварійному режимі, відносяться до *локального рівня моніторингу*. В першу чергу необхідно визначити їх реальну конфігурацію, - вона може виявитися неправильної форми або ширшою, ніж нормативно встановлені 30 км. До природних характеристик зони впливу радіаційно небезпечного об'єкта слід додати *техногенні показники самого об'єкта* і навколишньої території: 1) специфіка самого об'єкта (АЕС, поховання відходів, ТЕС, гірничорудний або збагачувальний комбінат тощо), в т.ч. за належністю до певної галузі, характером експлуатації, переважаючими видами і фізичними формами забруднюючих речовин; 2) перелік основних дозоутворюючих РН, пов'язаних з його функціонуванням, 3) характер впливу об'єкта на навколишнє середовище, який визначається характером викидів та основними компонентами, що забруднюються (грунт, повітря, поверхневі чи підземні води). Така класифікація змушує акцентувати увагу на основних шляхах надходження РН в організм людини, трофічних ланцюжках та їх ланках. Мається на увазі, що окремі об'єкти, в силу специфіки діяльності, забруднюють лише поверхневі води, або тільки повітря (а згодом, через нього і грунт), або підземні води. Використовується той же метод оцінки стійкості території до радіоактивного

забруднення, що і на регіональному рівні [19], однак лише за пріоритетними напрямками: якщо відбувається переважаюче забруднення ґрунту – оцінюється ступінь стійкості окремих сільськогосподарських угідь в зоні впливу об'єкта до переходу РН в продукцію; якщо забруднюються тільки відкриті водні об'єкти і якоюсь мірою ґрунтові води, – дається оцінка стійкості окремих водозбірних басейнів; якщо є ризик забруднення ґрунтових та міжпластових вод експлуатаційних горизонтів, – оцінюється їх ступінь захищеності та вразливості [22-24].

**Висновки:** Усі тематичні види державного моніторингу (гідрологічний, гідрогеологічний, еколого-меліоративний, радіоекологічний, мінеральних ресурсів та ін.) повинні базуватись на *єдиній ландшафтно-геохімічній основі*. Основною територіальною одиницею комплексної оцінки, в т.ч. радіоекологічної, повинен виступати *водозбірний басейн*, в якому цикл міграції речовин замикається на єдиний водоприймач (дрену).

Визначено принципи радіаційного моніторингу, що проводиться на геохімічній основі та вперше запропоновано категоризацію радіаційних показників моніторингу: 1) *прямі показники* забруднення, що контролюються, – концентрації радіонукліду у водах та суміжних об'єктах (*точковий рівень*); 2) *оцінювані показники локального рівня*: а) водне винесення радіонукліду за рік водотоком; б) модуль винесення радіонукліду; в) частка винесення радіонукліду від його запасів на водозборі; *регіонального рівня*: г) бар'єрна стійкість водозбору; д) інтенсивність самоочищення поверхневих та підземних вод; 3) *прогнозні показники* (локальний рівень): а) концентрації радіонукліду у поверхневих водах річок; б) водне винесення радіонукліду за рік водотоком; в) час самоочищення поверхневих та підземних вод. Розширений перелік з трьох груп показників (прямі, перехідні, показники асиміляційного потенціалу) дозволить виконувати більш складні завдання та отримувати вагоміші результати РМ. На прикладі ЧЗВ нами виконано апробацію окремих методів та положень запропонованої методології РМ стосовно  $^{90}\text{Sr}$ , що дозволило встановити час найбільш масового переходу його паливних нерозчинних форм у розчинні, визначити залежності винесення  $^{90}\text{Sr}$  водотоками від сталих та динамічних показників середовища, знайти регресійні рівняння для прогнозування водного винесення, оцінити бар'єрну стійкість 11 виділених водозбірних басейнів [13] та багато іншого.

#### Література

1. Пристер Б.С. Проблемы безопасности атомной энергетики. Уроки Чернобыля / Б.С. Пристер, А.А. Ключников, В.Г. Баряхтар, В.М. Шестопапов, В.П. Кухарь; под. ред. Б.С. Пристера; 2-е изд. доп.. – Чернобыль, 2016. – 356 с.

2. 15 лет Чернобыльской катастрофы. Опыт преодоления. Национальный доклад Украины. / под. ред. В.В. Дурдинца, Ю.А. Иванова, А.Н. Архипова и др. К., 2001. – 148 с.
3. Двадцять років Чорнобильської катастрофи. Погляд у майбутнє. Національна доповідь України / під ред. В.І. Балогі, В.І. Холоші, О.М. Євдіна, Л.В. Перепелятнікової та ін. – К.: Атіка, 2006. – С. 22-23.
4. Пристер Б.С. Вертикальная и горизонтальная миграция радионуклидов в агроландшафтах зоны аварии на Чернобыльской АЭС / Б.С. Пристер, Л.В. Перепелятнікова, Н.П. Омеляненко // Докл. АН Украины, 1993. – №1. – С.163–170.
5. Радиоэкологический мониторинг водоемов 30-ти км зоны ЧАЭС / В.Г. Кленус [и др.] // Чернобыль-94: IV междунар. науч.-тех. конф., 6-9 дек. 1994 г., Зеленый Мыс: сб. докл. – Чернобыль: НПО Припять, 1996. – Т.1. – С. 165–179.
6. Бондаренко Г.Н. Кинетические константы трансформации форм  $^{90}\text{Sr}$  и  $^{137}\text{Cs}$  в дерново-подзолистых почвах Зоны отчуждения / Г.Н. Бондаренко, Л.В. Кононенко // Проблемы Чернобыльской зоны відчуження, 1998. – Вип. 5. – С.18-24.
7. Кашпаров В.О. Формування і динаміка радіоактивного забруднення навколишнього середовища під час аварії на Чорнобильській АЕС та в післяаварійний період / В.О. Кашпаров // Чорнобиль. Зона відчуження [зб.наук.праць]. – К.: Наукова думка, 2001. – С. 11-46.
8. Иванов Ю.О. Динаміка перерозподілу радіонуклідів у ґрунтах і рослинності / Ю.О.Іванов // Чорнобиль. Зона відчуження [зб. наук. праць]. – К.: Наукова думка, 2001. – С.47–76.
9. Долін В.В. Самоочищення природного середовища після Чорнобильської катастрофи. / В.В. Долін, Г.М. Бондаренко, О.О. Орлов. – К.: Наукова думка, 2004. – 221 с.
10. Барбашев С.В. Радиационный мониторинг в Украине: состояние, проблемы и пути их решения / С.В. Барбашев, В.И. Витько, Г.Д. Коваленко; под. ред. С.В. Барбашева. Одеса: Астропринт, 2011. – 76 с.
11. Барбашев С.В. Автоматизированные системы контроля радиационной обстановки: принципы построения и методы реализации / С.В. Барбашев, Б.С. Пристер // Ядерна та радіаційна безпека, 2013. – №1 (57). – С.41-47.
12. Жукова О.М. Вторичные эффекты радиоактивного загрязнения водных объектов Беларуси / О.М. Жукова, И.И. Матвеевко, Э.Д. Шагалова и др. // Геологический вестник центральных районов России, 2001, – Вып.2(15). – С. 74-79.
13. Шевченко О.Л. Радіогідрогеологія осушуваних ландшафтів Українського Полісся (на прикладі Чорнобильської зони відчуження): автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора геол. наук: спец. 04.00.06 «Гідрогеологія» / О.Л. Шевченко. – Київ, 2016. – 44 с.
14. Гидрологические изменения и их влияние на радиологические показатели в Чернобыльской зоне отчуждения / Шевченко А.Л. [и др.] // Водные ресурсы. – 2002. – Т. 29, № 4. – С. 489–504.
15. Закономірності міграції техногенних радіонуклідів на меліоративних системах Чорнобильської зони відчуження (за результатами досліджень 1986-2004 рр.) / [Шевченко О.Л. та ін.]; гол. ред. В.А. Сташук. – Херсон: Олді-плюс, 2011. – 415 с.
16. Соботович Э.В. Оценка скорости самовосстановления радиационно загрязненных агроценозов в природно-техногенных условиях. / Э.В. Соботович, В.В. Долін // Радиоактивность при ядерных взрывах и авариях: тезисы докл. междунар. конф. (г. Москва, 24-26 апреля 2000 г.) – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2000. – С. 409.
17. Шевченко О.Л. Метод інтегральної оцінки бар'єрної здатності водозборів / О.Л.Шевченко, С.І. Кіреєв // Екологія і ресурси. – 2005. – Вип. 11. – С. 77-86.
18. Алферов И.Н. Методы защиты геологической среды горнодобывающих районов на основе реализации экологической емкости: автореф. дис. на стиск. уч. степени канд. техн. наук: спец. 25.00.36. «Геоэкология» / И.Н. Алферов. – Пермь, 2005. – 21 с.
19. Шевченко О.Л. Методика оцінки бар'єрної стійкості водозборів щодо забруднюючих речовин / О.Л. Шевченко // Доповіді національної академії наук України. 2016. – №4. – С.69-77.
20. Шевченко О.Л. Визначення бар'єрної стійкості водозбірних басейнів на основі статистичного аналізу ландшафтних чинників / О.Л. Шевченко // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту, 2016. – Вип. 268. – С. 82-92.
21. Екогеологія України.// відп. ред. В.М. Шестопалов. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2011. – С. 116-217.
22. Шестопалов В.М. Оценка защищенности и уязвимости подземных вод с учетом зон быстрой миграции / В.М. Шестопалов, А.С. Богуславский, В.М. Бублясь. – К.: НИЦ РПИ НАНУ, 2007. – 120 с.
23. Aller L. DRASTIC: A standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings / L. Aller, T. Bennet, J.H. Lehr, R.J. Petty and G. Hackett // US Environmental Protection Agency, Ada, EPA/600/2-87-036. 1987.
24. Vrba J. Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability / Vrba, J. Zaporozec, A. // International Contributions to Hydrogeology, 16. 1994.

## References

1. Prister, B.S., Kliuchnykov, A.A., Baryakhtar, V.G., Shestopalov, V.M., Kuhar, V.P. (2016), *The safety problems of the nuclear power. The lessons of Chernobyl*, Chernobyl, 356 p. (Russ.)
2. 15 years of the Chernobyl disaster. Overcoming experience. National Report of Ukraine (2001), Kyiv, 148 p.
3. Twenty years of the Chernobyl disaster. Opinion at the future. National accessibility of Ukraine (2006), Kyiv: Atika, pp. 22-23.
4. Prister, B.S., Perepelytnikova, L.V., Omelyanenko, N.P. (1993), *Reports of the Academy of Sciences of Ukraine*, 1, pp.163–170.
5. Klenus, V.G., et al. (1996), *Chernobyl-94*, (Zelenyi Mys, 1994), Chernobyl, 1, pp. 165–179. (Russ.)
6. Bondarenko, G.N., Klimenko, L.V. (1998), *Problemy Chornobyl's'koyi zony vidchudgenmya*, 5, pp.18-24.
7. Kashparov, V.O. (2001), *Chornobyl. Zona vidchydgenmya*, K.: Naukova dumka, pp. 11-46. (Ukr.)
8. Ivanov, Yu.O. (2001), *Chornobyl. Zona vidchydgenmya*, K.: Naukova dumka, pp. 47–76. (Ukr)
9. Dolin, V.V., Bondarenko, G.N., Orlov O.O. (2004), *Samoochyschennya pryrodnogo seredovyazha pislya Chornobyl's'koyi catastrofy*. K.: Naukova dumka, 221 p. (Ukr)
10. Barbashov, S.V., Vit'ko, V.I., Kovalenko, G.D. (2011), *Radiation monitoring in Ukraine: state, problems and solutions*, Odesa: Astroprint, 76 p.
11. Barbashov, S.V. Prister, B.S. (2013), *Nuclear and radiation safety*, 1, pp. 41-47.
12. Zhukova, O.M. (2001), *Geological Bulletin of the Central Regions of Russia*, 2(15), pp. 74-79. (Russ.)
13. Shevchenko, O.L. (2016), *Avtoreferat diss. Radiohydrogeology of the drained landscapes of the Ukrainian Polesie (on the example of the Chernobyl Exclusion Zone)*, Kyiv, 44 p.
14. Shevchenko, O.L., Dolin, V.V., Nasedkin, I.Yu., Kireev, S.I., Kozitskii, O.N. (2002), *Water Resources*. 29, 4. pp. 449-464.
15. Shevchenko, O.L. et al., (2011), *Patterns of relationship of migration of mancaused radionuclides on the reclamation systems of the Chernobyl Exclusion Zone (according to the results of the research of 1986-2004)*, Kcherson, Oldi-plus, 415 p.
16. Sobotovych, E.V. Dolin, V.V. (2002), *Radioactivity in nuclear explosions and accidents: Abstracts dokl. int. conf. in Mosckow*, St.Peterburg, Ru, p.409.
17. Shevchenko, O.L. Kireev, S.I., (2005), *Ecology and resources*, 11, p.77-86.



1. Alferov, I.N. (2005), *Avtoferat diss. Methods of protecting the geological environment of mining areas based on the implementation of environmental capacity*, Perm, Ru, 21 p.
2. Shevchenko, O.L. (2016), *Dopovidi of the Academy of Sciences of Ukraine*, 4, pp.69-77.
3. Shevchenko, O.L. (2016), *Scientific works of the Ukrainian Hydrometeorological Research Institute*, 268, pp. 82-92.
4. Shestopalov, V.M., Korzhnev, M.M., Vyzhva, S.A. et al., (2011), *Ecogeology of Ukraine*, Kyiv: Kyivs'kyi universytet, pp. 116-217.
5. Shestopalov, V.M. (2007), *Assessment of protection and vulnerability of groundwater, taking into account zones of rapid migration*, Kyiv, 120 p. (Russ)
6. Aller, L., Bennet, T., Lehr, J.H., Petty, R.J. and Hackett, G. (1987), *DRASTIC: A standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings*. US Environmental Protection Agency, Ada, EPA/600/2-87-036.
- Vrba, J. Zaporozec, A. (1994), *Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. International Contributions to Hydrogeology*, 16.

#### METHODOLOGICAL PRINCIPLES AND MAIN INDICATORS OF RADIATION MONITORING OF THE ENVIRONMENT.

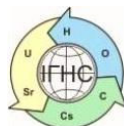
**Shevchenko O.**, D. Sc. (Geol.), Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

**Dolin V. V.** D. Sc. (Geol.), SI "Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine"

*The degree of migration activity of artificial radioactive substances in the environment is determined by the biogeochemical features of the landscape. The geochemical concept of monitoring of the environment, in particular its component part - radiation monitoring is presented. The main object of the final radioecological assessment of the territory should be the catchment basin with its individual set of landscape features, which determine the differences in the aqueous removal of radionuclides from different basins in the same climate zone. In this case, the catchment area is the ideal object to overcome the problems of discrete estimates related to the uneven pollution. Eleven principles of radiation monitoring have been formulated, including the justification of the list of controlled (level I) and forecast indicators of II-III levels, the ultimate goal of which is to determine the barrier stability of adjacent to radiation hazardous objects of territories. Barrier resistance is the indicator that combines individual elements of the environment or landscape in the chains: soil – soil-forming rocks-underground waters; soil – water-bearing rocks – groundwater – surface waters; soil – surface water; air – soil – plants, etc. Chains with one major donor and one acceptor are simple, and systems that evaluate the complex barrier stability by the total barrier function of several components - complex.*

*The main integrated indicators of the barrier resistance of the catchment and the protection of its water system must be the share and module of removal of the radionuclide from the catchment area and the nature of their changes in time.*

**Keywords:** radiation monitoring, factors, geochemical background, radionuclides water drainage, landscape, radiological indices, catchment basin, barrier resistance.



<https://doi.org/10.15407/geotech2019.29.032>

УДК 622.25: 502.36/55

**Киселёв Ю.В., Архипенко О.Н., Стоколос М.А., Жебровская Е.И.**

**Киселёв Ю.В.** к.т.н., с.н.с., ГУ «ИГОС НАН Украины», rcfly@i.ua

**Архипенко О.Н.** м.н.с., ГУ «ИГОС НАН Украины», Archipenko@nas.gov.ua

**Стоколос М.А.** н.с., ГУ «ИГОС НАН Украины», igns.ua@gmail.com

**Жебровская Е.И.** к.геол.н., с.н.с., ГУ «ИГОС НАН Украины», zhebrovska@gmail.com

## ТЕХНОГЕННЕ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ ВНАСЛІДОК ФУНКЦІОНУВАННЯ І ЗАКРИТТЯ ВУГІЛЬНИХ ШАХТ ТА ЗАХОДИ ЩОДО ЙОГО ЗАПОБІГАННЮ (МІНІМІЗАЦІЇ)

Детонационная стойкость бензинов оценивается октановыми числами, которые определяются на специальных моторных установках. Методы определения октановых чисел стандартизованы и используются при паспортизации бензинов, в арбитражных и других случаях. Однако они трудоёмки и дороги. Поэтому для исследовательских целей создано большое количество экспресс-методов, основанных на определении физических параметров бензина, коррелирующих с их детонационной стойкостью. До недавнего времени эти методы использовались достаточно широко и давали неплохие результаты, однако многокомпонентность состава современных бензинов затрудняет их применение. Кроме того, эффект от введения в бензины антидетонационных присадок при этом часто остаётся незамеченным. В статье описаны принцип и метод оценки детонационной стойкости бензинов на основе изучения процессов их предпламенных превращений. Разработан реактор, в котором созданы условия, необходимые для возникновения реакции холоднопламенного окисления, и с его помощью проведён ряд исследований наиболее распространённых на сегодня антидетонационных присадок. Авторами разработан экспериментальный образец прибора ОК-2М для определения детонационной стойкости автомобильных бензинов, приведена его структурная схема и описан принцип работы. Определены зависимости детонационной стойкости бензинов от температуры и времени реакций их холоднопламенного окисления. В качестве примера приведены в графическом виде зависимости температуры в реакторе от времени, прошедшего с момента впрыска пробы, полученные для бензинов с разными значениями октановых чисел моторных и октановых чисел исследовательских. Приведены экспериментальные данные и технические возможности разработанного способа и устройства для оценки детонационной стойкости товарных бензинов. Определены методики распределения детонационной стойкости топлив по параметрам реакции окисления углеводородов. Полученные результаты подтверждены исследованиями с помощью арбитражных методов. В отличие от других экспресс-методов описанный метод позволяет оценить детонационные свойства топлив, изготовленных с применением антидетонаторов.

**Ключові слова:** детонационная стойкость, октановое число, предпламенное превращение

В настоящее время в Европе годовой объём производства бензинов составляет более 30 млн. тонн в год. В связи с возросшими экологическими требованиями наращиваются объёмы производства высокооктановых бензинов. Страны Евросоюза не производят низкооктановые бензины. Минимальное значение октанового числа бензина в этих странах составляет 82,5. Важной проблемой нефтегазовой отрасли является повышение качества моторных топлив и, в частности, улучшение антидетонационных свойств автомобильных бензинов. Такие перспективы заставляют по-новому смотреть на вопрос контроля основного показателя качества топлив – их детонационной стойкости.

Отсутствие надёжных и объективных экспресс-анализаторов детонационной стойкости затрудняет

интенсификацию процесса выработки бензинов с улучшенными антидетонационными свойствами.

Традиционный подход определения детонационной стойкости бензина состоит в использовании моторных установок. Кроме механических сложностей они громоздки, требуют отдельного помещения, специально оборудованного бетонным фундаментом, водопроводом и вентиляцией. Для прогрева моторной установки необходимы большие затраты энергии и времени, для определения – значительное количество бензина и дорогостоящих реактивов, для эксплуатации требуется высококвалифицированный специалист.

Попытки заменить моторные установки более простыми, надёжными, обеспечивающими большую оперативность в работе, начались еще в 70-х годах прошлого столетия и не прекращаются до сих пор.

К сложности и дороговизне организации обслуживания моторных установок добавляется постоянное повышение цен на первичные эталоны. Сегодня цена одного определения детонационной стойкости моторным и исследовательским методами доходит до 100 долларов США согласно прайс-листа Лаборатории Х Химмотологического Центра Министерства Обороны Украины на 2018 год.

#### **Альтернативные методы определения детонационной стойкости топлив**

В последние годы значительное количество исследований велось и ведётся в направлении поиска альтернативных (безмоторных) способов определения детонационной стойкости топлив. Рассмотрим некоторые из них.

*Оценка детонационной стойкости по давлению газов, возникающему в закрытом реакторе при самовоспламенении бензинов – метод «МОНЕРЕКС».* Метод основан на том, что давление, возникающее в нагретом реакторе, пропорционально октановому числу бензинов. Температура, при которой велся эксперимент, авторами метода не указана, однако отмечено, что при ней воспламенение бензина не происходит. Поступившее в реактор топливо расширяется и создаёт давление, которое, как считают авторы метода, пропорционально октановому числу бензина. Давление, возникающее с началом реакции, фиксируется датчиком давления. Если при этом температура реактора остается постоянной, то датчик давления вырабатывает сигнал, «пропорциональный октановому числу исследуемого топлива» [1].

*Оценка детонационной стойкости по характеристике самовоспламенения бензина.* В институте нефти в Великобритании изучалась возможность определения антидетонационных свойств по характеристике воспламенения микродоз топливовоздушной смеси. Установлено, что температура самовоспламенения топливовоздушной смеси при постоянном времени задержки воспламенения, или величина задержки воспламенения топливовоздушной смеси при постоянной температуре, практически линейно зависит от октанового числа бензинов в интервале 82 - 90 о.е. [1].

*Оценка детонационной стойкости по диэлектрической проницаемости бензинов.* Современный уровень развития электроники позволяет сравнительно просто измерить относительную и комплексную диэлектрическую проницаемость бензинов и их компонентов. Естественно, перспектива создания простых, дешёвых, удобных в эксплуатации портативных электронных тестеров заманчива. Сравнение диэлектрических проницаемостей компонентов

(например, толуол и метилтретбутиловый эфир, толуол и метанол) позволяет утверждать, что речь может идти только о частичной корреляции октанового числа товарных бензинов с их диэлектрической проницаемостью [1].

Можно говорить об использовании зависимости диэлектрической проницаемости бензинов от октанового числа при смешивании бензинов и конкретных компонентов, повышающих октановое число. Но при этом возникают свои сложности. Наибольшая из них – зависимость диэлектрической проницаемости от температуры и от влажности.

Имеющиеся моторные установки обладают рядом существенных технических недостатков: дорогие и, главное, они принципиально непригодны для массового использования, которого требует возрастающий объём производства высокооктановых бензинов и антидетонаторов. Приведенные способы имеют существенные ограничения. Согласно анализа, проведенного в работе [1], многие исследователи сходятся во мнении, что существуют физические параметры углеводородов, по которым можно определять детонационную стойкость, и искать их следует в области предпламенных процессов окисления топлив.

#### **Описание прибора ОК-2М**

Известно, что предпосылки для возникновения детонации создаются на начальных стадиях воспламенения топливовоздушной смеси. Чем хуже детонационные характеристики топлива, тем выше его склонность к взрывному сгоранию продуктов предпламенного разложения, которое предшествует сгоранию топливовоздушной смеси [2]. Исходя из этого, был разработан прибор ОК-2М, позволяющий смоделировать начальную стадию воспламенения. Основой аналитического блока прибора является реактор, в котором созданы условия, необходимые для возникновения реакции холоднопламенного окисления (рис. 1.)

Принцип работы прибора состоит в следующем: в стабильный ламинарный поток воздуха вводится микродоза исследуемого топлива. Смешиваясь с воздухом, топливо попадает в нагретую зону, где происходит его предпламенное разложение и начинается самовоспламенение. Образовавшиеся продукты реакции выводятся из реактора. За ходом реакции можно наблюдать на экране компьютера, где регистрируется зависимость температуры реакции от времени её протекания. В качестве примера на рис. 2 приведены зависимости, полученные на бензинах со значениями: октановых чисел моторным методом и октановых чисел исследовательским методом (ОЧМ/ОЧИ): 75,7/80,0; 80,2/90,3; 82,7/93,0; 85,0/94,8 и 88,3/98,0.

На основе исследования ряда образцов бензинов установлено, что время начала разложения смеси в реакторе и максимальная температура реакции

коррелируют соответственно с ОЧ исследуемых топлив, определённых на моторной установке по исследовательскому и моторному методам.

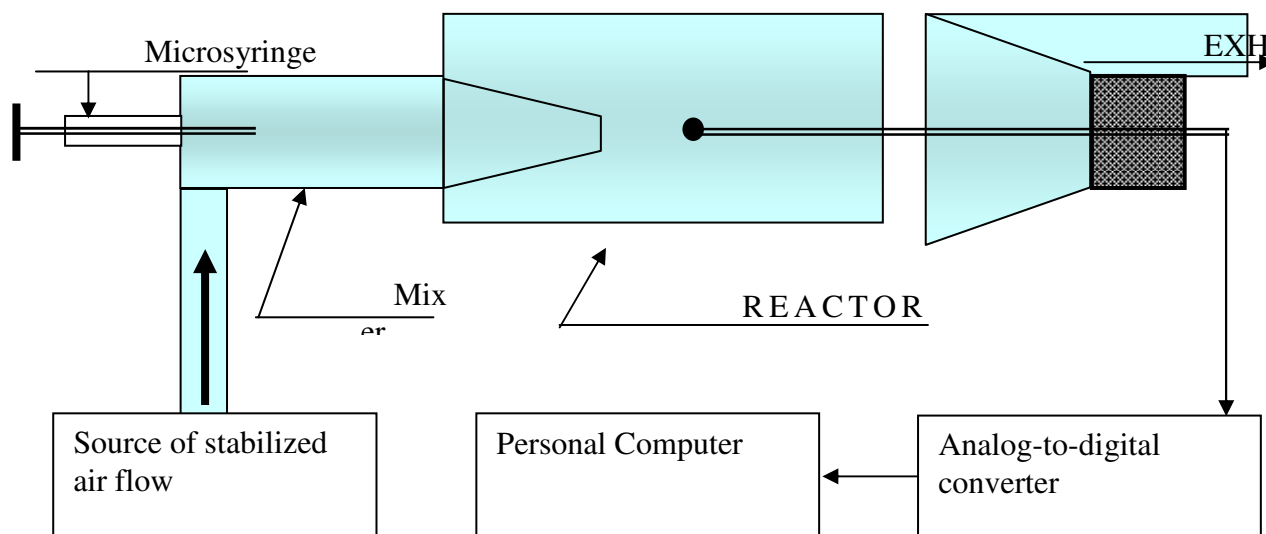


Рис.1. Функциональная схема реактора.

Fig. 1. The functional diagram of the reactor

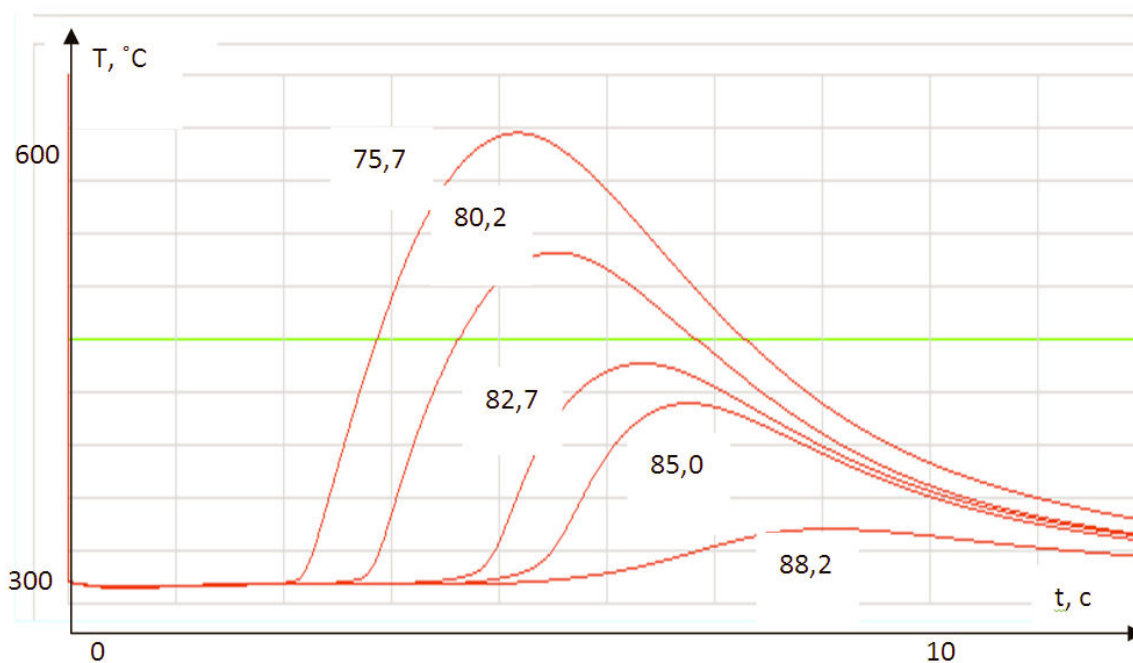


Рис. 2. Зависимость температуры в реакторе от времени, прошедшего с момента впрыска пробы. На кривых указано значение октановых чисел образцов по моторному методу (ОЧМ).

Fig. 2. The dependence of the temperature in the reactor on the time elapsed since the injection of the sample. The curves indicate the value of the octane number of samples by the engine method (ONE).

Эта корреляция представлена на рис. 3. Из приведенных графиков видно, что с увеличением ОЧ температура реакции понижается, а время, проходящее с момента ввода пробы в реактор до

начала реакции, увеличивается. Полученные зависимости позволяют быстро и точно сравнить время и температуру протекания реакции исследуемого топлива и реакций эталонных топлив, как это делается в случае исследования детонационных характеристик с помощью моторной установки.

Структурная схема прибора ОК-2М показана на рис. 4.

Схема содержит:

- аналитический блок, состоящий из реактора, устройства измерения параметров окислительного процесса, элементов контроля состояния реактора и регулировки скорости потока воздуха;
- персональный компьютер, обеспечивающий необходимую последовательность действий оператора, прием, преобразование и математическую обработку сигнала из аналитического блока, отображение на дисплее текущей информации о состоянии прибора и результатов измерений;
- пневмоблок (компрессор, ресивер и пенный измеритель скорости потока воздуха), служащий для создания стабильного воздушного потока через реактор, что обеспечивает качественное протекание реакции холоднопламенного окисления бензинов. Установка работает следующим образом. После включения реактор нагревается до температуры возникновения реакции холоднопламенного окисления; в дальнейшем температура поддерживается автоматически. С помощью компрессора, системы стабилизации и регулирования

в реакторе создается высокостабильный поток воздуха, необходимый для поддержания реакции холоднопламенного окисления топливоздушонной смеси.

Исследуемый бензин или контрольное топливо вводится в реактор с помощью микрошприца через инжектор. Испаряясь и смешиваясь с потоком воздуха, топливо нагревается до температуры реактора, что инициирует его холоднопламенное окисление. Реакция сопровождается выделением тепла. Датчик температуры, расположенный в реакторе, преобразует тепловое воздействие в электрический сигнал. Сигнал датчика поступает для дальнейшей обработки в аналого-цифровой преобразователь и в преобразованном виде – в персональный компьютер.

Прибор ОК-2М легко настраивается и калибруется по эталонным смесям изооктана и н-гептана с помощью специальных программ. Это позволяет в дальнейшем за несколько секунд оценить параметры начальной стадии окисления и соотнести их с ОЧ товарного бензина любого состава.

В отличие от других экспресс-методов описанный метод позволяет оценить детонационные свойства топлив, изготовленных с применением антидетонаторов. Для иллюстрации в таблице 1 приведены данные следующего эксперимента. В товарный бензин марки А-80 с ОЧМ 79,5 и ОЧИ 86,5 ввели регламентные количества антидетонаторов на основе железа (КВ-мотор – 1%), марганца (Hitec-3062 – 0,01%) и N-метиланилина (АДА – 1%) [3].

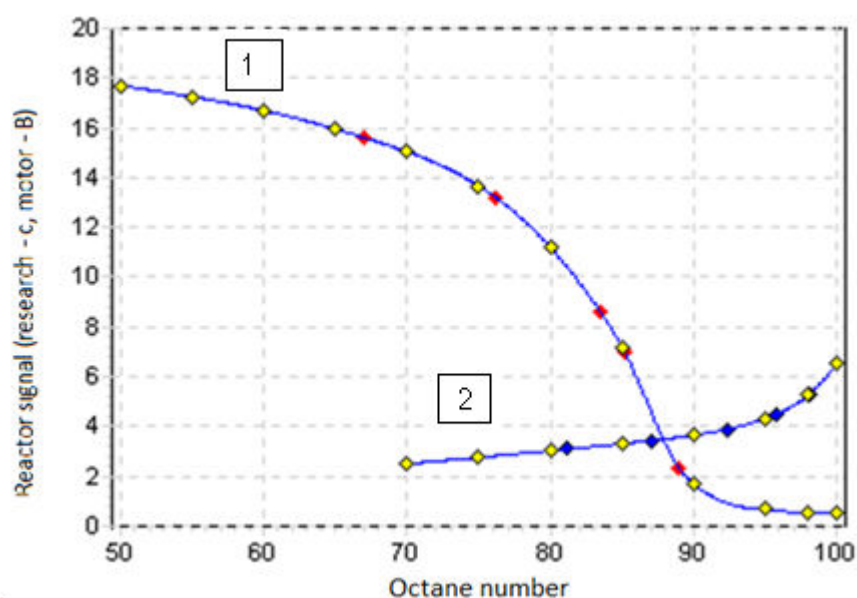
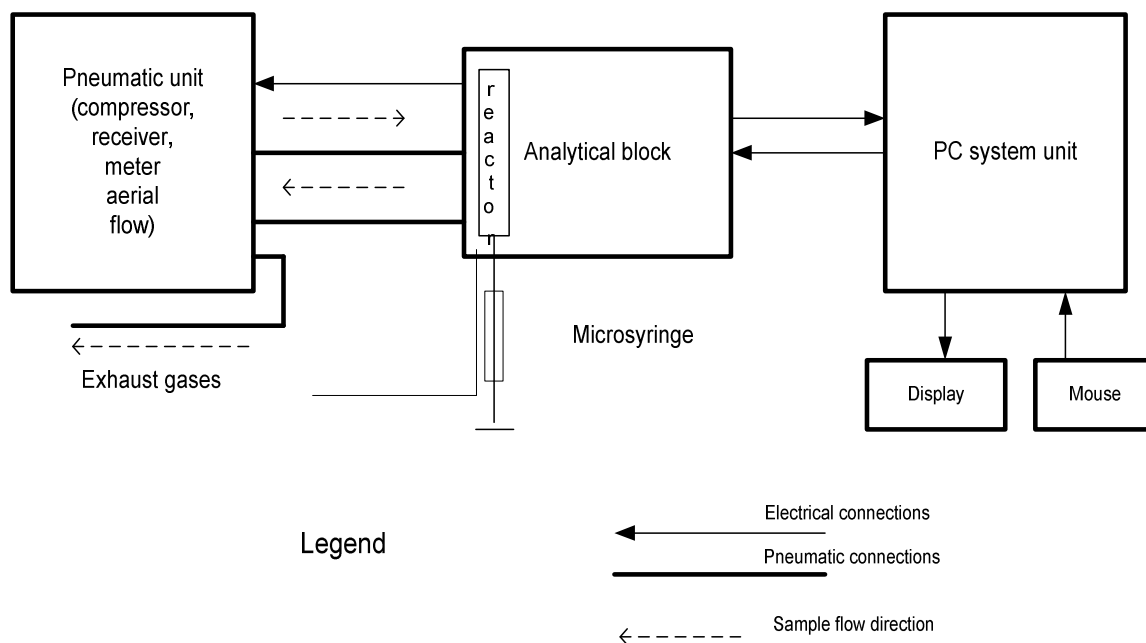


Рис. 3. Влияние ОЧ исходного образца на температуру реакции (1) и время начала разложения (2).

Fig. 3. The effect ON of the initial sample on the reaction temperature (1) and the time to start decomposition (2).



**Рис. 4.** Общий вид и структурная схема прибора ОК-2М.

**Fig. 4.** The appearance and block diagram of the device OK-2M.

### Выводы

Результаты прироста ОЧМ и ОЧИ приготовленных смесей, полученные на приборе ОК-2М, были близки к результатам, полученным стандартным методом. Прибор ОК-2М адекватно реагирует также на введение в исходные образцы оксигенатов и ароматических углеводородов. Разница между результатами, получаемыми на описанном приборе и моторной установке, составляет  $\pm 0,3$

октановых единицы в диапазоне ОЧ товарных автомобильных бензинов. Полученные результаты подтверждены исследованиями с помощью арбитражных методов.

Создание принципиально нового экспресс-анализатора детонационной стойкости бензинов диктуется не только техническими и экономическими требованиями, но и экологическими.

**Таблица 1.** Определение прироста ОЧ при добавлении присадок на приборе ОК-2М и моторной установке

**Table 1.** Determination of the increase in ON by the doping of additives on the OK-2M device and the engine installation

Присадка	На приборе ОК-2М		На моторной установке	
	ОЧМ	ОЧИ	ОЧМ	ОЧИ
АДА	4,5	8,0	4,5	7,8
КВ-мотор	8,4	7,1	8,1	7,0
Hitec-3062	3,5	6,2	3,3	6,0

В данной статье приведены экспериментальные данные и технические возможности разработанного способа и устройства для оценки детонационной стойкости товарных бензинов по параметрам реакции окисления углеводородов.

Показана возможность одновременного анализа детонационной стойкости топлив пропорционально ОЧМ и ОЧИ, что невозможно при использовании других методов оценки детонационной стойкости бензинов.

**Литература:**

1. В.В. Гоцуленко, В. П. Киселёв, Ю.В. Киселёв. Способ определения октанового числа топлив и устройство для его реализации. - Патент на изобретение UA57987 A; G01 N25/00. 13.06.2002.
2. Б. Льюис, Г. Эльбе. Горение, пламя и взрывы в газах. Москва: Мир, 1968. 592 с.
3. А. М. Данилов. Применение присадок в топливах. Москва: Мир, 2005. 368 с.

**References**

1. V.V. Gotsulenko, V.P. Kiselev, Yu.V. Kiselev. *The method for determining the octane number fuels and device for its implementation*. Patent for invention UA57987 A; G01 N25 / 00. 13.06.2002.
2. B. Lewis, G. Elbe. *Combustion, flames and explosions in gases*. Moscow: Mir, 1968. 592p.
3. A.M. Danilov. *The use of additives in fuels*. - Moscow: Mir, 2005. 368 p.

## ПІДВИЩЕННЯ ЕКОЛОГІЧНОСТІ ОЦІНКИ ДЕТОНАЦІЙНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АВТОМОБІЛЬНИХ БЕНЗИНІВ ЗА ДОПОМОГОЮ ОКТАНОМЕТРА ОК-2М

**Кисельов Ю.В.** к.т.н., с.н.с., ДУ «ІГНС НАН України», rcfly@i.ua  
**Архипенко О.М.** м.н.с., ДУ «ІГНС НАН України», Archipenko@nas.gov.ua  
**Стоколос М.О.** н.с., ДУ «ІГНС НАН України», igns.ua@gmail.com  
**Жебровська К.І.** к.геол.н., с.н.с., ДУ «ІГНС НАН України», zhebrovska@gmail.com

Детонаційна стійкість бензинів оцінюється октановими числами, які визначаються на спеціальних моторних установках. Методи визначення октанових чисел стандартизовані і використовуються при паспортизації бензинів, в арбітражних і інших випадках. Однак вони трудомісткі і мають високу вартість. Тому для дослідницьких цілей розроблено велику кількість експрес-методів, заснованих на визначенні фізичних параметрів бензину, що корелюють з їх детонаційною стійкістю. До недавнього часу ці методи використовувалися досить широко і давали непогані результати, проте багатокомпонентність складу сучасних бензинів ускладнює їх застосування. Крім того, ефект від введення в бензини антидетонаційних присадок при цьому часто залишається непоміченим. У статті описані принципи і метод оцінки детонаційної стійкості бензинів на підставі вивчення процесів їх передпламеневих перетворень. Розроблено реактор, в якому створені умови, необхідні для виникнення реакції холоднопламеневого окислення, і з його допомогою проведено ряд досліджень найбільш поширених на сьогодні антидетонаційних присадок. Авторами розроблено експериментальний зразок приладу ОК-2М для визначення детонаційної стійкості автомобільних бензинів, наведено його структурну схему і описано принцип роботи. Визначено залежності детонаційної стійкості бензинів від температури і часу реакцій їх холоднопламеневого окислення. Як приклад наведено в графічному вигляді залежності температури в реакторі від часу від моменту вприскування проби, отримані для бензинів з різними значеннями октанових чисел моторних і октанових чисел дослідних. Наведено експериментальні дані і технічні можливості розробленого способу і пристрою для оцінки детонаційної стійкості товарних бензинів. Визначено методики розподілу детонаційної стійкості палив за параметрами реакції окислення вуглеводнів. Отримані результати підтверджені дослідженнями за допомогою арбітражних методів. На відміну від інших експрес-методів описаний метод дозволяє оцінити детонаційні властивості палив, виготовлених із застосуванням антидетонаторів.

**Ключові слова:** детонаційна стійкість, октанове число, передпламеневе перетворення

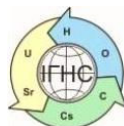
## ENHANCING THE ECOLOGICAL COMPATIBILITY OF THE ESTIMATION OF THE DETONATION RESISTANCE OF AUTOMOBILE'S GASOLINE BY THE OCTANOMETER OK-2M

**Kisel'ov Yu.**, PhD (Tech.), Senior Researcher, SI «IEG NAS of Ukraine», rcfly@i.ua  
**Arkhyenko O.**, Researcher, SI «IEG NAS of Ukraine», Archipenko@nas.gov.ua  
**Stokolos M.**, Researcher, SI «IEG NAS of Ukraine», igns.ua@gmail.com  
**Zhebrovska K.**, PhD (Geol.), Senior Researcher, SI «IEG NAS of Ukraine», zhebrovska@gmail.com

Detonation resistance of gasoline is estimated by octane numbers, which are determined on special motor units. Methods for determining octane numbers are standardized and are used in the certification of gasoline, in arbitration and other cases. However, they are time consuming and expensive. Therefore, a large number of express methods have been created for research purposes. These methods are based on the determination of physical parameters of gasoline correlating with their detonation resistance. Until recently, the methods were used rather extensively and worked well, but the complexity of the composition of modern gasoline hinders their use. In addition, the effect of the introduction of anti-knock additives into gasoline often goes unnoticed. The article describes the principle and method of assessing the detonation resistance of gasoline on the basis of studying the processes of their pre-flame transformations. A reactor was developed in which the conditions necessary for the occurrence of a cold-flame oxidation reaction were created, and with its help a number of studies of the most common anti-knock additives have been carried out. The experimental embodiment of the device OK-2M has been designed and put into operation, the block diagram of which is published in the article. The dependences of the detonation resistance of gasoline on the temperature and time of their cold-flame oxidation reactions are determined. As an example, graphic images obtained for gasoline with different octane numbers of engine and octane research numbers are given. This article provides experimental data and technical capabilities of the developed method and device for evaluating the detonation resistance of commercial gasoline. Methods for determining the detonation resistance of fuels by the parameters of the reaction of oxidation of hydrocarbons are substantiated and selected. The results are confirmed by research using arbitration methods. Unlike other rapid methods, the described method allows to evaluate the detonation properties of fuels manufactured using anti-knock agents.

**Key words:** detonation resistance, octane number, pre-flame transformation.





<https://doi.org/10.15407/geotech2019>  
УДК 614.842

**Магльована Т.В., Долін В.В.**

**Магльована Т.В.**, к.х.н., доц., Черкаський інститут пожежної безпеки імені Героїв Чорнобиля НУЦЗ України, [maglovana\\_t@ukr.net](mailto:maglovana_t@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0002-6780-9045>

**Долін В.В.**, докт. геол. н., проф., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», [vdolin@ukr.net](mailto:vdolin@ukr.net), <https://orcid.org/0000-0001-6174-2962>.

## ВИКОРИСТАННЯ ГУАНІДИНОВИХ ПОЛІМЕРІВ ДЛЯ ГАСІННЯ ЛІСОВИХ ПОЖЕЖ ТА МІНІМІЗАЦІЇ ЇХ НАСЛІДКІВ

Обґрунтовано використання екологічно прийнятних водних вогнегасних та вогнезахисних речовин гуанідинового ряду для гасіння лісових пожеж, зокрема на радіоактивно забруднених територіях, та мінімізації радіаційних наслідків. Маючи властивості поліелектроліту, молекули полімеру витягуються вздовж потоку водної фази вогнегасної суміші, зменшуючи опір під час руху води. Макромолекули полігексаметиленгуанідину (ПГМГ) орієнтуються паралельно внутрішній поверхні труб, завдяки чому знижується інтенсивність турбулентних пульсацій у пристінному шарі, зменшується турбулентність потоків, знижуються гідравлічні втрати, що сприяє збільшенню напору та відстані подачі рідини. Експериментально встановлено, що у порівнянні з водою, при використанні водних розчинів полімеру за концентрації 3-5% збільшується дальність подачі водних вогнегасних речовин до 50 % з використанням вогнегасника ВВШ-9, а тривалість гасіння модельного вогнища ІА зменшується в 3-4 рази. Запропоновано спосіб гасіння лісової пожежі (зокрема на радіоактивно забруднених територіях), що включає в себе використання водної вогнегасної речовини на основі полімерної поверхнево-активної речовини ПГМГ. Спосіб призначено для гасіння кромки пожежі з одночасним прокладанням перед фронтом пожежі загороджувальних смуг шляхом оброблення розчином на основі солей ПГМГ. Встановлено, що використання запропонованого способу гасіння лісової пожежі дозволяє істотно скоротити тривалість гасіння пожежі завдяки вогнегасним властивостям гідродинамічно активних полімерів гуанідинового ряду з одночасним утворенням на обробленій поверхні лісових горючих матеріалів полімерного ізолюючого шару, продукти термодеструкції якого виконують функцію інгібіторів горіння. Застосування вогнегасних та вогнезахисних речовин гуанідинового ряду сприяє запобіганню вітровій міграції радіоактивних аерозолів унаслідок зменшення пилоутворення за рахунок злипання та коагуляції часточок радіоактивного пилу сприяє його седиментації. Показано перспективність використання запропонованого способу гасіння лісової пожежі для зменшення дозових навантажень особового складу пожежних підрозділів та з метою запобігання лісовим пожежам і мінімізації економічних, екологічних та соціальних наслідків від них.

**Ключові слова:** лісові горючі матеріали, пожежогасіння, водні вогнегасні речовини, полігексаметиленгуанідин.

### Вступ.

Кількість і масштаби лісових пожеж вказують на необхідність вдосконалення як профілактичних (превентивних) заходів профілактики лісових пожеж так і безпосередньо вогнегасних речовин, що використовуються під час гасіння. Унаслідок аварії на Чорнобильській АЕС понад 3,5 млн. га лісових земель України потрапили в зону радіоактивного забруднення. Найбільші площі радіоактивно забруднених лісових екосистем знаходяться в Житомирській (974,3 тис. га), Рівненській (728,8 тис. га), Чернігівській (725,5 тис. га) та Київській (416,4 тис. га) областях. У Черкаській, Вінницькій, Волинській, Сумській та Хмельницькій областях площа радіоактивно забруднених лісових екосистем становить 10-20% від загальної площі [1].

Шкідливий екологічний вплив від лісових пожеж на радіоактивно забруднених територіях обумовлено

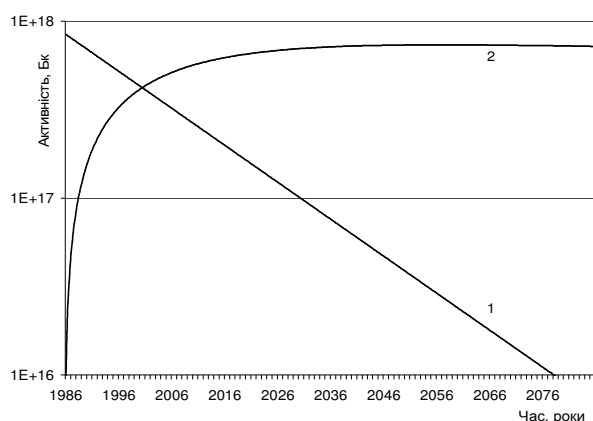
виділенням в атмосферу продуктів повного та неповного згорання, що містять в своєму складі оксиди Карбону (у тому числі сполуки радіоактивного вуглецю  $^{14}\text{C}$ ), Нітрогену, Сульфору, аерозолі твердих і рідких частинок у вигляді радіоактивного пилу, які з висхідними конвективними потоками повітря можуть підніматися в атмосферу і становити небезпеку опромінення внаслідок інгаляційного надходження в організм персоналу пожежних [2], оскільки у вигляді попелу, димових аерозолів є відкритими джерелами іонізуючого випромінювання [3]. Основний внесок у дозу опромінення пожежних має зовнішнє опромінення під час знаходження на радіоактивно забрудненій території та інгаляційна компонента опромінення від вдихання димових аерозолів – продуктів згорання лісових горючих матеріалів [2].

Залежно від характеристик ділянки та вологості ґрунту 70-85 % радіонуклідів зосереджено у верхніх

грунтових шарах лісових екосистем, опадів та мохів. У стовбурах дерев, гілках, корі міститься приблизно 15-30 % [4].

Трансуранові елементи, передусім ізотопи Плутонію та Америцію, є надзвичайно небезпечними внаслідок інгаляційного надходження. Це може спричинити локальне опромінення легеневої тканини, лімфатичних вузлів тощо під час гасіння лісових пожеж [2]. Навіть за умов, коли загальний радіаційний фон не перевищує допустимого рівня, радіоактивні частинки, що містяться в аерозолі диму та пилу можуть вражати внутрішні органи внаслідок інгаляційного надходження [5].

Головними дозоутворюючими радіонуклідами при гасінні пожеж у Чорнобильській зоні відчуження та на прилеглих територіях є  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{238}\text{Pu}$ ,  $^{239}\text{Pu}$ ,  $^{240}\text{Pu}$ ,  $^{241}\text{Am}$ . Серед них найбільш поширеними є  $^{137}\text{Cs}$  та  $^{90}\text{Sr}$  з періодом напіврозпаду 30 та 28,6 років відповідно. У медико-біологічному сенсі, враховуючи ореол поширення найнебезпечнішими вважаються  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$ , які можуть замішувати Кальцій у кістковій та Калій у м'язовій тканині людини. Єдиним радіонуклідом, вміст котрого збільшується, є  $^{241}\text{Am}$  з періодом напіврозпаду 432,6 роки (вражає легені, печінку, нирки, проникає в кісткові тканини та мозок, накопичується в скелеті). До середини нинішнього століття вміст  $^{241}\text{Am}$  в навколишньому середовищі збільшуватиметься, у 2060-х рр. швидкість його розпаду зрівняється з швидкістю утворення внаслідок розпаду більшої частини материнського  $^{241}\text{Pu}$  ( $T_{1/2}$  14 років) і надалі його кількість зменшуватиметься (рис. 1).



**Рис. 1.** Динаміка радіоактивного розпаду  $^{241}\text{Pu}$  (1) та накопичення  $^{241}\text{Am}$  (2) в навколишньому середовищі після Чорнобильської катастрофи

**Fig. 1.** Radioactive decay of  $^{241}\text{Pu}$  (1) and environmental accumulation of  $^{241}\text{Am}$  (2) after Chornobyl Catastrophe.

До 2059 р. активність  $^{241}\text{Am}$  перевищить активність  $^{239}\text{Pu} + ^{240}\text{Pu}$  у 2,5 рази. Наразі частка  $^{241}\text{Am}$  у загальній активності альфа-випромінювачів становить понад 50% [6].

Америцій-241 ще довгий час буде залишатися основним дозоутворюючим ізотопом серед трансуранових елементів.

Тепловий стрес, велика кількість вуглекислого газу та радіоактивних продуктів повного і неповного згорання в зоні гасіння (задимлення), зневоднення, надмірна тривалість роботи без відпочинку призводить до виснаження особового складу пожежних підрозділів та впливає на здатність приймати рішення.

Отже, аналізуючи небезпечні чинники, що виникають під час гасіння лісових пожеж на радіоактивно забруднених територіях, актуальним є розробка системи заходів пов'язаної з мінімізацією перебування особового складу пожежних підрозділів і техніки в зоні гасіння пожежі, що може бути досягнуто за рахунок удосконалення вогнегасних речовин, що використовуються для гасіння лісової пожежі.

На сьогодні найчастіше для гасіння лісових горючих матеріалів використовують воду та її розчини. Відомі способи гасіння лісових пожеж із використанням водних розчинів амоній фосфату, амоній сульфату, карбаміду, хлоридів, сульфатів лужних (лужноземельних) металів або алюмінію. Основними їх недоліками є їхня низька змочувальна здатність, незадовільні адгезійні властивості та висока корозійна активність, крім цього для підвищення змочувальної здатності водних розчинів до них додають поверхнево-активні речовини та високомолекулярні сполуки [7].

Виходячи із вищевикладеного основними аспектами організації пожежогасіння на радіоактивно забруднених територіях є: контроль індивідуальних доз особового складу пожежних підрозділів і використання засобів індивідуального захисту; зниження пилотворення; локалізація та адсорбція радіоактивних продуктів згорання; організація заходів з дезактивації.

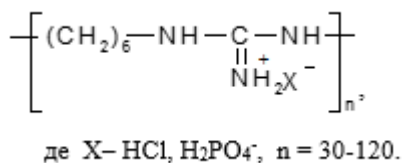
Вогнегасні речовини, що використовуються для гасіння лісових пожеж на радіоактивно забруднених територіях мають сприяти адсорбції радіонуклідів в процесі горіння рослинного матеріалу або утворенню на поверхні горючого матеріалу полімерних плівок, що можливо досягти з використанням полімерних поверхнево-активних речовин гуанідинового ряду в якості вогнезахисних та вогнегасних речовин.

**Метою даного дослідження** є удосконалення вогнегасних властивостей води шляхом додавання полімерів гуанідинового ряду та використання отриманих водних вогнегасних речовин для цілей гасіння лісової пожежі (в тому числі на радіоактивно забруднених територіях).

### Матеріали і методи.

У роботі використовували катіонні полімерні поверхнево-активні речовини гуанідинового ряду: полігексаметиленгуанідин гідрохлорид (ПГМГ-ГХ), полігексаметиленгуанідин гідрофосфат (ПГМГ-ГФ) і по-

лігексаметиленгуанідин фосфат карбаміду (ПГМГ-ФК) загальної формули:



Водні розчини ПГМГ отримували розчиненням точних наважок у дистильованій воді. Залишали розчини на 24 години за температури  $25 \pm 5^\circ\text{C}$  до повного розчинення.

Визначення критеріїв ефективності водної вогнегасної речовини проводили з використанням водного вогнегасника ВВШ-9 (виробництва «Макіївський завод «Факел», м. Київ) згідно [7]. Для цього в полігонних умовах визначали дальність подачі, час викиду заряду, час гасіння модельного вогнища класу 1А (використовуючи в якості водної вогнегасної речовини водопровідну воду середньої твердості та розчини солей ПГМГ).

Модельне вогнище класу 1А формували згідно [8] – зі штабелю соснових брусків з поперечним перерізом у вигляді квадрату зі стороною 40 мм і вологістю 10-14 %.

Визначення вогнегасної здатності водної вогнегасної речовини полігексаметиленгуанідину проводили за методикою, описаною в роботі [7]. Суть її полягає у визначенні маси водних вогнегасних речовин, які необхідно подати на гасіння модельного вогнища класу 1А. За результат визначення брали середнє арифметичне двох позитивних результатів випробувань. Допустима розбіжність між результатами повторних випробувань, не перевищувала  $\pm 15\%$  відносно середнього арифметичного значення.

Показник вогнегасної здатності за класом пожежі А ( $Q_A$ ),  $\text{кг/м}^2$ , розраховували за формулою [7]:

$$Q_A = \frac{m_1 - m_2}{S}, \quad (1)$$

де  $m_1$  – маса корпусу вогнегасника із водною вогнегасною речовиною до гасіння,  $\text{кг}$ ;  $m_2$  – маса корпусу вогнегасника із водною вогнегасною речовиною після гасіння,  $\text{кг}$ ;  $S$  – площа вільної поверхні модельного вогнища 1А, яка дорівнює  $6,7 \text{ м}^2$ . Масу вогнегасників вимірювали за допомогою терезів з похибкою вимірювання  $\pm 0,1 \text{ кг}$ .

### Результати дослідження

Ефективність боротьби з пожежами істотною мірою залежить від ефективності вогнегасних речовин [7]. На сьогоднішній день найбільш поширеною вогнегасною речовиною, як у світовій практиці, так і в

Україні, є вода. Основним механізмом гасіння водою є охолодження зони хімічної реакції. До переваг води слід віднести те, що вона характеризується високою питомою теплоємністю, прихованою теплотою пароутворення, хімічно інертна до більшості речовин і матеріалів, дешева та доступна. Основними недоліками води є електропровідність, температура замерзання  $0^\circ\text{C}$ , високий коефіцієнт поверхневого натягу та низька в'язкість, що впливає на її вогнегасну здатність [7, 9].

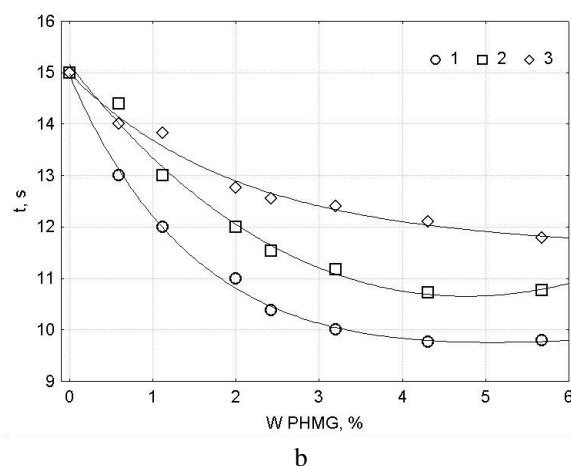
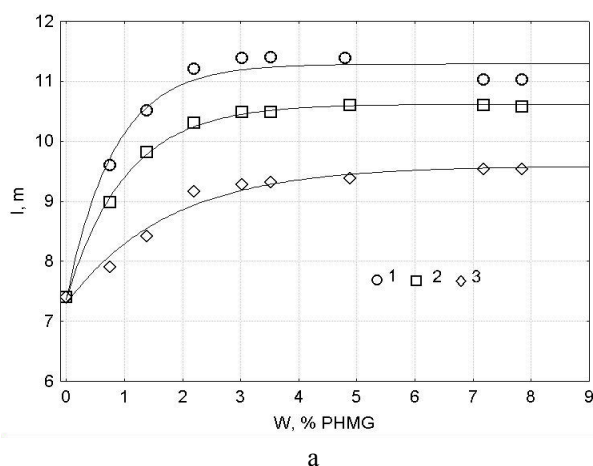
Істотним недоліком води є її порівняно низька змочувальна здатність і велика текучість, які обумовлені високим значенням коефіцієнта поверхневого натягу за відносно малої в'язкості, а отже поверхня зіткнення крапель води з палаючою поверхнею невелика, і під час гасіння вода з неї швидко стікає [9]. Для зменшення поверхневого натягу води додають поверхнево-активні речовини (ПАР) – це речовини дифільного характеру, тобто їхні молекули складаються з двох частин – полярної групи та неполярного вуглеводневого радикалу. Розчинені у воді молекули ПАР утворюють на поверхні води мономолекулярний шар. Унаслідок кулонівської взаємодії дифільних молекул з диполями води вони розташовуються на межі розділу фаз «вода-повітря» певним чином: частина молекули, яка відштовхується від однойменного заряду диполя води, розташовується над поверхнею води та утворює мономолекулярний шар; інша частина (протилежного заряду), притягнута диполем води, забезпечує зниження її поверхневого натягу.

Також для поліпшення вогнегасних властивостей води додають полімери з великою молекулярною масою і ниткоподібною будовою, наприклад, поліакриламід і поліетиленоксиди, молекули яких під час руху рідини орієнтуються переважно вздовж потоку [9]. Швидкість току води за цих умов може збільшуватися в 2,5 рази, внаслідок збільшення кінематичної в'язкості. Підвищення в'язкості приводить також до посилення взаємодії між молекулами рідини і твердої речовини, з якою вона контактує. Це зумовлює зменшення швидкості стікання води і, як наслідок, збільшення її вогнегасної ефективності [7, 9].

Для удосконалення процесу гасіння з метою зменшення часу гасіння лісових пожеж, що особливо актуально в умовах радіоактивно забруднення, нами досліджено доцільність та можливість використання полімерних поверхнево-активних речовин гуанідинового ряду в якості водних вогнегасних речовин.

Солі ПГМГ мають властивості катіонної полімерної поверхнево-активної речовини та поліелектроліту, для якого характерні основні закономірності поведінки поліелектролітів в розчинах, що обумовлені передусім електролітичною дисоціацією йоногенних груп, унаслідок якої утворюються макройони та контрйони.





**Рис. 3.** Вплив концентрації солей полігексаметиленгуанідину на вогнегасні властивості води: (а) - залежність дальності подачі водних розчинів від концентрації полімеру, (б) – залежність тривалості гасіння модельного вогнища 1А від концентрації полімеру. 1- ПГМГ-ГХ; 2- ПГМГ-ГФ; 3 -ПГМГ-ФК.

**Fig. 3.** The effect of polyhexamethyleneguanidine (PHMG) compounds concentration on the extinguishing properties of water: (a) - flow rate of aqueous solutions, (b) - time for quenching of model foci of type 1A; 1- PHMG-hydrochloride; 2- PHMG-hydro-phosphate; 3- PHMG-phosphate carbamide.

**Таблиця 1.** Параметри апроксимації даних експериментальних досліджень дальності подачі води (формула 2)

**Table 1.** Parameterization of experimental data on improvement of the flow rate of aqueous solution (Equation 2)

Солі ПГМГ	$B, m$	$k, \%^{-1}$	$\frac{B}{A}, \%$	$R^2$
-ГХ	3,89	1,21	53	0,99
-ГФ	3,22	0,972	44	0,99
-ФК	2,21	0,538	30	0,97

**Таблиця 2.** Параметри апроксимації даних експериментальних досліджень тривалості гасіння модельного вогнища 1А (формула 3)

**Table 2.** Parameterization of experimental data on time required for quenching of model foci of type 1A (Equation 3)

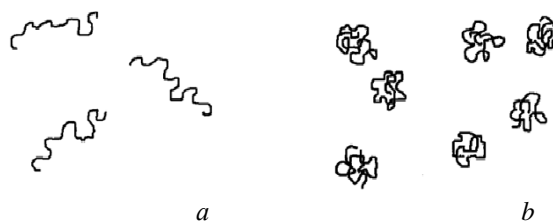
Солі ПГМГ	$C, c$	$k_1, \%^{-1}$	$D, c$	$k_2, \%^{-1}$	$\left  \frac{k_2}{k_1} \right $
-ГХ	8,66	0,0178	6,29	0,617	34,7
-ГФ	3,09	0,148	12,1	0,212	1,43
-ФК	11,8	0,00230	3,19	0,511	222

Величина відношення абсолютних значень  $\left| \frac{k_2}{k_1} \right|$

(табл. 2) свідчить про визначальний вплив протилежно спрямованих процесів: для розчину ПГМГ-ФК вплив полімеризації зі збільшенням концентрації практично не спостерігається. Водночас для розчинів ПГМГ-ГФ абсолютні величини  $k_1$  та  $k_2$  близькі, тож крива залежності часу гасіння модельного вогнища від концентрації полімеру досягає екстремуму за концентрації 3–5 % (рис. 3б).

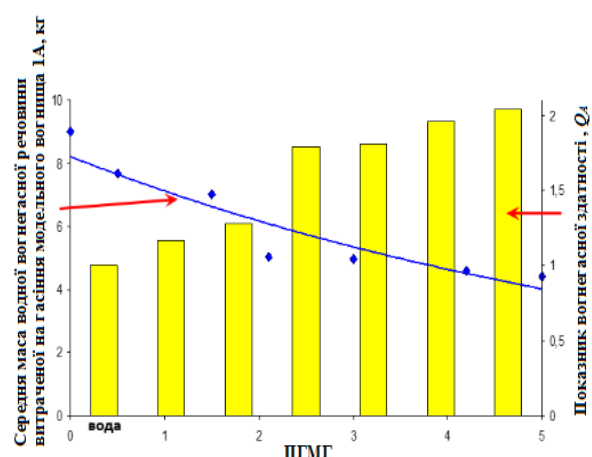
За концентрації розчинів більше 5–6 % і температури 12–15 °С навколишнього середовища з часом відбувається застигання розчинів, що перешкоджає гасінню пожежі. Концентровані розчини можна використовувати при реалізації запобіжних протипожежних заходів, що пов'язано з утворенням на поверхні целюлозовмісного матеріалу полімерної інгібуючої

плівки, яка, вступаючи у взаємодію з активними центрами полум'я інгібуює ланцюгові реакції окиснення горючих газів



**Рис. 4.** Конформація макромолекул ПГМГ: а – розгорнута - в розведеному розчині; б – згорнута - в концентрованому розчині.

**Fig. 4.** Conformation of PHMG macromolecules: a – unrolled in diluted solution; b – coagulated in strong solution.



**Рис. 5.** Витрати водної вогнегасної речовини ПГМГ на гасіння модельного вогнища 1А.

**Fig. 5.** Discharge of water extinguishing agent PHMG for extinguishing the model foci 1A.

Експериментально встановлено, що оптимальна концентрація ПГМГ для використання в первинних



засобах пожежогасіння становить 3–5 %. За таких концентрацій дальність подачі вогнегасної суміші збільшується до 50 %, а тривалість гасіння зменшується у 3–4 рази (рис. 3).

Зменшення тривалості гасіння сприяє зменшенню витрат водної вогнегасної речовини ПГМГ (рис. 5), витраченої на гасіння модельного вогнища 1А. Це пов'язано з тим, що молекули полімеру, які сильно розбухають у воді, мають ниткоподібну будову і під дією потоку рідини витягуються вздовж потоку (ефект Томса), зменшуючи турбулентність потоку.

Доцільним є використання розчинів з масовою часткою ПГМГ не більше 5%. Застигання розчинів з утворенням на поверхні полімерної плівки за більших концентрацій може призвести до порушення роботи деяких механізмів пожежно-технічного обладнання.

Солі ПГМГ містять йоногенні гуанідинові та гексаметиленові групи, які обумовлюють здатність до адсорбції на границі розділу фаз та зменшення поверхневого натягу води, що зумовлює підвищення ефективності змочування дисперсних матеріалів.

При цьому за рахунок збільшення сил адгезії підвищується злипання частинок та їхнє збільшення. Крім того поліелектроліти здатні утворювати інтерполімерні комплекси. Ці властивості гуанідинових сполук вказують на перспективність використання їх для запобігання вітрової міграції радіоактивних часточок на забруднених територіях та зменшення пилоутворення внаслідок злипання, коагуляції та седиментації пилових радіоактивних часточок.

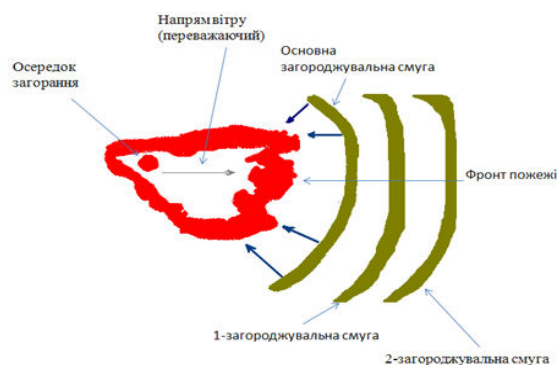
Раніше нами розглянуто доцільність використання у якості вогнезахисних засобів солей ПГМГ, що серійно виготовляються в Україні і є екологічно безпечними речовинами та належать до IV класу токсичності [12]. Розроблено вогнезахисні композиції, які після висихання на поверхні целюлозовмісних матеріалів утворюють водостійкі полімерні плівки з високими характеристиками міцності і пролонгованим біоцидним ефектом, що обумовлено наявністю в складі полігексаметиленгуанідину гуанідинових груп, які об'єднані в загальний полімерний ланцюг. Запропоновані композиції завдяки своєму хімічному складу можуть одночасно реалізовувати декілька механізмів припинення горіння (ізолювання, інгібування, флегматизацію, охолодження) та не містять компонентів, які за ступенем дії на організм відносяться до небезпечних або надзвичайно небезпечних (що дозволяє вирішити екологічну задачу), і можуть бути ефективно закріплені на поверхні целюлозовмісних матеріалів [13]. Взаємодія похідних полігексаметиленгуанідину з горючими компонентами лісових екосистем, зокрема деревиною та органами дерев, відбувається за рахунок утворення водневих зв'язків між гідроксильними групами поверхні та аміногрупами полімеру, а іммобілізація солей полігексаметиленгуанідину збі-

льшує термостійкість целюлозовмісного матеріалу. Утворена на поверхні органів дерев полімерна плівка в умовах пожежі є термостійкою за температури до 350°C. За вищих температур полімерна плівка розкладається з утворенням нітроген- та фосфорвмісних йонів, які, вступаючи в реакції радикального механізму горіння інгібують активні центри полум'я. Експериментальні випробування вогнезахисної ефективності показали, що застосування превентивного оброблення горючих матеріалів розчинами ПГМГ веде до зменшення лінійної швидкості поширення полум'я майже у 3-4 рази в порівнянні з необробленими зразками лісових горючих матеріалів, а втрата маси оброблених лісових горючих матеріалів при спалюванні в залежності від концентрації ПГМГ становить  $\approx 7,7-9\%$ , на відміну від необроблених соснових зразків, де втрата маси досягає 80-85%.

Для удосконалення процесу гасіння та з метою зменшення часу гасіння низової лісової пожежі, що особливо актуально в умовах радіоактивного забруднення, нами запропоновано спосіб гасіння лісової пожежі з використанням полімерних поверхнево-активних речовин гуанідинового ряду в якості водних вогнегасних та вогнезахисних речовин.

Гасіння лісової пожежі здійснюється шляхом подавання в зону пожежі (починати з тилу, а потім переходячи до флангових та фронтальної ділянок пожежі) або безпосередньо на кромку пожежі водних розчинів вогнегасних речовин гуанідинового ряду. Концентрація ПГМГ в залежності від інтенсивності пожежі може складати від 0,01 до 5%.

Одночасно прокладають загороджувальні смуги з використанням вогнезахисних полімерних композицій. Загороджувальні смуги шириною 1-1,5 метри прокладають безпосередньо перед фронтом лісової пожежі (рис. 6). Для їх прокладання використовують водні розчини солей ПГМГ з концентрацією 27-35% та молекулярною масою від 10000 до 11000 а.о.м.



**Рис.6** Схема гасіння лісової пожежі з використанням солей ПГМГ

**Fig. 6.** Scheme of forest fire extinguishing using PHMG salts

Проявляючи властивості катіонних поверхнево-активних речовин солі ПГМГ знижують поверхневий натяг та покращують змочувальну здатність як лісових горючих матеріалів, так і утвореного внаслідок пожежі радіоактивного пилу. Такі властивості сприяють акумуляції радіонуклідів у верхніх шарах лісових горючих матеріалів та зменшенню вітрової міграції пилюватих радіоактивних часточок.

Запропонований спосіб дозволяє підвищити ефективність гасіння лісових пожеж та досягти скорочення термінів гасіння завдяки утворенню на поверхні лісових горючих матеріалів полімерного (інгібуючого) шару, що уповільнює швидкість горіння на початковій стадії, та підвищення ефективності роботи гідравлічних систем пожежно-технічного обладнання внаслідок зменшення гідравлічних втрат в трубопроводах, що обумовлено використанням полімерної вогнегасної речовини полігексаметиленгуанідину (ефект Томса).

**Таблиця 3.** Розрахунковий час роботи особового складу пожежних підрозділів під час гасіння лісових пожеж в умовах радіоактивного забруднення

**Table 3.** Estimated working time for fire staff during the extinguishing of forest fires within radioactive contaminated area

Потужність експозиційної дози, мкЗв/год.	Категорія А II підгрупа (особовий склад пожежних підрозділів)	
	H <sub>2</sub> O	за умови використанням водних вогнезахисних на основі ПГМГ
50	Не залучати	Не залучати
10	35 хв.	70 хв.
5	1,5 год.	3 год.
1	6,2 год.	12,4 год.
0,5	12,5 год.	25,0 год.
0,3	Без обмежень	Без обмежень

Під час гасіння лісових пожеж на радіоактивно забруднених територіях, основні міжнародні норми безпеки МАГАТЕ, вимагають мінімізації опромінення персоналу, а також забезпечення оцінки дози його опромінення, проведення індивідуального дозиметричного контролю та моніторингу навколишнього середовища [14]. Національною комісією з радіаційного захисту населення України (НКРЗУ) з метою обмеження опромінення осіб, які додатково опромінюються під час виконання своїх професійних обов'язків (категорії А), встановлено ліміти ефективної й еквівалентних доз зовнішнього опромінення за календарний рік [15-16]. Контрольний рівень зовніш-

нього опромінення для особового складу пожежних підрозділів при роботі в Чорнобильській зоні відчуження становить 2,3 мЗв.

Оскільки використання запропонованого способу гасіння лісової пожежі супроводжується зменшенням лінійної швидкості поширення полум'я майже у 3-4 рази та відповідно скороченням термінів гасіння, застосування солей ПГМГ під час гасіння лісових пожеж на радіоактивно забруднених територіях зумовить істотну економію дози опромінення особового складу пожежних підрозділів. Розрахунковий час роботи пожежних в умовах радіоактивного забруднення за потужності експозиційної дози 0,5–10 мкЗв/год та контрольного рівня зовнішнього опромінення 2,3 мЗв/рік, при використанні водних вогнезахисних речовин на основі ПГМГ, вдвічі більше, ніж при використанні води (табл. 3).

### Висновки

1. Обґрунтовано використання ефективних екологічно прийнятних водних вогнегасних та вогнезахисних речовин гуанідинового ряду для гасіння лісових пожеж (в тому числі на радіоактивно забруднених територіях) та мінімізації вмісту радіоактивних аерозолів у приземному шарі повітря.

2. Запропоновано спосіб гасіння лісової пожежі (в тому числі і на радіоактивно забруднених територіях), що включає в себе використання водної вогнегасної речовини на основі полімерної поверхнево-активної речовини полігексаметиленгуанідину безпосередньо для гасіння кромки пожежі з одночасним прокладанням перед фронтом пожежі загороджувальних смуг на основі солей полігексаметиленгуанідину.

3. Встановлено, що використання запропонованого способу гасіння лісової пожежі дозволяє скоротити тривалість гасіння пожежі в 3–4 рази, за рахунок утворення на обробленій поверхні лісових горючих матеріалів полімерного ізолюючого шару, продукти термодеструкції якого виконують функцію інгібіторів горіння.

4. Обґрунтовано використання водних вогнегасних та вогнезахисних речовин гуанідинового ряду для запобігання вітрової міграції радіоактивних часточок в результаті злипання, коагуляції та седиментації часточок радіоактивного пилу і зменшення пилоутворення з подальшою акумуляцією деяких радіонуклідів у верхніх шарах оброблених лісових горючих матеріалів.

5. Показано, що використання запропонованого способу гасіння лісової пожежі зумовить істотну економію дози опромінення особового складу пожежних підрозділів під час гасіння лісових пожеж на радіоактивно забруднених територіях.

6. Обґрунтовано, що активне гасіння лісової



пожежі та прокладання загороджувальних смуг з використанням полімерних поверхнево-активних речовин гуанідинового ряду, які серійно виготовляються в Україні, відповідає екологічним вимогам щодо охорони навколишнього середовища і раціонального використання природних ресурсів.

#### Література

1. Наукові засади захисту населення і територій від наслідків лісових пожеж з радіаційно небезпечними факторами: монографія / С.І. Азаров, С.А. Єременко, В.Л. Сидоренко та ін.; за заг. ред. П.Б. Волянського. К.: ТОВ "Інтердрук", 2016. 203с.
2. Дворник А. А. Радиоактивное загрязнение воздуха в результате лесных пожаров и его опасность для здоровья человека / А. А. Дворник, А. М. Дворник, Р. А. Король и др. // Радиация и риск. Т. 25. №2– 2016. С. 100-108
3. Dusha-Gudym S.I. Forest Fires on the Areas Contaminated by Radionuclides from the Chernobyl Nuclear Power Plant Accident / United Nations, Economic Commission for Europe // International Forest Fire News.-1992.- № 7.-P. 4-6.
4. Yoschenko V.I., Kashparov V.A., Protsak V.P., Lundin S.M., Levchuk S.E., Kadygrib A.M., Zvarich S.I., Khomutinin Yu.V., Maloshtan I.M., Lanshin V.P., Kovtun M.V. Resus pensionand redistribution of radionuclides during grasslandand forestfires in the Chernobyl exclusion zone: part I. Fire experiments // Journal of Environmental Radioactivity. -2006. -V.86. - P.143-163.
5. Захматов В.Д. Современные проблемы лесных пожаров в Чернобыльской зоне/ В.Д. Захматов, М.В. Силыников, М.В. Чернышов / Пожаровзрывобезопасность – 2015. Т. 24 - №11– С. 55-62.
6. Dvornik, A.A., Dvornik, A.M., Korol, R.A., Shamal, N.V., Gaponenko, S.O., Bardyukova, A.V. / Potential threat to human health during forest fires in the Belarusian exclusion zone Aerosol Science and Technology – 2018, Vol. 52, № 8, p.923–932.
7. Антонов А.В. Вогнегасні речовини А.В. Антонов, В.О. Боровиков, В.П. Орел, В.М. Жартовський, В.В. Ковалишин. – Київ: Пожінформтехніка, 2004. – 176 с.
8. Бут В.П. Первинні засоби пожежогасіння. Тактика використання В.П. Бут, В.М. Жартовський, І.Г. Маладіка та інші. Навч. пос. – Черкаси: АПБ ім. Героїв Чорнобиля МНС України, 2008. – 136с.
9. Ковалишин В.В. Пінне гасіння В.В. Ковалишин, О.К. Васильева., І.М.Козяр-Львів, СПОЛЮМ. -2007. 168 с.
10. Гембицкий П.А. Полимерный биоцидный препарат полигексаметиленгуанидин / П. А. Гембицкий, И.И. Воинцева // Запорожье, 1998. 44с.
11. Нижник В.В. Фізична хімія полімерів: Підручник / В. В. Нижник, Т. Ю. Нижник. – К.: Фітосоціоцентр, 2009.- 424с.
12. Maglyovana T.V. Mechanism of interaction of derivative polyhexamethyleneguanidin derivatives with biomaterials of forest ecosystems / T.V. Maglyovana, V.V. Dolin // Geochemistry of Technogenesis – 2019. – №1 – Pp. 73-81.
13. Магльована Т.В. Екологічні аспекти використання гуанідинових полімерів в умовах надзвичайних ситуацій: [Монографія] Видання друге/ Т. В. Магльована, Т. Ю. Нижник, С. В. Жартовський. Черкаси: видавець ФОП Гордієнко Є.І., 2017–210с.
14. IAEA Safety Standards for protecting people and the environment. Radiation Protection and Safety of Radiation Sources: International Basic Safety Standards. Interim edition. General Safety Requirements Part 3 No. GSR Part 3 (Interim), IAEA, Vienna, 2011, 303p.
15. Норми радіаційної безпеки України (НРБУ – 97). – Державні гігієнічні нормативи. ДГН 6.6.1.-6.5.001-98. – Видання офіційне. – Київ: Комітет з питань гігієнічного регламентування МОЗ України, 1998. – 135с.
16. Наказ МОЗ України від 02.02.2005 № 54 «Про затвердження державних санітарних правил «Основні санітарні правила забезпечення радіаційної безпеки України» ДСП 6.177-2005-09-02.

#### References

1. Azarov, S.I., Eremenko, S.A., Sidorenko, V.L and others; for the total. ed. Volyansky P.B. (2016) *Naukovi zasady zakhystu naselennya i terytoriy vid naslidiv lisovykh pozhhezh z radiatsiyno nebezpechnymy faktoramy*, Interdruk, Kyiv, UA, 203p.
2. Dvornik, A.A., Dvornik, A.M., Koroletal, R. A. (2016), *Radiation and risk*, T. 25, №2, pp. 100–108.
3. Dusha-Gudym, S.I. (1992) *United Nations, Economic Commission for Europe. International Forest Fire News*, № 7, pp. 4-6.
4. Yoschenko, V.I., Kashparov, V.A., Protsak V.P., Lundin, S.M., Levchuk, S.E., Kadygrib, A.M., Zvarich, S.I., Khomutinin, Yu.V., Maloshtan, I.M., Lanshin, V.P., Kovtun, M.V. (2006) *Journal of Environmental Radioactivity*. Vol. 86, pp. 143-163.
5. Zakhmatov, V.D., Silnikov, M.V., Chernyshov, M.V. (2015) *Pozharovzryvobezopasnost – Fire and Explosion Safety*, Vol. 24, №11, pp. 55–62.
6. Dvornik, A.A., Dvornik, A.M., Korol, R. A., Shamal, N. V., Gaponenko, S.O., Bardyukova, A.V. (2018) *Aerosol Science and Technology*, Vol. 52, № 8, pp. 923–932.
7. Antonov, A.V., Borovykov, V.O., Orel, V.P., Zhartovskyy, V.M., Kovalyshyn, V.V. (2004), *Extinguishing agents*, Poszhintekhnika, Kyiv, UA, 176 p.
8. Boot, V.P., Zartovsky, I.G (2008), *Primary extinguishing media. Tactics of using*, Cherkasy, UA, 136p.
9. Kovalishin, V.V., Vasiliev, O.E., Kozyar, N.M. (2007), *Foam extinguishing*, Spolom, Lviv, UA, 168p.
10. Hembitsky, P.A. (1998), *Polimernyy biotsydnnyy preparat poliheksametylenhuanidyn*, Zaporozhie, UA, 44p.
11. Nyzhnyk, V.V., Nyzhnyk T. Yu. (2009) *Fizychna khimiya polimeriv*, Phytosociocenter, Kyiv, UA, 424 p.
12. Maglyovana, T.V., Dolin, V.V. (2019) *Geochemistry of Technogenesis*, №1, pp. 73-81.
13. Maglyovana, T.V., Nyzhnyk, T. Yu., Zhartovsiy S. V. (2017), *Environmental aspects of the use of guanidine polymers in emergency situations*, Cherkassy, UA, 210 p.
14. IAEA Safety Standards for protecting people and the environment. Radiation Protection and Safety of Radiation Sources: International Basic Safety Standards. Interim edition. General Safety Requirements Part 3 No. GSR Part 3 (Interim), IAEA, Vienna, 2011, 303p.
15. *Normy radiatsiynoyi bezpeky Ukrainy* [Norms of radiation safety of Ukraine], (1998) 6.6.1.-6.5.001-98, Kyiv, UA, 135 p.
16. *Nakaz MOZ Ukrainy (2005) № 54 «Pro za-tverdzhennya derzhavnykh sanitarnykh pravyl «Osnovni sanitarni pravyla zabezpechennya radiatsiynoyi bezpeky Ukrainy»* 6.177-2005-09-02.

#### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГУАНИДИНОВЫХ ПОЛИМЕРОВ ДЛЯ ТУШЕНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ И МИНИМИЗАЦИИ ИХ ПОСЛЕДСТВИЙ

**Маглевая Т.В.**, к.х.н., доц., Черкасский институт пожарной безопасности имени Героев Чернобыля НУГЗ Украины  
**Долін В.В.**, докт. геол. н., проф., ГУ «Институт геохимии окружающей среды» НАН Украины

Обосновано использование экологически приемлемых водных огнетушащих и огнезащитных веществ гуанидинового ряда для тушения лесных пожаров (в том числе на радиоактивно загрязненных территориях) и минимизации радиационных последствий. Обладая свойствами полиэлектролита, молекулы полимера, вытягиваются вдоль потока, уменьшая сопротивление при движении воды. Макромолекулы солей полигексаметиленгуанидина (ПГМГ) ориентируются параллельно внутренней поверхности труб, благодаря чему снижается интенсивность турбулентных пульсаций в пристеночной слое, уменьшается турбулентность потоков, снижаются гидравлические потери, что ведет к увеличению расхода жидкости через них. Экспериментально установлено, что при концентрации 3-5 % увеличивается

дальность подачи водных огнетушащих веществ на 50 % с использованием огнетушителя ОВШ-9, а продолжительность тушения модельного очага 1А уменьшается в 3–4 раза. Предложен способ тушения лесного пожара (в том числе и на радиоактивно загрязненных территориях), включающий в себя использование водного огнетушащего раствора на основе полимерного поверхностно-активного вещества полигексаметиленгуанидина непосредственно для тушения кромки пожара с одновременным прокладыванием перед фронтом пожара заградительных полос с использованием солей ПГМГ. Установлено, что использование предлагаемого способа тушения лесного пожара позволяет сократить продолжительность тушения в 3–4 раза, за счет использования в качестве водных огнетушащих веществ гидродинамически активных полимеров гуанидинового ряда и одновременного прокладывания огнезащитных полос перед фронтом пожара вследствие чего на обработанной поверхности лесных горючих материалов образуется полимерный изолирующий слой, продукты термодеструкции которого выполняют функцию ингибиторов горения. Обосновано использование водных огнетушащих и огнезащитных веществ гуанидинового ряда для предупреждения ветровой миграции на радиоактивно загрязненных территориях в результате осаждения радиоактивной пыли и пылеподавления с последующей аккумуляцией некоторых радионуклидов в верхних слоях обработанных лесных горючих материалов. Показана перспективность использования предложенного способа тушения лесного пожара для уменьшения дозы облучения личного состава пожарных подразделений, а также с целью предотвращения лесных пожаров и минимизации экономических, экологических и социальных последствий от них.

**Ключевые слова:** лесные горючие материалы, пожаротушение, водные огнетушащие вещества, полигексаметиленгуанидин.

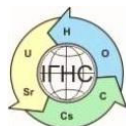
## FEASIBILITY INVESTIGATION OF USING GUANIDINE-BASED POLYMERS FOR FOREST FIRES EXTINGUISHING AND MINIMIZING THEIR EFFECTS

**Maglyovana T.V.**, Ph.D., Associate Professor, Cherkasy Fire Safety Institute named after Heroes of Chernobyl, National University of Civil Protection of Ukraine, maglyovana\_t@ukr.net

**Dolin V. V.** D. Sc. (Geol.), SI "Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine"

*The use of environmentally friendly water-extinguishing and fire-retardant substances of the guanidine series for forest fires extinguishing (including radioactively contaminated territories) and minimizing radiation effects has been substantiated. Owing the properties of the polyelectrolyte under the action of the flow, the polymer molecules are pulled along the flow, reducing the resistance during the movement of water. PGMG macromolecules are oriented parallel to the inner surface of the tubes, thereby the intensity of turbulent ripples in the wall layer reduces, the turbulence of flows decreases alongside with hydraulic losses, which leads to the increase in fluid flow as a result. It is experimentally established that at the concentration of more than 3-5% increases the range of supply of water extinguishing agents by 10% with the use of the fire extinguisher water mine pumped VVSH-9, and the duration of extinguishing the model fire 1A reduced by 20%. A method of forest fire extinguishing (including radioactively contaminated territories) is proposed, which includes the use of the water extinguishing agent based on polymeric surfactant polyhexamethyleneguanidine (PGMG) directly for extinguishing the edge of a fire with the simultaneous use of PGMG salts. It has been established that the use of the proposed method of forest fire extinguishing can reduce the duration of fire extinguishing by 3–4 times, due to the use of hydrodynamically active polymers of guanidine series as water and extinguishing agents and simultaneous formation on the treated surface of the forest combustible materials of polymeric insulation layer which thermal degradation materials act as combustion inhibitors. The use of water-extinguishing and flame-retardant substances of guanidine series for prevention of wind migration in radioactively contaminated territories as a result of radioactive dust sedimentation and dust suppression with subsequent accumulation of some radionuclides in the upper layers of the treated forest combustible materials has been substantiated. The promising of using the proposed method of forest fire extinguishing to reduce the power of the exposure dose of personnel of fire departments and to prevent forest fires and minimize the economic, environmental and social consequences from them has been shown.*

**Keywords:** forest combustible materials, fire extinguishing, water extinguishing agents, polyhexamethyleneguanidine



<https://doi.org/10.15407/geotech2019>.

УДК 621.039.741

**Ярошенко К.К., Шабалін Б.Г., Колябіна І.Л., Бондаренко Г.М.**

**Ярошенко К.К.** м.н.с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», igns\_yaroshenko@gmail.com

**Шабалін Б.Г.** д.г.н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», b\_shabalin@ukr.net

**Колябіна І.Л.** к.г.н., Інститут геологічних наук НАН України, kolira\_igns@i.ua

**Бондаренко Г.М.** д.г.-м.н., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», bogernik34@gmail.com

## МОРФОМЕТРИЧНО-МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПИЛОВОГО ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ В ЗОНІ ВПЛИВУ ТРИПІЛЬСЬКОЇ ТЕС

Проблема переробки рідких радіоактивних відходів (РРВ) атомних електростанцій України є актуальною, оскільки діюча на українських атомних електростанціях схема переробки забруднених радіонуклідами розчинів шляхом глибокого упарювання і послідовної кристалізації радіонуклідів у вигляді розчинних солей має цілий ряд суттєвих недоліків, а кінцеві продукти переробки (кубовий залишок, відпрацьовані сорбенти і шлами, сольовий плав) не відповідають критеріям їх приймання на довгострокове зберігання і захоронення. Однією з перспективних схем переробки РРВ вважають схему, в якій використовують методи селективної сорбції з використанням природних та модифікованих сорбентів. У статті наведено результати дослідження кінетики сорбції  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  природним, кислотним і лужно-модифікованими цеолітами Сокирницького родовища. Встановлено, що максимальний ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  природним цеолітом протягом експерименту (14 діб) складає 55%,  $^{137}\text{Cs}$  – 90%. Максимальний ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  лужно-модифікованим цеолітом складає 62,2%, а  $^{137}\text{Cs}$  – 98,78%. Для кислотно-модифікованого цеоліту максимальний ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  складає 18%, а  $^{137}\text{Cs}$  – 85%. Таким чином можна зробити висновок, що з досліджуваних цеолітів найбільш ефективним сорбентом щодо  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  є лужно-модифікований цеоліт (Na-форма). Отже модифікація природного цеоліту гідроксидом натрію підвищує ступінь сорбції як  $^{90}\text{Sr}$ , так і  $^{137}\text{Cs}$  на 10-15%. Результати визначення форм знаходження сорбованих радіонуклідів показали, що при сорбції  $^{90}\text{Sr}$  природним та лужно-модифікованим цеолітами характерне переважання іонообмінної форми сорбції в межах до 20%, а при сорбції кислотно-модифікованим цеолітом – рівність обмінної та необмінної форм. При сорбції  $^{137}\text{Cs}$  природним та лужно-модифікованим цеолітами характерне переважання іонообмінної форми в межах до 10%, при чому при сорбції лужно-модифікованим цеолітом до 2-ої доби експерименту спостерігали переважання вмісту необмінно сорбованого цезію на 10%. При сорбції  $^{137}\text{Cs}$  лужно-модифікованим цеолітом протягом всього експерименту (14 діб) спостерігали переважання обмінної форми сорбції над необмінною в два рази.

**Ключові слова:** рідкі радіоактивні відходи, сорбція, цеоліт, стронцій-90, цезій-137.

### Вступ

Проблема переробки рідких радіоактивних відходів (РРВ) атомних електростанцій в Україні є дуже актуальною. Безпечне зберігання, транспортування і захоронення РРВ передбачає їх обов'язкове переведення в затверділу форму, яка спроможна впродовж тривалого часу міцно утримувати найбільш небезпечні радіонукліди [1]. Діюча на українських атомних електростанціях схема переробки забруднених радіонуклідами розчинів шляхом глибокого упарювання і подальшої кристалізації радіонуклідів у вигляді розчинних солей має цілий ряд суттєвих недоліків, а кінцеві продукти переробки (кубовий залишок, відпрацьовані сорбенти і шлами, сольовий плав) не відповідають критеріям їх приймання на довгострокове зберігання і захоронення. Однією з перспективних схем переробки РРВ вважають схему, в якій використовують методи селективної сорбції. Для селективного вилучення радіонуклідів із розчинів використову-

ють як природні так і синтетичні сорбенти. Природні сорбенти значно дешевші, ніж синтетичні та мають досить високу сорбційну здатність. Особливу увагу серед природних матеріалів викликають алюмосилікати, зокрема бентоніти та цеоліти. Для підвищення швидкості та ступеню сорбції використовують різні методи модифікації природних сорбентів [2].

**Мета роботи:** експериментальне дослідження сорбційних властивостей природного, кислотного та лужно-модифікованого цеоліту Сокирницького родовища відносно радіонуклідів  $^{90}\text{Sr}$  і  $^{137}\text{Cs}$ .

**Об'єкт і методика експериментальних досліджень**

*Цеоліти* – мінерали з групи каркасних водних алюмосилікатів лужних і лужноземельних елементів з тетраедричним структурним каркасом, що включає сорбційні центри, зайняті катіонами і молекулами води [3]. Цеоліти – алюмосилікати, містять іонообмінні катіони і зворотно сорбують та десорбують во-

ду. Емпірична формула цеоліту записується як  $M_{x/n} \cdot (AlO_2)_x \cdot (SiO_2)_y \cdot zH_2O$  [4], де  $M$  – катіони з валентністю  $n$  (зазвичай це  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$  та ін.),  $z$  – число молекул води, а відношення  $u/x$  може змінюватися від 1 до 5 для різних видів цеолітів.

Сокирицьке родовище цеолітів складається з висококристалічних кліноптилолітових туфів з низьким вмістом кремнію. Головними мінеральними фазами цеолітизованих туфів продуктивного горизонту родовища є кліноптилоліт та кварц. Хімічний склад цеолітизованих туфів в межах родовища залишається майже незмінним і вони на 65-90% складаються з кліноптилоліту. Пористість – 44%; щільність – 2,37 кг/м<sup>3</sup>, питома поверхня – 50-65 м<sup>2</sup>/г, ефективний радіус пор (розмір вхідних вікон) – 0,4 нм, ємність катіонного обміну – 1,23 мг-екв/г, у тому числі  $K^+$  – 0,03,  $Na^+$  – 0,12;  $Ca^{2+}$  – 1,08, стійкість до дії лугів рН 7-13, сумарна питома активність природних радіонуклідів 144,5 Бк/кг. Для кліноптилоліту характерна висока спорідненість до великих за розмірами катіонів  $Cs^+$ ,  $Rb^+$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Pb^{2+}$  та доведена їх спроможність поглинати  $Cu^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  [5]. Хімічний склад цеоліту наведено у табл. 1.

**Табл.1** Хімічний склад досліджуваного природного цеоліту [6]

**Table.1** Chemical composition of investigated nature zeolite [6]

Компонент	Вміст, мас. %
SiO <sub>2</sub>	67,81
TiO <sub>2</sub>	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62
FeO	0,85
MnO <sub>2</sub>	0,01
MgO	1,38
CaO	1,74
Na <sub>2</sub> O	1,80
K <sub>2</sub> O	3,52
BaO	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01
H <sub>2</sub> O	2,17
SO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,01
в.п.п.	7,48
Сума	99,67

Основний показник якості цеолітів Сокирицького родовища – вміст кліноптилоліту, який завдяки особливостям каркасної будови ґратки, високій дисперсності і обмінній ємності, а тому і надзвичайно розвиненій поверхні, обумовлює досить високу здатність до селективного та неселективного поглинання з радіонуклідів з багатокомпонентних розчинів.

### Методика досліджень

Під час проведення експерименту проводили модифікацію цеоліту Сокирицького родовища в лабораторних умовах наступними способами:

1. Кислотна модифікація: реагент – 20% соляна кислота, час обробки – 2 години в режимі кипіння зі зворотнім холодильником, співвідношення фаз твердої до рідкої, як 1 до 2.

2. Лугна модифікація: концентрація NaOH – 5,5%, час активації – 2,75 години в режимі кипіння зі зворотнім холодильником при співвідношенні фаз твердої до рідкої, як 1 до 2.

Вивчення фізико-хімічних форм <sup>90</sup>Sr та <sup>137</sup>Cs при сорбції природними та модифікованими сорбентами проводили за методикою, описаною в роботі [7]. Відповідно до цієї методики, вміст фізико-хімічних форм визначали методом послідовного вилугування дистильованою водою (водорозчинна форма фіксації), ацетатно-амонієм буферним розчином з рН = 5 (іонообмінна форма) та азотною кислотою (кислоторозчинна форма). Різниця між активністю сорбованих радіонуклідів та активністю радіонуклідів, що були вилугувані вищевказаними розчинами, визначена як залишкова або фіксована форма.

Методика тривалих модельних експериментів зі встановлення кінетичних параметрів іонообмінного та необмінного поглинання <sup>137</sup>Cs та <sup>90</sup>Sr була розроблена і випробувана авторами при дослідженні сорбції <sup>137</sup>Cs ґрунтом та його окремими гранулометричними фракціями [8], а в подальшому була використана для дослідження кінетики сорбції <sup>137</sup>Cs та <sup>90</sup>Sr глинами різного мінерального складу [9] та дослідженнях сорбції <sup>60</sup>Co, <sup>54</sup>Mn, <sup>90</sup>Sr, <sup>137</sup>Cs природними і модифікованими сорбентами [10].

Для створення наближених до реальних умов, сорбцію <sup>90</sup>Sr та <sup>137</sup>Cs проводили з модельного розчину не упарених РРВ. До модельного розчину окрім стабільних ізотопів Sr та Cs додавали мітку радіоактивних ізотопів <sup>90</sup>Sr та <sup>137</sup>Cs визначеної активності. Визначення активності <sup>90</sup>Sr та <sup>137</sup>Cs в розчинах проводились методом β-спектрометрії.

При дослідженні сорбції <sup>90</sup>Sr та <sup>137</sup>Cs природними та модифікованими сорбентами використовували наступну методику:

1. Приготовано модельний розчин не упарених РРВ наступного складу:  $Na^+$  – 4,6 г/дм<sup>3</sup>;  $BO_3^{3-}$  – 1,5 г/дм<sup>3</sup>;  $K^+$  – 1 г/дм<sup>3</sup>;  $Cl^-$  – 3,5 г/дм<sup>3</sup>;  $NO_3^-$  – 1,6 г/дм<sup>3</sup>;  $SO_4^{2-}$  – 4 г/дм<sup>3</sup>;  $Co^{2+}$  – 36,5 мг/дм<sup>3</sup>;  $Mn^{2+}$  – 7 мг/дм<sup>3</sup>;  $Cs^+$  – 45 мг/дм<sup>3</sup>;  $Sr^{2+}$  – 36 мг/дм<sup>3</sup>;  $Ca^{2+}$  – 0,8 мг/дм<sup>3</sup>;  $Fe^{3+}$  – 0,7 мг/дм<sup>3</sup>. Активність радіонуклідів: <sup>40</sup>K – 550 Бк/дм<sup>3</sup>; <sup>90</sup>Sr –  $3,2 \cdot 10^4$  Бк/дм<sup>3</sup>; <sup>137</sup>Cs –  $3,45 \cdot 10^4$  Бк/дм<sup>3</sup>. рН розчину доводили до 11,5 за допомогою NaOH.

2. Підготовлено наважки по 0,25 г досліджуваних сорбентів. Кожну наважку заливали 25 мл модельного розчину РРВ. Проби залишали на різні інтервали часу

від 1 години до 14 діб з періодичним перемішуванням при температурі  $20 \pm 1^\circ\text{C}$ .

3. По закінченні відповідного інтервалу часу розчини декантували, відбирали аликвоту 10 мл, випаровували до сухого залишку в скляній чашці Петрі та проводили вимірювання залишкової активності  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  методом  $\beta$ -спектрометрії.

4. Після сорбції сорбент заливали 25 мл дистильованої води, для визначення частки водорозчинної форми  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$ , та витримували в контакті впродовж однієї доби при періодичному перемішуванні. Далі розчин декантували, а сорбент заливали 25 мл ацетатно-амонійного буферного розчину ( $\text{pH}=5$ ) та витримували в контакті впродовж однієї доби, для визначення частки обмінно-поглинутих  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$ . Розчин знову декантували, а сорбент заливали 25 мл 0,1М розчину  $\text{HNO}_3$  та витримували в контакті впродовж доби для визначення частки кислоторозчинної форми сорбції  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$ . Аналогічно до п.3 в кожному фільтраті визначали ступінь десорбції  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$ , вимірюючи їх активність у відповідних пробах.

### Результати та їх обговорення

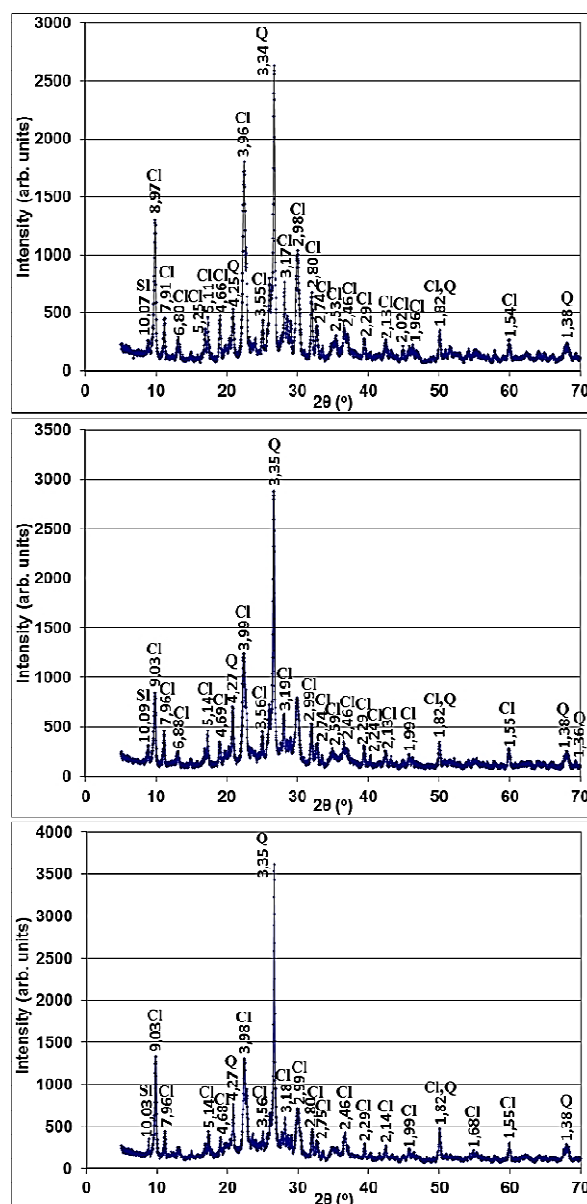
Для визначення мінералогічного складу досліджуваних природного та модифікованих цеолітів Сокириницького родовища проведено рентгено-фазовий аналіз зразків, результати якого наведено на Рис. 1.

Як видно з Рис. 1, поряд з типовими дифракційними піками кліноптилоліту (Картка #01-079-1460) [11] спостерігаються лінії найбільш інтенсивних дифракційних відображень еталонних зразків слюди (#01-083-1808) і кварцу (#01-089-8937). Таким чином, рентгенофазовий аналіз вказує на те, що основним мінералом у складі досліджуваних зразків цеолітових порід є кліноптилоліт (~ 70 мас. %) із домішками кварцу і слюди у кількостях ~ 12 мас.% та  $\leq 3$  мас.%, відповідно.

Дослідження сорбції  $^{90}\text{Sr}$  (Рис. 3) та  $^{137}\text{Cs}$  (Рис. 2) природним, лужно- та кислотно-модифікованими цеолітами Сокириницького родовища показали, що найвищі значення ступеню сорбції як до  $^{90}\text{Sr}$ , так і  $^{137}\text{Cs}$  встановлені при сорбції лужно-модифікованим цеолітом (максимальний ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  – 62,2%;  $^{137}\text{Cs}$  – 98,8%). Нижчі значення ступеню сорбції  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  спостерігалися в експериментах з природним цеолітом (максимальний ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  – 55,4%;  $^{137}\text{Cs}$  – 90,2%). Найнижчий ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  встановлений при сорбції кислотномодифікованим цеолітом (максимальний ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  – 18,3%;  $^{137}\text{Cs}$  – 85,1%).

Специфічність та ємність цеолітів до цезію та стронцію визначається співвідношенням  $\text{Al/Si}$  та вмістом в них іонів  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , що локалізовані в пустотах кристалічної ґратки в гідратному оточенні [12], особливостями пустот і каналів, співвідношен-

ням з їх розмірами обмінних іонів [13], селективністю обмінних центрів.



**Рис. 1** Дифрактограми цеолітів Сокириницького родовища: А – природного; Б – модифікованого  $\text{NaOH}$ ; В – модифікованого  $\text{HCl}$ . Q – кварц, Sl – слюда; Cl – кліноптилоліт.

**Fig. 1** Diffractograms of zeolites from Sokirnyts'ke deposit: A – nature; B – modified by  $\text{NaOH}$ ; B – modified by  $\text{HCl}$ . Q – quartz; Sl – mica; Cl – clinoptilolite.

Проведені авторами СЕМ/ЕДС дослідження зразків показали, що відбувається перерозподіл обмінних катіонів і вміст катіонів у ґратці мінералу. Природний цеоліт належить до калій-кальцієвих кліноптилолітів. Цеоліт, модифікований  $\text{NaOH}$ , – до натрій-калієвих, при цьому збільшується вміст  $\text{Na}$ , зменшується –  $\text{K}$  і зменшується  $\text{Al}$  у ґратці. Цеоліт, модифікований  $\text{HCl}$ , належить до калій-натрієвих: зменшуються кількість обмінних катіонів  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$  і особливо  $\text{K}$ , а також зменшується вміст  $\text{Fe}$ ,  $\text{Al}$  у ґратці і збільшується вміст  $\text{Si}$  у ґратці. В роботі [14] показано, що обмінні катіони

при сорбції цезію клинотилітом в більшій мірі є  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  та  $\text{Na}^+$ , ніж  $\text{K}^+$ . Співвідношення  $\text{Si}/\text{Al}$  збільшується у ряду: цеоліт природний (4,27) → цеоліт, модифікований  $\text{NaOH}$  (4,32), → цеоліт, модифікований  $\text{HCl}$  (6,34). Тобто, цеоліт природний і цеоліт, модифікований  $\text{NaOH}$ , відносяться до низькокремністих, які відрізняються в порівнянні з висококремністими (цеоліт, модифікований  $\text{HCl}$ ) підвищеною адсорбційною ємністю [15].

Час встановлення рівноваги при сорбції  $^{90}\text{Sr}$  досліджуваними цеолітами складає від 2-х до 14-ти діб. Рівновага при сорбції  $^{137}\text{Cs}$  встановлюється за 2-4 доби від початку експерименту для всіх досліджених зразків цеолітів. При збільшенні часу контакту сорбенту з розчином ступінь сорбції практично не змінюється.

Таким чином, за ефективністю сорбції  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  (збільшення ступеню сорбції та зменшення часу встановлення рівноваги) розглянуті сорбенти можна розташувати в послідовності: лужно-модифікований цеоліт (Na-форма) > природний цеоліт (Ca-форма) > кислотномодифікований цеоліт (H-форма).

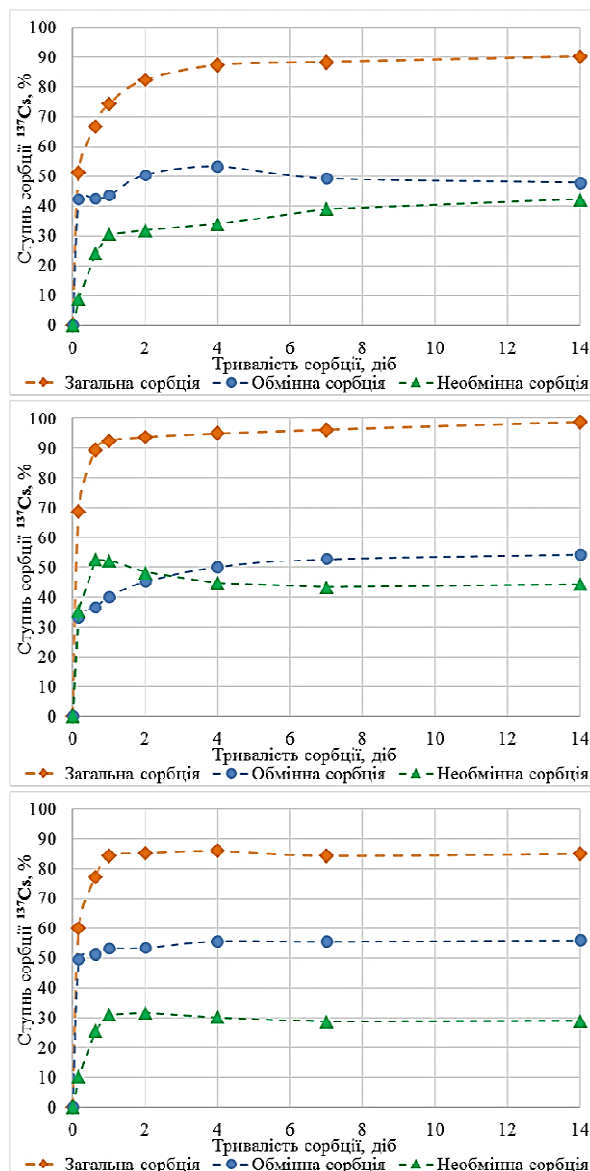
Тобто, серед досліджуваних зразків сорбентів найбільш ефективним щодо  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  є лужномодифікований в лабораторних умовах цеоліт. Отже, модифікація природних сорбентів натрієм підвищує ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  та  $^{137}\text{Cs}$  (на 10-15%).

Під час сорбції  $^{90}\text{Sr}$  (Рис. 3) та  $^{137}\text{Cs}$  (Рис. 2) цеолітами Сокирицького родовища, спостерігається переважання (до 20%) вмісту обмінної форми сорбції  $^{137}\text{Cs}$  та  $^{90}\text{Sr}$  над необмінною формою.

Сорбція  $^{137}\text{Cs}$  (Рис. 2) умовно ділиться на два етапи: на першому (до 2<sup>ї</sup> доби експерименту) спостерігається швидке збільшення частки як обмінної так і необмінної форм сорбції; на другому (після 2<sup>ї</sup> доби експерименту) дуже повільне збільшення частки обох форм сорбції.

Сорбція  $^{90}\text{Sr}$  (Рис. 3) проходить аналогічним чином в два етапи: на першому спостерігається швидке збільшення обох форм сорбції, а на другому – повільне. На кінець експерименту (14 доба) вміст обох форм сорбованих  $^{137}\text{Cs}$  та  $^{90}\text{Sr}$  практично однаковий, за винятком експерименту з сорбції  $^{137}\text{Cs}$  на кислотномодифікованому цеоліті (вміст обмінної форми вдвічі переважає над вмістом необмінної форми).

Результати визначення форм знаходження сорбованих радіонуклідів показали, що при сорбції  $^{90}\text{Sr}$  природним та лужномодифікованим цеолітами характерне переважання іонообмінної форми сорбції в межах до 20%, а при сорбції кислотномодифікованим цеолітом – рівність обмінної та необмінної форм.

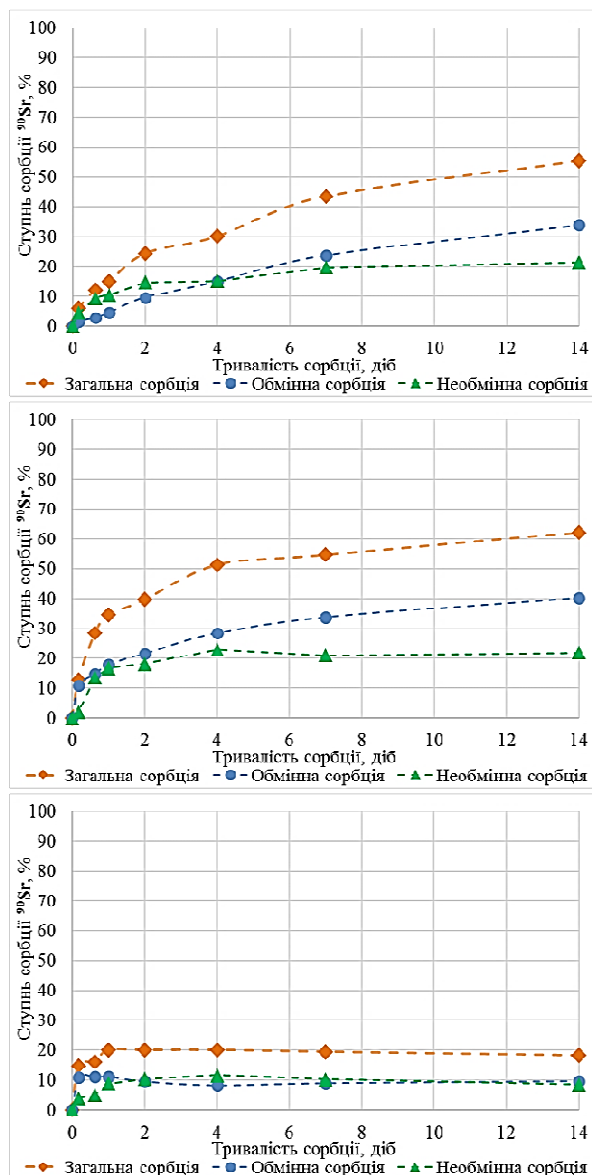


**Рис. 2** Сорбція  $^{137}\text{Cs}$  цеолітами Сокирицького родовища: А – природного; Б – лужномодифікованого; В – кислотномодифікованого.

**Fig. 2** Sorption of  $^{137}\text{Cs}$  by zeolites from Sokirnyts'ke deposit: А – nature; Б – modified by  $\text{NaOH}$ ; В – modified by  $\text{HCl}$ .

При сорбції  $^{137}\text{Cs}$  природним та лужномодифікованим цеолітами характерне переважання іонообмінної форми в межах до 10%, при чому при сорбції лужномодифікованим цеолітом до 2<sup>ї</sup> доби експерименту спостерігали переважання вмісту необмінно сорбованого цезію на 10%. При сорбції  $^{137}\text{Cs}$  лужномодифікованим цеолітом протягом всього експерименту (14 діб) спостерігали переважання обмінної форми сорбції над необмінною в два рази.





**Рис. 3** Сорбція  $^{90}\text{Sr}$  цеолітами Сокирницького родовища: А – природного; Б – лужно-модифікованого; В – кислотно модифікованого.

**Fig. 3** Sorption of  $^{90}\text{Sr}$  by zeolites from Sokirnyts'ke deposit: A – nature; Б – modified by NaOH; В – modified by HCl.

### Висновки

1. Однією з головних особливостей цеолітів є висока сорбційна здатність до різних радіонуклідів. В даній роботі було проведено дослідження сорбції  $^{90}\text{Sr}$  і  $^{137}\text{Cs}$  природним (Са-форма), кислотно- (Н-форма) та лужно-модифікованими (Na-форма) цеолітами Сокирницького родовища.

2. Дослідження кінетики сорбції показало, що ступінь сорбції  $^{90}\text{Sr}$  на лужно-модифікованому цеоліті за рівноважних умов перевищує 62 %. Для природного та кислотно-модифікованого зразків цеолітів цей показник нижчий і складає 55 і 18 % відповідно.

3. Сорбційна здатність лужно-модифікованому цеоліту Сокирницького родовища відносно  $^{137}\text{Cs}$  перевищує 98% від початкової активності радіонукліду.

Для природного та кислотно-модифікованого зразків цеолітів сорбційна здатність нижча і складає 90 і 85% відповідно.

4. Частка необмінно поглинутих  $^{137}\text{Cs}$  та  $^{90}\text{Sr}$  на 0 – 20% нижча від частки обмінно поглинутих практично для всіх зразків сорбентів у всіх точках експерименту, окрім двох виключень: 1) при сорбції  $^{137}\text{Cs}$  лужно-модифікованим цеолітом до 2-ої доби експерименту – необмінна форма переважає на 10% обмінну; 2) при сорбції  $^{137}\text{Cs}$  кислотно-модифікованим цеолітом – обмінна форма вдвічі переважає необмінну протягом всього експерименту.

5. Лабораторна модифікація природного цеоліту гідроксидом натрію підвищує ступінь сорбції як  $^{90}\text{Sr}$ , так і  $^{137}\text{Cs}$  на 10-15%

### Література

1. Разработка национальной стратегии и концепции по обращению с радиоактивными отходами в Украине, включая стратегию обращения с радиоактивными отходами НАЭК «Энергоатом»: проект TACIS U4.03/04, (2008), под общей ред.В.М. Шестопалова, Вид-во «Промінь», Київ, Україна, Т.1, 500 с., Т.2, 320 с.
2. Никифоров, А.С., Куличенко, В.В., Жихарев, М.И. (1985), *Обезвреживание жидких радиоактивных отходов*, Энергоатомиздат, Москва, РФ, 184 с.
3. The Clay Minerals Society Glossary for Clay Science Project, (2003), 88 p.
4. Smith, J.V. (1984), *Definition of a zeolite*, Zeolites, Vol. 4, Issue 4, pp. 309-310.
5. Брек, Д. (1976), *Цеолитовые молекулярные сита*, Мир, Москва, РФ, 781 с.
6. Колябіна, І. Л., Субботін, А. Г., Деревська, К.І., Шумлянський, В.О. (2011), *Мінеральні сорбенти для захисного шару приповерхневих сховищ радіоактивних відходів*, Логос, Київ, Україна, 208 с.
7. Методы определения микроэлементов в природных объектах, (1968), МГУ, Москва, РФ, 400 с.
8. Кононенко, Л.В., Колябіна, І.Л., Коромысличенко, Т.И. (2007), *Кинетика обменного и необменного поглощения цезия-137 дерново-подзолистей почвой*, Збірник наукових праць ІГНС, Вип. 14, Київ, Україна, С. 48-55.
9. Кононенко, Л.В., Колябіна, І.Л., Маничев, В.И., Коромысличенко, Т.И. (2010), *Кинетика сорбции цезия-137 и стронция-90 глинами*, Мінералогічний журнал, Вип. 32, № 3, Київ, Україна, С. 89-95.
10. Ярошенко, К.К., Бондаренко, Г.М. *Особенности кинетики сорбции стронция-90 модифицированными цеолитами сокирницького родовища*, Збірник наукових праць Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Виконавчий комітет Кременчуцької міської ради, Вип. 6, Київ, Кременчук, Україна, С. 60-66.
11. Powder diffraction file 2003, (2003), PDF-2, Database, Sef. 1-89.
12. Кузнецов, Ю.В., Щербетковский, В.Н., Трусов, А.Г. (1974), *Основы очистки воды от радиоактивных загрязнений*, Атомиздат, Москва, РФ, 360 с.
13. Тарасевич, Ю.И. (1981), *Природные сорбенты в процессах очистки воды*, Наукова Думка, Київ, Україна, 206 с.
14. Цицишвили, Г.В., Андроникашвили, Т.Г., Киров, Г.Н. (1985), *Природные цеолиты*, Москва, РФ, 224 с.
15. Rajec, P., Dominova, K. (2008), *Cesium exchange reaction on natural and modified clinoptilolite zeolites*, J. Radioanal. Nucl. Chem, Vol. 275, № 3, pp. 503–508.



## References

1. *Razrobotka nacional'noj strategii i koncepcii po obrashheniju s radioaktivnymi othodami v Ukraine, vključaja strategiju obrashhenija s radioaktivnymi othodami*, (2008), NAEK «EnergoAtom»: project TACIS U4.03/04, pod obshhej redakciej Shestopalova, V.M., Vydavnytstvo «Promin», Vol. 1, Kyiv, UA, 500 p., Vol. 2, Kyiv, UA, 320 p.
2. Nikiforov, A.S., Kulichenko, V.V., Zhiharev, M.I. (1985), *Obezvrezhivanie zhidkih radioaktivnyh othodov*, Energoatomizdat, Moscow, RU, 184 p.
3. *The Clay Minerals Society Glossary for Clay Science Project*, (2003), 88 p.
4. Smith, J.V. (1984), *Definition of a zeolite*, Zeolites, Vol. 4, Issue 4, pp. 309-310.
5. Brek, D. (1976), *Ceolitovye molekulyarnye sita*, Mir, Moscow, RU, 781 p.
6. Koliabina, I.L., Subbotin, A.G., Derevs'ka, K.I., Shumlyans'kyi, V.O. (2011), *Mineral'ni sorbenty dlya zahysnogo sharu pryverhnevnyh shovyshch radioaktivnyh vidhodiv*, Logos, Kyiv, UA, 208 p.
7. *Metody opredelenija mikroelementov v prirodnyh ob'ektah*, (1986), MGU, Moscow, RU, 400 p.
8. Kononenko, L.V., Koliabina, I.L., Koromyslichenko, T.I. (2007), *Kinetika obmennogo i neobmennogo pogloscheniya cezija-137 dervno-podzolistoy pochvoy. Zbirnyk naukovykh prats, Instytut heokhimii navkolyshnoho seredovyscha*, ed.14, Kyiv, UA, pp. 48-55.
9. Kononenko, L.V., Koliabina, I.L., Manichev, V.I., Koromyslichenko, T.I. (2010), *Kinetika sorbcii cezija-137 i stroncija-90 glinami*, Mineralohichnyi zhurnal, Vol. 32, № 3, Kyiv, UA, pp. 89-95.
10. Yaroshenko, K.K., Bondarenko, G.M. (2013), *Osoblyvosti kinetyky sorbstii strontsiu-90 modyfikovanymy tseolitamy Sokyrnytskoho rodovyscha*, Naukovyi zhurnal Tekhnohennno-ekolohichna bezpeka ta tsyvilnyi zakhyst, DU «Instytut heokhimii navkolyshnoho seredovyscha NAN Ukrainy», Vykonavchyi komitet Kremenchutskoi miskoi rady, ed.6, Kyiv, Kremenchuk, UA, pp. 60-66.
11. *Powder diffraction file 2003*, (2003), PDF-2, Database, Sef. 1-89.
12. Kuznetsov, Yu.V., Schebetkovskiy, V.N., Trusov, A.G. (1974), *Osnovy ochistki vody ot radioaktivnyh zagriazneniy*, Atomizdat, Moscow, RU, 360 p.
13. Tarasevich, Yu.I. (1981), *Prirodnye sorbenty v processah ochistki vody*, Naukova Dumka, Kyiv, UA, 206 p.
14. Cicishvili, G.V., Andronikashvili, T.G., Kirov, G.N. (1985), *Prirodnye ceolity*, Moscow, RU, 224 p.
15. Rajec, P., Dominova, K. (2008), *Cesium exchange reaction on natural and modified clinoptilolite zeolites*, J. Radioanal. Nucl. Chem., Vol. 275, № 3, pp. 503-508.

# СОРБЦИЯ <sup>90</sup>Sr И <sup>137</sup>Cs ИЗ МОДЕЛЬНЫХ РАСТВОРОВ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ НА ПРИРОДНОМ И МОДИФИЦИРОВАННЫХ ЦЕОЛИТАХ СОКИРНИЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ярошенко К.К. ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», igns\_yaroshenko@gmail.com

Шабалин Б.Г. д.г.н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», b\_shabalin@ukr.net

Колябина И.Л. к.г.н., Институт геологических наук НАН Украины, kolira\_igns@i.ua

Бондаренко Г.Н. д.г.-м.н., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», bogernik34@gmail.com

Проблема переработки жидких радиоактивных отходов (ЖРО) атомных электростанций Украины является актуальной, поскольку действующая на украинских атомных электростанциях схема переработки загрязненных радионуклидами растворов путем глубокого упаривания и последующей кристаллизации радионуклидов в виде растворимых солей имеет целый ряд существенных недостатков, а конечные продукты переработки (кубовый остаток, отработанные сорбенты и шламы, солевой плав) не отвечают критериям их приемки на долгосрочное хранение и захоронение. Одной из перспективных схем переработки ЖРО считают схему, в которой используют методы селективной сорбции с использованием естественных и модифицированных сорбентов. В статье приведены результаты исследования кинетики сорбции <sup>90</sup>Sr и <sup>137</sup>Cs естественным, кислотно- и щелочно-модифицированным цеолитами Сокирницкого месторождения. Установлено, что максимальная степень сорбции <sup>90</sup>Sr естественным цеолитом на протяжении эксперимента (14 суток) составляет 55%, <sup>137</sup>Cs - 90%. Максимальная степень сорбции <sup>90</sup>Sr щелочно-модифицированным цеолитом составляет 62,2%, а <sup>137</sup>Cs - 98,78%. Для кислотно-модифицированного цеолита максимальная степень сорбции <sup>90</sup>Sr составляет 18%, а <sup>137</sup>Cs - 85%. Таким образом можно сделать вывод, который из исследуемых цеолитов наиболее эффективным сорбентом относительно <sup>90</sup>Sr и <sup>137</sup>Cs есть щелочно-модифицированный цеолит (Na форма). Таким образом, модификация естественного цеолита гидроксидом натрия повышает степень сорбции как <sup>90</sup>Sr, так и <sup>137</sup>Cs на 10 - 15%. Результаты определения форм нахождения сорбированных радионуклидов показали, что при сорбции <sup>90</sup>Sr естественным и щелочно-модифицированным цеолитами характерно преобладание ионообменной формы сорбции в пределах до 20%, а при сорбции кислотно-модифицированным цеолитом - равенство обменной и необменной форм. При сорбции <sup>137</sup>Cs естественным и щелочно-модифицированным цеолитами характерно преобладание ионообменной формы в пределах до 10%, при чем при сорбции щелочно-модифицированным цеолитом до 2-х суток эксперимента наблюдали преобладание содержимого необменно сорбированного цезия на 10%. При сорбции <sup>137</sup>Cs щелочно-модифицированным цеолитом на протяжении всего эксперимента (14 суток) наблюдали преобладание обменной формы сорбции над необменной в два раза.

**Ключевые слова:** жидкие радиоактивные отходы, сорбция, цеолит, стронций-90, цезий-137.

# SORPTION OF <sup>90</sup>Sr AND <sup>137</sup>Cs FROM THE MODEL SOLUTIONS OF LIQUID RADIOACTIVE WASTES ON NATURE AND MODIFIED ZEOLITES OF SOKIRNITSKE DEPOSIT

Yaroshenko K.K. Research Assistant, SI «Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine», igns\_yaroshenko@gmail.com

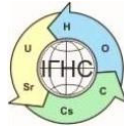
Shabalin B.G. D.Sc. (Geol.), SI «Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine», b\_shabalin@ukr.net

Koliabina I.L. Ph.D. (Geol.), Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, kolira\_igns@i.ua

Bondarenko G.M. D.Sc. (Geol.), SI «Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine», bogernik34@gmail.com

*The liquid radioactive waste (LRW) management at the Ukrainian nuclear power plants is an urgent problem since the scheme of treatment of radionuclide-bearing solutions by deep evaporation with subsequent crystallization of radionuclides in the form of soluble salts has a number of serious drawbacks and the final products of the treatment (vat residue, spent sorbents and sludges, salts) do not meet the acceptance criteria for long-term storage and disposal. One of the promising LRW treatment schemes is the one using methods of selective sorption by natural and modified sorbents. The article presents the results of the study of the kinetics of  $^{90}\text{Sr}$  and  $^{137}\text{Cs}$  sorption by natural, acid- and alkaline-modified zeolites from Sokirnyts'ke deposit. The maximum degree of sorption on natural zeolite during the experiment (14 days) was 55% for  $^{90}\text{Sr}$  and 90% for  $^{137}\text{Cs}$ . The maximum degree of  $^{90}\text{Sr}$  and  $^{137}\text{Cs}$  sorption on alkaline-modified zeolite was 62.2% and 98.78%, respectively. For acid-modified zeolite, the maximum sorption degree of  $^{90}\text{Sr}$  was 18% and of  $^{137}\text{Cs}$  – 85%. Thus, it can be inferred that among the studied zeolites, the most effective sorbent of  $^{90}\text{Sr}$  and  $^{137}\text{Cs}$  is alkaline-modified zeolite (Na-form). Sodium hydroxide modification of the natural zeolite increases the sorption degree of both  $^{90}\text{Sr}$  and  $^{137}\text{Cs}$  by 10 - 15%. The results of determining the forms of being of the adsorbed radionuclides indicated that the sorption of  $^{90}\text{Sr}$  on natural and alkaline-modified zeolites is characterized by up to 20% predominance of ion-exchangeable forms, and sorption on acid-modified zeolite – by the equality of exchangeable and non-exchangeable forms. The sorption of  $^{137}\text{Cs}$  on natural and alkaline-modified zeolites is characterized by up to 10% predominance of ion-exchangeable form. In the case of the alkaline-modified zeolite, 10% predominance of non-exchangeable adsorbed cesium form was observed during the first 2 days of the experiment. During the sorption of  $^{137}\text{Cs}$  on alkaline-modified zeolite, double predominance of the exchangeable form over the non-exchangeable was observed during the whole experiment (14 days).*

**Keywords:** liquid radioactive wastes, sorption, zeolite, strontium-90, cesium-137.



<https://doi.org/10.15407/geotech2019>.

УДК 553.49:550.42

**Ю.О. Фомін, Ю.М. Деміхов, В.Г. Верховцев, Т.В. Дудар**

**Фомін Ю.О.**, канд. геол.-мін. н., пров. наук. співр. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», yaf1941@gmail.com

**Деміхов Ю.М.**, канд. геол.-мін. н., зав. лаб. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», u\_demikhov@ukr.net

**Верховцев В.Г.**, докт. геол. н., зав. відділом ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Verkhovtsev@ukr.net.

**Дудар Т.В.**, канд. геол.-мін. н., доцент, ст. наук. співр. ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», tamadudar@ukr.net

## ФОРМИ ЗНАХОДЖЕННЯ ЕЛЕМЕНТІВ-СУПУТНИКІВ УРАНУ У АЛЬБІТИТАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

У статті розглянуто форми знаходження елементів-супутників урану, якими можуть бути як особисті концентратори, так і звичайні породоутворюючі мінерали. До перших відносяться самородні метали – золото, вісмут, свинець; сульфіді Cu, Zn, Pb, Ni, Co; монацит (Th), циркон (Zr, Th). Прикладами другої групи мінералів є польові шпати з рубідієм, стронцієм, свинцем; егірин, рібекит, сфен з ванадієм. Елементи-супутники розглянуто за такою системою: радіоактивні, сидерофільні, халькофільні, рідкісні та рідкісноземельні елементи, а також елементи-мінералізатори в межах досліджених альбітитових родовищ урану. Серед форм знаходження урану у системах альбітитових родовищ виділено чотири. Це (1) власне уранові мінерали; (2) високо радіоактивні акцесорні мінерали; (3) уран, розсіяний в породо- і рудоутворюючих мінералах; (4) уран мобілізований (сорбований) вторинними мінералами. Найбільш висока рухливість металів фіксується в області підземних і поверхневих вод, а також у ґрунтах та верхніх частинах кори вивітрювання. Із радіоактивних металів найбільша рухливість притаманна урану (найбільш широкі вторинні ореоли), радій концентрується ближче до первинних уранових руд, відносно стабільним є торій, пов'язаний з монацитом. З урахуванням геолого-геохімічних характеристик альбітитових родовищ, а також ландшафтно-геохімічних особливостей Інгульського мегаблоку (взаємоперехід лісостепової і степової зон), регіон здається дуже перспективним для формування молодих поверхневих концентрацій урану і елементів-супутників (Ni, Co, Zn, V, Cu, Mo, Pb). Всі описані складові рудної маси родовищ альбітитової формації, крім безпосередньо уранових мінералів, є відходами промислової розробки, які були (і будуть) складовані. По суті це подрібнений мінеральний концентрат, збагачений ураном та описаними домішками і поміщений в умови гіпергенних процесів, сприятливих для окислювання та розкладання. Прогнозованим є виніс металів (у більшості випадків отруйних) атмосферними водами в сучасну гідромережу, подальшу їх міграцію у систему підземних вод, поступове проникнення у ґрунти і біологічні об'єкти.

**Ключові слова:** елементи-супутники урану, урановорудні альбітити, альбітитова формація, форми знаходження урану, рухливість металів

**Вступ.** В попередній розробці [1], присвяченій питанням прикладної геохімії уранвміщуючих альбітитів Українського щита, показано закономірності концентрації і розсіювання різних елементів в процесі формування та руйнації родовищ цієї формації. Підкреслимо при цьому, що накопичення елементів виникало у складі різних речовинних комплексів (і асоціацій) мінералоутворюючої системи, а саме – безпосередньо в породах вміщуючого едукту, у тій чи іншій мірі діафторованих в умовах регресивного процесу, в колорудних натрієво-карбонатних метасоматитах (альбітитах) та уранових рудах. Причому, аж ніяк не обов'язково у промислових рудах, саме які ідуть на переробку, на відміну від решти мінеральної маси, утворюючої відвали відпрацьованих (зруйнованих людиною) ділянок родовищ. Розглянуті елементи, в деякій мірі умовно, ми називаємо елементами-супутниками урану. Іншою не менш важливою спе-

цифікою досліджених альбітитових родовищ є їх природне руйнування внаслідок процесів вивітрювання (для Українського щита – це каолінітовий тип) і ерозії.

У розробці, яка пропонується, маємо розглянути форми знаходження елементів-супутників урану, якими можуть бути як особисті концентратори, так і звичайні породоутворюючі мінерали. До перших відносяться самородні метали – золото, вісмут, свинець; сульфіді Cu, Zn, Pb, Ni, Co; монацит (Th), циркон (Zr, Th). Прикладами другої групи мінералів є польові шпати з рубідієм, стронцієм, свинцем; егірин, рібекит, сфен з ванадієм. При розробці уранових родовищ всі ці мінерали ідуть у промислові відвали зі всіма витікаючими економічними і екологічними наслідками. Але ж вони можуть суттєво збільшити комплексну цінність уранового зруденіння.

Прийняту типізацію елементів з виділенням груп

радіоактивних, сидерофільних, халькофільних, рідкісних та рідкісноземельних, а також елементів-мінералізаторів в межах вивчених альбітитових родовищ урану Інгульського мегаблоку [1] вважаємо за необхідне зберегти. Опис елементів проведено саме згідно цієї системи.

**Мета роботи:** дослідити особливості речовинних комплексів мінералоутворюючих систем урановорудних альбітитів Українського щита.

#### Радіоактивні елементи.

Поміж форм знаходження **урану** в мінералоутворюючих системах родовищ виділяється уран власних (первинних і вторинних) мінералів, високорадіоактивних акцесорних мінералів, розсіяний в породо- і рудоутворюючих мінералах, а також мобілізований (сорбований) вторинними мінералами.

**1. Власне уранові мінерали.** В рудах більшості родовищ основна маса урану пов'язана з первинними мінералами – бранеритом і уранінітом різного кількісного співвідношення та різного ступеню змінення [2, 3].

Бранерит об'єктів різниться концентрацією  $\text{TiO}_2$ : від близької до стехіометричної на Ватутінському родовищі (29,5-33,0 %) до завищеної на Новокосятинівському, Мічурінському і особливо Северинівському родовищах (33,4-38,3 %). Це підвищення, на думку авторів [2], може бути пов'язано з розвитком оксидів титану при руйнуванні мінералу, що підтверджується, частково, тим, що на Северинівському родовищі бранерит часто утворює тонкокристалеві агрегати в асоціації з оксидом урану (настураном). Із інших компонентів в бранериті всіх об'єктів встановлено підвищений вміст (%)  $\text{PbO}$  (1,6-11,2) і  $\text{CaO}$  (0,3-14,0).

Уранініт також може вмішувати свинець (17,4-20,5 %  $\text{PbO}$  в рудах Ватутінського і Новокосятинівського родовищ). Проте, на Северинівському родовищі він (часто в асоціації з гематитом) представлений безсвинцевим кальцієвим різновидом ( $\text{CaO}$  11,5 %;  $\text{PbO}$  1,2-2,2,8 %) і, згідно з І.Г. Мінеєвою [2], є продуктом постальбітитового відновлювального епігенезу. Ф.І. Ракоч (1985), яка ретельно вивчала речовинний склад руд Новокосятинівського родовища, віддає пріоритет саме уранініту, виділяючи, як мінімум, дві його генерації: ранню у вигляді ідіоморфних кристалів у зв'язку з альбітом, апатитом, цирконом і більш пізню (і головну) у вигляді вкрапленості і гніздуотворених виділень у зрощенні з карбонатами, альбітом, егірином, сфеном, флогопітом. Ці спостереження підтверджують інформацію про співвідношення власне альбітитів і уранових руд. Підкреслюючи близьке у часі формування основної маси уранініту і бранериту, автор відмічає також для рудних зон заміщення уранініту уранатами, силікатами та гідрооксидами уранілу. На Мічурінському родовищі уранініт не встановлений; передбачається, що він заміщений настураном, який, у

свою чергу, в умовах зони окислення легко переходить в гідронастуран. Присутній настуран і на інших об'єктах.

З уранових мінералів спірного генезису відмітимо ненадквіт і кофініт [2, 3]. Ненадквіт був виділений в складі руд Мічурінського, Північно-Коноплянського і Ватутінського родовищ як первинний силікат  $\text{U}$  з суттєвою домішкою  $\text{Ti}$ . Детальні дослідження показали, що «ненадквіт» є сумішшю декількох фаз – оксидів і силікатів  $\text{U}^{6+}$ , включаючи гідронастуран, ургіт, кофініт, болтвудит-казоліт, реліктовий уранініт, а також анатаз, рутил, малакон, гематит, галеніт і самородний свинець. Передбачається, що це продукт «древнього окислення бранериту, не тільки неодноразово заміщеного гідрооксидами шестивалентного урану, але і відчувшого дію древніх відновлювальних процесів». Кофініт (також силікат урану) присутній на всіх об'єктах. На Мічурінському родовищі його вважають самостійним гіпогенним мінералом, який утворився одночасно з ненадквитом і бранеритом (в асоціації з флогопітом, гідробітітом, епідотом), які передують уранініту. На Новокос-тянтинівському родовищі, як відмічалось вище, кофініт разом з іншими вторинними мінералами урану заміщує уранініт. Дуже показовим є той факт, що уранініт і кофініт виявляються головними мінералами пере-відкладених руд молодого прояву Обгінне.

До числа типово гіпергенних мінералів урану, розвинутих на альбітитових родовищах дуже широко і різноманітно, віднесені: оксиди і гідрооксиди (уранова чернь, гідронастуран, ургіт, маскоїт, ураносферит, фурмарьєрит); силікати (уранофан, болтвудит, казоліт, бетауранотіл); фосфати (нінгіотит, отеніт, дюмонтит, парсонсит, фосфураніліт); ванадати (карнотит, туюмуніт, сензьєрит, франсвіліт).

Підкреслимо два суттєвих моменти. По-перше, на всіх вивчених родовищах виявлена як первинна – бранерит, уранініт, настуран та деякі інші, так і вторинна уранова мінералізація – оксиди, гідрооксиди, силікати, фосфати, ванадати урану. По-друге, одні й ті ж мінерали утворюють різні генерації у складі новоутворених і регенованих мінеральних асоціацій.

**2. Високорадіоактивні акцесорні мінерали.** На всіх родовищах широко розвинені циркон (із всіма різновидами), монацит, сфен, апатит, розповсюджений також уранвміщуючий ільменіт (давідіт), епізодично відмічаються ортит, ксенотим, торит.

Для Новокосятинівського родовища особливо характерні циркон, аршиновит, малакон. Уран у цих мінералах у кількості від десятків і перших сотень г/т до перших % (коефіцієнт концентрації 10-100) ізоморфно заміщує  $\text{Zr}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Th}$ , тобто входить в кристалічну решітку. Вважається, що він стійко утримується в решітці при руйнуванні мінералів. Разом з тим, дослідженнями М.С. Ходоровського [2], показана можливість перерозподілу цих елементів, зокрема урану, в

«наскрізних» акцесоріях з можливим порушенням кристалічної решітки мінералів і частковим переходом їх в розчинений стан. Порівняння реліктових і новостворених генерацій апатиту і циркону демонструє різну тен-

денцію (табл. 1): в апатитах вміст урану зростає від реліктових генерацій в гранітах до новоутворених в альбітитах; в цирконах, сингенетичних альбітитах, навпаки, воно знижується.

**Таблиця 1.** Концентрація урану в акцесорних мінералах лужних метасоматитів Новокостянтинівського родовища (за М.С. Ходоровським і ін. [2]).

**Table 1.** Concentration of uranium in accessory minerals of alkaline metasomatites of the Novokostyantynivske deposit (according to M.S. Khodorovskiy et al [2]).

Апатит (U, г/т)		Циркон (U, г/т)		Монацит (UO <sub>2</sub> , %)		
1	2	1	2	1	2	3
6-40	30-70	350-2000	120-1200	0,79-1,40	0,19-0,31	0,36

*Примітка.* Концентрації урану визначались: в апатиті і цирконі (г/т) за допомогою рентгено-флюоресцентної установки АРФ-6; в монациті (UO<sub>2</sub>, %) рентгеноспектральним методом. Апатит, циркон: 1 – реліктовий (сингенетичний гранітам); 2 – новоутворений (сингенетичний альбітитах). Монацит: 1 – в альбітизованих гранітах і альбіт-мікроклінових метасоматитах зовнішніх зон; 2 – в рібекит-епідотових альбітитах проміжних зон; 3 – в піроксен-гранатових альбітитах внутрішніх зон.

Найбільші концентрації монациту встановлені в новоукраїнських гранітах Новокостянтинівського родовища, а також в вихідних породах і альбітитах Юр'ївського та Ватутінського родовищ. Поведінка урану в монациті метасоматичної колонки, на прикладі Новокостянтинівського родовища, аналогічна такому в цирконі; в генераціях монациту альбітитів проміжних і внутрішніх зон концентрація елемента істотно нижче, ніж в монацитах підлужених гранітів зовнішніх зон. Перерозподіл елемента, на думку авторів, міг виникати при утворенні нових генерацій акцесорних мінералів, або навіть приводити до інтенсивного формування власне мінералів U, наприклад, на межі дільниць з пізними (постальбітитовими) карбонатами і слюдами, які відіграють роль фізико-хімічних бар'єрів.

Давидіт описано в складі руд Мічурінського і Ватутінського родовищ [2, 3]. Звичайно він розглядається як первинний мінерал урану, хоча вміст елемента в ньому відносно невисокий, у всякому разі, для власне уранових мінералів (UO<sub>2</sub> 7,1-12,3 %). Проте він характеризується найбільш високою концентрацією титану (TiO<sub>2</sub> 49,1-53,7 %) і заліза (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 26,6-30,3 %), а також підвищеною кількістю свинцю (PbO 3,3-5,6 %).

**3. Уран, розсіяний в породоутворюючих і деяких акцесорних мінералах.** В плагіоклазах, мікрокліні, кварці, як показали багаточисельні, у тому числі наші, дослідження [4], уран присутній у формі відносно рівномірного, у тому чи іншому ступені диспергированого (атомарного, по В.І. Вернадському, чи молекулярного) розсіювання. Що стосується біотиту, амфіболів і піроксенів, то, в крайньому разі, для частини урану в цих мінералах передбачається сорбційна форма; в біотиті, крім того, можливі тонкі включення акцесоріїв та різні варіанти ізоморфізму. Найбільш простим поясненням підвищеної кількості урану в магнетиті і гематиті є припущення про механічний захват його атомів.

Названі форми входження металу в мінерали можуть мати суттєве значення, виходячи із значних масштабів вміщуючих (пустих) порід, не менш половини

всієї його кількості, із них 15-25 % – це уран цілком рухливий, тобто який легко вилугується [4].

**4. Уран, мобілізований вторинними процесами.** По-перше, сюди потрібно віднести т.зв. «сорбований» (легко рухливий) уран, властивий всім урановим родовищам. Зокрема, широко розповсюджено накопичення урану за рахунок сорбції в мінералах Мічурінського і Новокостянтинівського родовищ, де вони пов'язані з гідрооксидами заліза (гематитом, гідрогетитом, гідрогематитом), цоізитою, гідробіотитом, лейкоксеном, хлоритом і гідрослюдами (певно із карбонатами) [3, 5]. Дуже характерна сорбція урану в зв'язку з сульфідною мінералізацією – з піритом. Наші дослідження за допомогою трекової *f*-радіографії підтвердили цей висновок також для альбітитів і вміщуючих порід Северинівського та Ватутінського родовищ [4]. По-друге, дуже важливо звернути увагу на ділянки виявлення передальбітитових крихких деформацій і діафторезу з заміщенням вихідних мінералів новоутвореннями хлориту, епідоту, кліноцоїзиту, кальциту, гематиту, лейкоксену з урахуванням наступних обставин: 1) ці утворення широко розвинуті на всіх вивчених родовищах ураноносних альбітитів, де відіграють роль структурно-літологічної основи; 2) будучи безрудними, діафторити, тим не менш, часто містять в собі уран в підвищених кількостях – перші десятки г/т, причому уран таких зон характеризується збільшенням долі рухливих форм.

В цілому сорбційна форма урану з високою міграційною здатністю спостерігається для вторинних мінералів у всіх блоках порід, з урахуванням як вміщуючих гнейсів, мігматитів та гранітів, так і діафторитів, а також альбітитів (безрудних, слабо рудних і рудних). В гіпергенних умовах сорбційний уран може легко переходити в рухливий стан, особливо в зоні аерації і активної діяльності підземних та поверхневих вод, в тому числі атмосферних, перш за все, на дільницях, прилеглих до відвалів і гірничих виробок. В подальшому, на шляхах міграції в сприятливих умовах, тобто при наяв-

вності різних геохімічних бар'єрів, такий уран може формувати поверхневі рудні концентрації, аж до промислових родовищ.

Підкреслимо, що серед перерахованих форм відсутні такі, в яких уран зберігав би повну інертність. Навіть акцесорні мінерали – циркон і монацит виявляють ознаки регенерації з перерозподілом урану. При цьому значна частина урану у всіх блоках порід, які підлягають експлуатаційній виїмці, може бути віднесена до «рухливої», тобто має достатньо високу міграційну здатність. Цей уран може бути джерелом забруднення підземних і поверхневих вод та ґрунтів. Але він може добуватись, збільшуючи корисний вихід металу, при використанні технологій вилуговування чи формувати вторинні (молоді) його концентрації.

Ведучою формою **радію** в альбітитових родовищах, очевидно, є уранові мінерали, хоча кількісні дані про радії в них у нас відсутні. З інших мінералів радію позначений радіобарит, характерний для зон гіпергенезу, зокрема, для неоген-четвертинних зон окислення Мічурінського і Новокосянтинівського родовищ [2]. Звичайно він утворюється із розчинів, збагачених радієм, в безпосередній близькості від легкорозчинних вторинних уранових мінералів.

Головними формами знаходження **торію** у вміщуючих породах, альбітитах і рудах є акцесорні мінерали монацит, циркон з його різновидами і апатит [6].

**Монацит.** За даними В.Б. Ковалю і М.С. Ходоровського [2] вміст двоокису торію ( $\text{ThO}_2$ ) в монациті Новокосянтинівського родовища змінюється в межах 0,82-14,14 % при достатньо високій кількості мінералу. Зокрема зразки новоукраїнських альбітитів масою 0,2-0,3 кг містять в собі від одиниці до перших десятків зерен монациту. В зонах монацитвміщуючої метасоматичної колонки апогранітоїдних ураноносних альбітитів цього родовища концентрація торію змінюється несуттєво, але отримані дані свідчать геохімічну рухливість елементу в процесі альбітизації. Відмічається тісний геохімічний зв'язок Th з Si – в умовах лужного середовища кремній переходить в розчин, що в свою чергу викликає утрату монацитом торію.

В процесі вивчення мезоархейських золото-залізистих руд Балки Широкої (Чортомлицька зеленокам'яна структура, Середньопридніпровський мегаблок) нами виявлено торій-рідкісноземельну мінералізацію, представлену фторвміщуючим монацитом з тонкими включеннями фтор-apatиту [13]. У складі монациту встановлено систематичне існування трьох фаз: монацитової, чералітової і хатонітової, з яких торієносними є тільки дві останні. При цьому припускається існування неперервного ізоморфного ряду монацит – хатоніт (силікат торію) з парним (взаємним) заміщенням  $\text{Th}^{+4}\text{Si}^{+4} \leftrightarrow \text{Ca}^{+3}\text{P}^{+5}$ . Максимальна торієносність (до 0,46-5,85 ваг. %) притаманна хатонітовому мінералу, чим також підтверджується геохімічний зв'язок торію з

кремнієм. У разі зональних кристалів монациту концентрація торію у крайових зонах (в середньому) в 2,3-5,9 разів вище порівняльно з внутрішніми зонами.

**Циркон.** В цирконах вміст торію варіює в широких межах (25-1000 г/т; при кількості мінералу в альбітитах від 100 до 600 г/т) з закономірним збільшенням торієносності новостворених цирконів в порівнянні з реліктовими в напрямку від зовнішніх зон альбітитів до внутрішніх, тобто в результаті перерозподілу [2].

**Апатит.** В апатитах всіх зразків торії присутній в відносно невеликих кількостях (8-65 г/т) і також з виразним перерозподілом між різними генераціями в межах метасоматичних зон. Але при цьому вміст апатиту в породах досягає 1000 г/т. Наведені дані підтверджують відомий висновок, що ізоморфними з  $\text{Th}^{4+}$  є не тільки  $\text{U}^{4+}$ ,  $\text{TR}^{4+(3+)}$ , але і  $\text{Ca}^{2+}$  [7].

Важливо підкреслити, з одного боку, доволі високу концентрацію в породах мінералів-носіїв торію, а з іншого, – його здатність до перерозподілу навіть в умовах відносно стабільних мінеральних форм, тобто певну його рухливість.

З інших форм торію маємо назвати деякі другорядні акцесорні мінерали (сфен, можливо, гранат і ін.), а також уранові мінерали, перш за все, бранерит. Так, в бранериті Северинівського і Мічурінського родовищ встановлено 0,11-0,40 %  $\text{ThO}_2$  [1, 2]. Підвищена кількість торію відмічено в ненадкєвіті (0,01 % Th) і настурані (0,2 %  $\text{ThO}_2$ ) Мічурінського родовища.

Нерівномірність розподілу і вміст торію в системах уранових родовищ альбітитової формації (також родовищ золота Au-кварцової формації, наприкладі Східно-Юрійівського родовища) практично повністю визначається концентрацією акцесорних мінералів, перш за все, монациту і циркону, в гнейсах чечелівського літолого-стратиграфічного рівня, тобто у ранньопротерозойському фліші.

### Сидерофільні елементи.

Головними первинними мінералами **заліза** є магнетит, присутній у вміщуючих породах і, іноді, у альбітитах, також гематит, притаманний багатим урановим рудам (де він є свідомством окислювальних умов рудного середовища). Зустрічається давидіт (уранвміщуючий магнетит), що свідчить, навпаки, про відновні умови мінералоутворення. Залізо також містять усі фемічні мінерали. У зоні гіпергенезу широко розвинуті гідрооксиди заліза.

Переходячи до форм знаходження **ванадію**, відмітимо, що ванадієносність мінералів уранових альбітитів Інгульського мегаблоку в достатній мірі вивчена тільки для Ватутінського родовища [8] (табл. 2). Взагалі, згідно дослідженням Б.Ф. Мельниченка та ін. основна доля ванадію на цьому родовищі (як і на Жовторіченському) з урахуванням розповсюдженості мінералів, пов'язана з лужними піроксенами (егірином і його

ванадієвим різновидом – акмітом), а також з лужними амфіболами (рібекитом і арфведсонітом).

В альбітитах Інгульського мегаблоку акміт не виявлений, егірін, судячи з наших петрографічних спостережень, представлений звичайним (зеленим) різновидом, а лужний амфібол (в основному рібекит) не відрізняється від такого ж для Жовторіченського родовища. Тим не менш ці мінерали є також найбільш ванадієносними. Отримана нами інформація [9] про максималь-

ну концентрацію ванадію в егіринових з рібекитом (0,034-0,144 %) і, особливо, у сфен-егіринових (0,146-0,229 %) альбітитах Ватутінського родовища повністю узгоджуються з вище приведеними даними про вміст ванадію в названих мінералах і розповсюдження в альбітитах родовищ саме цих мінералів. Маємо підкреслити також ванадієносність сфену, вперше відмічену (для Мічурінського родовища) Ю.П. Єгоровим [2].

**Таблиця 2.** Вміст  $V_2O_5$  в мінералах Ватутінського родовища (Б.Ф. Мельниченко [8]).

**Table 2.** Content of  $V_2O_5$  in minerals from the Vatutinske deposit (B.F. Melnichenko [8]).

Мінерали	Вміст, %	n	Варіації, %	Середнє, %
Егірін	5-20	5	0,10-0,26	0,19
Лужний амфібол	1-10	1	0,20	0,20
Сфен	0,3-6	4	0,34-0,82	0,54
Магнетит-гематит	0,5-3	10	0,15-0,90	0,40
Циркон	0,01-0,6	3	0,08-0,77	0,31
Бранерит	0-2	8	0,10-2,54	1,03
Титанати урану	0-0,1	4	0,25-4,10	1,60
Титанати свинцю	0-0,1	3	0,40-2,75	1,20

Примітка. Вміст  $V_2O_5$  (%) встановлено методом локального рентгено-спектрального аналізу.

Тобто є всі підстави вважати егірін, сфен і рібекит основними носіями ванадію (у вигляді ізоморфної домішки) в рудовміщуючих альбітитах Інгульського мегаблоку. Деяка кількість ванадію, як видно із даних тих же авторів, може розподілятися в метаморфічних породах (гнейсах) між роговими обманками і біотитами, ізоморфно заміщуючи  $Mg$  і  $Fe^{2+}$ , а також  $Fe^{3+}$  і  $Ti$ . Здається, вони цілком можуть давати фоновий вміст елементу в породах і рудах. Вміст  $V_2O_5$  в вихідних амфіболах та біотитах Жовторіченського родовища теж підвищений: 0,12-0,19 і 0,11 % відповідно. З інших породоутворюючих мінералів цього родовища підвищеною кількістю  $V_2O_5$  відрізняється гранат: 0-1,26; середнє по 4 зразкам 0,66 % [8, 10].

Наші дані [11] з розподілу ванадію в піритах ( $Fe^{2+}$ ), визначені на основі атомно-абсорбційного аналізу, також свідчать про незначну, роль цього мінералу в спільному балансі елементу: вміст його в піритах діафоритів, альбітизованих порід і альбітитів Северинівського родовища не перевищує 10-25 г/т.

У рудних альбітитах головними мінералами-концентраторами ванадію, поряд з вище перерахованими, можуть бути мінерали урану – бранерит і інші титанати урану (табл. 2), а також (для Мічурінського родовища [2]) уранініт, правда кількість рудних мінералів, в порівнянні з породоутворюючими, мізерна. Підвищений вміст ванадію може бути пов'язаний із залізистими мінералами продуктивних асоціацій – гематитом, анкеритом і залізистим біотитом. Так, гематитизований магнетит Ватутінського родовища містить 0,15-0,90 %  $V_2O_5$ . Непрямим аргументом на користь цього припущення можуть також служити дані про розподіл ванадію в кальциті і доломіті ( $Mg-Fe$ ) Жовто-

річенського родовища. В доломіті вміст  $V_2O_5$  (%) суттєво вищий (0,02-0,89) в порівнянні з кальцитом (0-0,12) [10].

Підкреслимо, що генетично ванадій і уран пов'язані єдиним процесом, який протікав в окислювальних умовах лужного метасоматозу. Але, судячи з геологічних і фізико-хімічних показників, цей процес був двостадійним, включаючи більш ранній і широко проявлений натрієвий метасоматоз (альбітизацію) та локально накладені залізисто-продуктивні асоціації із значним посиленням окислювального потенціалу. Температура натрієвої стадії (на прикладі Ватутінського родовища) дорівнює 410-320°C, залізистої стадії – 240-180°C. Якщо формування багатих уранових руд проходило у другу (продуктивну) стадію, то ванадій більше всього тяжіє до першої, а саме до ізоморфного входження у темнокольорові мінерали (егірін, рібекит, можливо і ін.) і сфен. Хоча, крім того, присутність ванадію достовірно встановлена в цирконі, агнетиті-гематиті і бранериті Ватутінського, в уранініті Мічурінського та в піриті Северинівського родовищ. Так чи інакше, експлуатаційні відвали уранових родовищ альбітитої формції за будь яких умов будуть значно збагачені ванадієм – елементом в екологічному плані безумовно шкідливим.

Форми знаходження **нікелю і кобальту**. У вміщуючих альбітити метаморфічних породах значна частина  $Ni$  і  $Co$  (а також  $Cu$ ), очевидно, міститься у складі сульфідів, серед яких, поряд з піротином, піритом і халькопіритом, знайдені включення пентландита. Особливості розподілу цих елементів в сульфідах розглянуті нами на прикладі піриту Северинівського родовища [11, 12]. Найбільш висока концентрація нікелю



(до 235-255, в середньому 155 г/т) та кобальту (до 520, в середньому 300 г/т) пов'язана з генераціями піриту доальбітитових діафоритів і накладених на альбітити урановорудних асоціацій. В піриті альбітитів вміст Ni (108,8 г/т) і Co (219,5 г/т) нижче, але найнижча кількість цих елементів зафіксована в піриті пізніх (пострудних) жил – 62,7 і 59,0 г/т відповідно.

Іншою формою знаходження Ni (і Co) у вміщуючих породах і метасоматитах, очевидно, є магнезіально-залістисті силікати – піроксени, амфіболи, біотит і, особливо, хлорити. Слід підкреслити дві важливі закономірності. По-перше, нікеленосність таких мінералів суттєво підвищується із зменшенням ступеню метаморфізму порід. По-друге, більш високою виявилась нікеленосність Mg-силікатів в порівнянні з Fe-різними. Підвищена нікеленосність хлориту підтверджується матеріалами Ю.П. Сгорова [2] відносно хлориту Мічуринського родовища. Дані цього автора по піритах Мічуринського родовища співпадають також з наведеними вище матеріалами про підвищену концентрацію Ni в піриті діафоритів Северинівського родовища. Деяка кількість Ni та Co може ізоморфно входити і до магнетиту.

На підтвердження відмітимо, що найбільш високі концентрації нікелю на Северинівському та Ватутінському родовищах (500-1000 г/т) пов'язані з дайками діабазових і пікритових порфіритів чи з зонами сульфідизації в діафоритах та підлужених породах, а також, хоча і в меншому ступені, з будь-якими породами

(гнейси, мігматити, діафорити, альбітити, руди), збагаченими темнокольоровими мінералами.

В зонах гіпергенезу превалюючою формою накопичення Ni і Co є адсорбування їх глинистими мінералами та гідрооксидами Fe, а також, халцедонами. Власні мінерали – анабергит і еритрин можуть утворюватись тільки при наявності в уранових рудах мінералів миш'яку.

Власне мінералів **хрому** в урановорудних метасоматитах і вміщуючих їх породах не виявлено. Можливо  $\text{Cr}^{3+}$  входить у склад темнокольорових мінералів: піроксенів і амфіболів, а також хлориту та епідоту. Так, домішка хрому відмічена для хлоритів Мічуринського родовища [2], а в довіднику «Породоутворюючі мінерали» наведені аналізи хлоритів з концентрацією  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  від 0,54 до 7,88 % і вище.

### Халькофільні елементи.

**Форми знаходження свинцю.** Найбільш розповсюдженою формою є радіогенний свинець, що підтверджується зміною його ізотопного складу в системі: первинні породи – тектоніти (діафорити) – альбітизовані породи і безрудні альбітити – продуктивні альбітити – уранові руди (табл. 3). Якщо у вміщуючих породах і безрудних альбітитах такий свинець розсіюється в різних U- і Th-вміщуючих породоутворюючих (і/чи акцесорних) мінералах, то в продуктивних альбітитах та U рудах він може формувати власне Pb мінерали в зв'язку з мінералами урану.

**Таблиця 3.** Ізотопний склад Pb в рудах і вміщуючих породах Северинівського родовища.

**Table 3.** Isotope composition of Pb in ores and host rocks from the Severynivske deposit.

Вибірка (n)	$\text{Pb}^{206}$		$\text{Pb}^{207}$		$\text{Pb}^{208}$		$\text{Pb}^{204}$	
	варіації	середнє	варіації	середнє	варіації	середнє	варіації	середнє
1 (7)	25,8-34,4	30,6	17,9-20,4	19,6	44,6-52,5	48,6	1,0-1,5	1,2
2 (4)	30,3-48,4	35,8	15,7-20,2	17,5	33,9-51,0	45,5	1,0-1,3	1,2
3 (13)	26,0-58,9	36,5	14,8-21,7	18,3	25,5-50,8	44,1	0,5-1,5	1,1
4 (14)	26,8-51,8	36,6	11,9-21,7	18,5	32,1-51,3	43,8	0,8-1,4	1,1
5 (23)	26,2-87,4	45,7	7,7-22,3	17,0	4,2-50,2	36,2	0,5-1,5	1,1
6 (14)	53,2-85,4	75,6	8,9-14,5	11,7	5,2-31,4	12,1	0,3-0,9	0,6
7 (20)	75,1-89,2	83,6	7,4-11,6	9,4	2,1-14,79	6,5	0-0,8	0,5

*Примітка.* Вибірки: 1 – вміщуючі породи – гнейси, мігматити, граніти, пегматити; 2 – мікроклініти; 3 – діафоритовані породи, діафорити; 4 – альбітизовані породи; 5 – альбітити безрудні; 6 – альбітити слабрудні; 7 – альбітити рудні. Дані, %, випробування з горизонтів 530, 620, 710 м.

Концентрація PbO (%) в головних уранових мінералах родовищ альбітитової формації [2, 3] витримується приблизно на одному рівні, відповідно вмісту урану: в уранініті (і настуріні) вона, в основному завищена (16,8-20,5) в порівнянні з бранеритом (1,6-12,0) і ненадкєвитом (1,2-11,9); нижче всього вона в давидіті (3,3-5,6). Очевидна схожість складу ненадкєвиту з бранеритом підтверджує припущення [2], що ненадкєвит є продуктом древнього окислення бранериту.

Виключенням є гідронастурани із зони гіпергенезу Мічуринського (PbO 1,0 %) і уранініт Северинівського родовища (1,2-2,8 %), розповсюджені від поверхні до

глибини 1000 м у вигляді кристалів та ксеноморфних зерен разом з гематитом. Уранініт відноситься до кальцієвого безсвинцевого різновиду, в якому високий вміст урану ( $\text{U}_3\text{O}_8$  76,9-80,7 %), виходячи із прийнятого віку родовища (1750 млн. років за даними Д.М. Щербак), не відповідає кількості свинцю. На думку І.Г. Мінеєвої [2] такий уранініт, утворився як продукт постальбітитового відновлювального епігенезу, саме тому в окислювальних умовах він може легко розчинятись.

Мінеральні форми свинцю в уранових мінералах встановлені детальними, в тому числі електронно-мікроскопічними дослідженнями [2, 3]. Зокрема, ви-

вчення бранериту Северинівського родовища показало, що свинець у ньому фіксується у вигляді галеніту, самородного свинцю чи фази  $PbUO_4$ .

Ці ж мінерали (галеніт і самородний свинець) встановлені у складі ненадквиту і перевідкладених уранініту та кофіниту Мічурінського родовища, включаючи рудопрояр Обгінне. Широко розповсюджений галеніт в зв'язку з урановою мінералізацією також і в рудах Новокосятинівського родовища, причому, не тільки в первинних рудах, але і в зоні гіпергенного збагачення, де виникає роз'єднання Pb з Cu та Zn. В зоні неоген-четвертинного окислення цього родовища виявлені вторинні мінерали свинцю: ванадиніт (ванадат Pb),

англезіт (сульфат Pb), а також реліктовий галеніт.

Звичайний (не радіогенний) свинець також не рідкість, причому підвищені, аж до промислових концентрацій Pb (+Zn, Cu і інші елементи) завжди пов'язані з сульфідною мінералізацією. Як приклад наведемо Северинівське родовище. При вивченні горизонту 620 м в складі безрудних альбітитів периферійної частини рудної зони нами виявлені чисельні прожилково-вкраплені прояви сульфідної мінералізації (пірит, халькопірит, сфалерит, галеніт) в асоціації з кварцом, анкеритом, гематитом, флюоритом. Вміст Pb тут досягає 1 %, при кількості  $Pb^{206}$  26,2-28,8 %. З інших металів в підвищених концентраціях відмічаються Zn (1%) і Ag (до 10 г/т).

**Таблиця 4.** Вміст халькофільних елементів, золота і срібла (г/т) в піриті Северинівського родовища (за даними Ю.О. Фоміна).  
**Table 4.** The content of chalcophilic elements, gold and silver (g / t) in the pyrite from the Severynivske deposit (according to Yu. O. Fomin).

Породи (n)	Pb	Ag	Zn	Cu	Au
1 (6)	14-760	0,5-40	95-630	0,5-912	0,04-2,2
2 (10)	90-13000	0,5-60	50-850	0,5-110	0,03-1,2
3 (11)	45-1850	0,5-15	0,5-160	0,5-648	0,04-0,43
4 (7)	200-1800	0,5-7	25-1000	2-640	0,06-0,8
5 (2)	180-1300	1-5	120-900	0,5-88	0,25

*Примітка.* 1 – діафторовані породи, діафторити; 2 – альбітизовані (піддужені) породи; 3 – альбітити безрудні; 4 – альбітити слаборудні; 5 – альбітити рудні. Концентрація елементів в монофракціях піриту визначена на атомно-абсорбційному спектрофотометрі AA-8500.

Додатково нами досліджено склад піриту (найбільш розповсюдженого сульфиду). При надто нерівномірному розподілу Pb і деяких інших елементів (табл. 4) їх концентрація досягає максимальних значень в генераціях мінералу, пов'язаних переважно з діафторитами, часто піддуженими, та безрудними альбітитами. Можливо, ця група елементів пов'язана з мікрровключеннями в піриті Ag-вміщуючого галеніту, сфалериту і халькопіриту, а також самородного золота. Тим більше, що самородне золото в асоціації з сульфідами (пірит, халькопірит, сфалерит) нами виявлено в аналогічних породах Північно-Коноплянської дільниці [12]. Підкреслимо при цьому, що частина сульфідного свинцю, особливо значна в продуктивних альбітитах, має радіогенне походження, це положення добре ілюструється табл. 4.

Характерною формою існування Pb та Zn в альбітитах і рудовміщуючих породах за деякими даними може бути їх ізоморфне входження в пороудотворюючі мінерали. Носіями Zn в породах гранітоїдного ряду можуть бути гідроксил-вміщуючі біотит і амфіболи, де  $Zn^{2+}$  заміщує  $Mg^{2+}$  та  $Fe^{2+}$ ;  $Pb^{2+}$  в обмежених кількостях може ізоморфно заміщати  $Ca^{2+}$  і  $Si^{2+}$ , а також  $K^{1+}$ . Серед мінералів-носіїв цих елементів, у нашому випадку кількісно домінують польові шпати, в основному, олігоклаз і мікроклін.

Співвідношення урану, свинцю, а також вірогідних ізоморфних його «партнерів» у польових шпатах альбітитів наведені в табл. 5. Для олігоклазу найбільш

реальною формою входження Pb в решітку є заміщення їм стронцію і кальцію; вміст U тут відносно невисокий, кількість Pb в 2,5-3 рази перевищує кларк, його ізотопний склад (%):  $Pb^{206}$  26,3;  $Pb^{207}$  20,3;  $Pb^{208}$  52,2;  $Pb^{204}$  1,2 відповідає свинцю первинному, тобто який увійшов в мінерал в момент його утворення. У мікрокліні Pb може ізоморфно заміщати K. Кількість Pb (і U) тут в середньому така ж, як у олігоклазі (вміст Pb стійко вище кларкового); ізотопний склад свинцю (%):  $Pb^{206}$  25,9-39,4;  $Pb^{207}$  19,3-21,2;  $Pb^{208}$  39,8-52,3;  $Pb^{204}$  1,2-1,5 свідчить скоріш про метасоматичне його походження, ніж про суттєву радіогенну домішку.

Для альбіту переважною буде саме радіогенна домішка. Власне в альбітитах з фоновим вмістом урану (2,7-7,1 г/т) кількість свинцю нижче кларку (3-9 г/т), а його ізотопний склад (%) близький до такого для свинцю первинного:  $Pb^{206}$  26,7-31,7;  $Pb^{207}$  16,4-22,0;  $Pb^{208}$  50,0-50,8;  $Pb^{204}$  1,1-1,3. В альбітитах з завищеним (але не промисловим) вмістом урану (17,1-37,8 г/т) концентрація свинцю перевищує кларк (18-63 г/т), ізотопний склад його порушений:  $Pb^{206}$  43,8-82,4;  $Pb^{207}$  11,0-18,5;  $Pb^{208}$  6,3-36,8;  $Pb^{204}$  0,3-0,9. В рудних альбітитах з промисловим вмістом урану (904,2 г/т) кількість свинцю аномальна (435 г/т), ізотопний його склад типовий для руд:  $Pb^{206}$  86,0;  $Pb^{207}$  7,6;  $Pb^{208}$  6,6;  $Pb^{204}$  0,8.

Наведена інформація досить переконливо демонструє високу вірогідність накопичення в промислових відходах свинцю, цинку і міді.

**Таблиця 5.** Вміст свинцю та деяких інших компонентів у польових шпатах Северинівського і Ватутінського родовищ (Ю.О. Фомін)

**Table 5.** Content of lead and some other components in the feldspars from the Severynivske and Vatutinske deposits (Yu. O. Fomin)

Мінерал (п)	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Sr	U	Pb
	ваг. %.			г/т		
Олігоклаз (3)	3,13	7,79	1,70	395,5-470,3	5,7-12,3	41-49
Мікроклін (9)	0,16-0,99	1,75-4,00	10,75-13,49	32,6-348,3	6,6-27,0	24-63
Альбіт (10)	0,40-2,48	9,58-12,14	0,09-0,29	36,1-186,7	2,7-904,2	3-435

*Примітка.* Кількість петрохімічних компонентів надано на основі повного силікатного аналізу (приведено до 100 %). Концентрації мікроелементів визначені на установці АРФ-6.

**Молібден.** Спеціальних досліджень форм молібдену у складі альбітитових родовищ не проводилось. Наші аналітичні дані по Северинівському і Ватутінському родовищам в цілому підтверджують висновок [17] про зв'язок основної маси елементу з польовими шпатами. Із польових шпатів стійко підвищеною концентрацією молібдену (г/т) характеризується мікроклін – від 10 до 60, в середньому 26,9 (13 зразків); в олігоклазі кількість його дещо нижче – 5-50, в середньому 23,3 (9 зразків); в альбіті найнижча – 3-50, в середньому 18,4 (14 зразків). Треба відзначити, що в мікроклінізованих дайкових діабазях (т.зв. «сієніт-порфірах») вміст молібдену близький до такого в монофракціях мікрокліну: 26,0 г/т (5 зразків).

Про вміст молібдену у кварці вихідних порід судити важко, але в ділянках розвитку епігенетичного кварцового парагенезису без очевидних сульфідів кількість молібдену (в середньому по 11 зразкам) також підвищена (18,4 г/т). На ділянці з розвитком кварц-анкеритового з піритом, галенітом, сфалеритом і халькопіритом парагенезису на Северинівському родовищі (горизонт 620 м) зафіксована найбільш висока концентрація Мо (до 50-100 г/т), а також Ag (до 10 г/т), Pb (до 1 %), Zn (до 1 %).

У складі діафторитової і альбітитової з піритом асоціацій Северинівського родовища молібден в значних кількостях присутній завжди, хоча вміст його (г/т) варіює в широких межах: від 3-10 до 20-60. В одному зразку слаборудних альбітитів (з піритом і мінералами урану), розвинутим по діафторованим гранітам, концентрація молібдену досягає 100 г/т. Тим не менш, аналіз монофракцій піриту цього родовища присутності молібдену не показав. Ми не виключаємо можливості розвитку елементу в кварц-сульфідних і сульфідних асоціаціях у формі власних тонкодисперсних сульфідів (молібденіт, іордизіт), тим більш, що молібденіт встановлений М.Г. Корневою в урановорудних альбітитах Партизанського родовища, а також М.М. Воскресенською та ін., у складі кварц-сульфідних парагенезисів Жовторічінського залізо-уранового (також альбітитового) родовища.

**Вісмутова** мінералізація безпосередньо в альбітитах не встановлена, але широко розвинута на північних флангах Мічурінського родовища (рудопрояр Обгінне), а також в межах золоторудної частини Юрі-

ївського рудного поля (родовище Східно-Юрїївське). Власне вісмутова мінералізація складається самородним вісмутом і жозеїтом (Bi<sub>4</sub>TeS), знайдений також водний оксид U і Bi – ураносферит (Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·2UO<sub>3</sub>·3H<sub>2</sub>O). Підвищений вміст Bi (0,01 %) підмічено Ю.П. Єгоровим [3] і у складі казоліту та ненадквиту у уранових рудах Мічурінського родовища.

#### Рідкісні та рідкісноземельні елементи.

Головною формою знаходження **цирконію** в альбітитах і вміщуючих породах є циркон, а також його урановий різновид – малакон. Саме від вмісту цього мінералу залежить концентрація елементу. Найбільш детально склад циркону описано М.С. Ходоровським [2] для Новокостянтинівського родовища, де кількість його сягає 100-600 г/т. Характерними елементами-домішками, ізоморфно заміщуючими Zr, є Hf (6000-25000), Y(1000-10000), Sr (20-200), U (120-1100), Pb (30-400), Th (25-1000). В дужках наведений вміст (г/т) за даними рентгено-флюорисцентного аналізу на установці АРФ-6. Важливо підкреслити, по-перше, наскрізний характер розповсюдження циркону (як реліктового, так і новоутвореного) у всіх зонах метасоматичної колонки та, по-друге, вкрай нерівномірний характер розподілу елементів-домішок у різних генераціях мінералу, як і в метасоматичних зонах. Часто реліктовий циркон зовнішніх (непродуктивних) зон є носієм найбільш високих концентрацій Hf, Y, Sr, U. Така нерівномірність розподілу елементів-домішок, на думку авторів, свідчить про неодноразовий перерозподіл елементів у ході рудоутворюючого лужного метасоматозу.

В зоні гіпергенезу Новокостянтинівського родовища, за даними І.Г. Мінеєвої та ін. [2], поряд з цирконом, присутній вторинний мінерал тажераніт – складний оксид цирконію, кальцію і титану (Zr(CaTi)O<sub>2</sub>).

З інших форм знаходження цирконію в альбітитах, в тому числі рудних, згідно з тими ж авторами, відмічаються Zr-вміщуючі мінерали урану, зокрема бранерит Северинівського і Ватутінського родовищ (ZrO<sub>2</sub> 0,2-0,9 %), та уранініт Мічурінського родовища (1,8-2,1 %).

Відносно **берилію**: в деяких уранових мінералах Мічурінського родовища (кофініт, давідіт, казоліт) домішка Be складає 0,001-0,01 % (10-100 г/т) [2, 3].

Головним його носієм є польові шпати і слюди (в нашому випадку біотит), які при вивітрюванні стають основним джерелом елементу в екзогенних процесах [14]. В загальні вважаємо, в альбітитових рудах і вміщуючих їх породах основна маса Be, імовірно, зосереджена в породоутворюючих мінералах, переважно Савміщуючих: польових шпатах, епідоті, інших темнокольорових складових.

Головним носієм *лантанодів*, як і торію, безумовно, є монацит. Зокрема в табл. 6 наведено дані аналізу трьох зональних кристалів монациту з архейських утворень Чортомлицької зеленокам'яної структури, про

які згадувалося вище. Номери кристалів відповідають зовнішнім їх зонам (1,1; 2,1; 3,1) і внутрішнім (1,2; 2,2; 3,2) У дужках вказана кількість визначень. Аналізи зроблені на мікроаналізаторі фірми «JEOL» JCSA-733 (%).

Зовнішні зони на відміну від внутрішніх збагачені ураном і торієм, тобто чералітовим та хатонітовим міналами. Відрізняються ці зони також і спектром рідкісних земель: крайові ділянки мають підвищений вміст неодиму, більш важкого з лантанодів, і в середньому знижений вміст лантану, церію та празеодиму (легких лантанодів).

**Таблиця 6.** Склад монациту в Au-Fe рудах Балки Широкої (Чортомлицька структура) [13].

**Table 6.** The composition of monazite in the Au-Fe ores from the Balka Shyroka (Chortomlytska structure) [13].

Елемент	1.1 (4)	1.2 (3)	2.1 (2)	2.2 (3)	3.1 (2)	3.2 (2)
CaO	0,48	0,18	0,42	0,24	0,76	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,72	30,04	28,85	29,98	29,38	29,70
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,46	32,60	31,60	31,42	29,86	33,00
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,43	14,68	17,82	16,11	15,50	9,81
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	6,75	5,52	6,14	6,00	7,56
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,56	8,16	6,52	7,09	6,99	10,00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	2,62	2,47	2,61	2,54	2,19
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,21	0,35	0,30	0,28	0,66
ThO <sub>2</sub>	3,54	0,64	2,27	0,99	5,42	0,92
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,06	-	0,07	-	0,12	0,50
SiO <sub>2</sub>	0,20	0,10	0,24	0,22	0,45	-
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	-	0,01	-	0,02	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	2,00	1,00	1,80	0,11	0,08
F	0,66	0,32	0,35	0,23	0,34	0,32
Сума	96,46	98,30	97,49	97,13	97,77	95,22

### Елементи-індикатори.

Форми знаходження *стронцію, барію і рубідію*. Власне стронцієвих мінералів у вивчених родовищах не встановлено. Порівняння концентрацій стронцію в породах і рудах ураноносних альбітитів та монофракцій польових шпатів двох об'єктів (табл. 7) дає основу для висновку, що суттєва частина цього елементу у вміщуючих породах пов'язана саме з польовими шпатами – олігоклазом і мікрокліном. В плагіоклазах Sr<sup>2+</sup> ізоморфно заміщує Ca<sup>2+</sup>, в мікроклінах передбачається гетеро-валентний ізоморфізм Sr і K за типом (K<sup>1+</sup> Si<sup>4+</sup>) - (Sr<sup>2+</sup> Al<sup>3+</sup>) [15]. Визначений нами вміст в цих польових шпатах цілком порівняний з наведеними у згадуваній роботі.

В польових шпатах також визначені деякі мікродомішки (табл. 7), які, з одного боку, відображають процес формування уранових родовищ (уран, торій, радіогенний свинець), а з іншого, характерні саме для цієї групи мінералів (барій, рубідій, стронцій і частково свинець).

Найбільш інформативними для польових шпатів вивчених родовищ є рубідій і стронцій, а також рубідієво-стронцієве відношення. Рубідій, як геохімічний аналог калію, характеризується переважним накопиченням в мікрокліні, де встановлено стійко найбільш високий його вміст. В плагіоклазі концентрація рубідію значно

знижується. В метасоматичному альбіті кількість його падає аж до значення нижче порогу чутливості аналізу. Стронцій, як відомо, пов'язаний з анортитовим (кальцієвим) міналом. Тому максимальна його концентрація притаманна плагіоклазу. У мікрокліні вміст стронцію нерівномірний, але часто залишається підвищеним, особливо у зразках мігматитів і гранітів з підвищеною кількістю анортиту. Альбіт також характеризується нерівномірним розподілом елементу. І тут найбільша його кількість пов'язана з анортитовим міналом, якого в альбіті навіть більше. Можна передбачити, що первинно увесь стронцій знаходився у плагіоклазі, але в результаті метасоматичного натрієво-карбонатного процесу увійшов у структуру карбонатів, при цьому незначна його частина лишилась в структурі альбіту. Відношення Rb/Sr дозволяє упевнено розрізняти ці три типи польових шпатів.

Кількість барію в лужних польових шпатах при нерівномірному розподілу обумовлено, скоріш за все, характером метасоматозу; більш високе воно в мікрокліні у порівнянні з альбітитом. Підвищенні концентрації барію в наших зразках близькі до значень у лужних польових шпатах із гранітоїдів центральної частини щита (зокрема, кіровоградського типу), які належать до амфіболітової фації [16].

**Таблиця 7.** Вміст мікроелементів (г/т) в польових шпатах альбітитів Северинівського і Ватутинського родовищ.**Table 7.** The content of trace elements (g/t) in the feldspars of albites from the Severynivske and Vatulinske deposits.

n	U	Th	Pb	Ba	Rb	Sr	Rb/Sr
Олігоклаз з домішкою мікрокліна і альбіту ( $K_{0,1} Na_{0,7} Ca_{0,1} O_{0,9} (Si_{2,9} Al_{1,2})_{4,1} O_8$ )							
3	5,7-12,3	<2-9,5	41-49	-	246,3-274,5	395,5-470,3	0,52-0,69
Мікроклін ( $K_{0,63} Na_{0,3} Ca_{0,02} O_{0,95} (Si_{2,85} Al_{1,2})_{4,05} O_8$ )							
9	6,6-27,0	<2-5,6	7-63	120-3200	278,8-350,6	32,6-348,3	0,80-10,75
Альбіт метасоматичний ( $K_{0,01} Na_{0,92} Ca_{0,07} O_{1,0} (Si_{2,8} Al_{1,2})_{4,0} O_8$ )							
10	2,7-904,2	<2-37,2	3-435	120-1200	<2-13,9	36,1-186,7	0,005-0,14

*Примітка.* Вміст урану, торію, свинцю, рубідію і стронцію визначено на приладі АРФ-6; кількість барію – спектральним методом. Формули мінералів розраховані за даними силікатних аналізів для вказаних родовищ. Матеріали Ю.О. Фоміна.

Враховуючи геохімічну близькість свинцю до стронцію, можна передбачити особливо активне входження обох елементів в кристалічну решітку плагіоклазу. Дійсно, у всіх зразках олігоклазу найбільш високій концентрації стронцію відповідає підвищена стійка кількість свинцю. В мікрокліні таке витримане співвідношення порушується. Зниження кількості стронцію може супроводжуватись зниженням вмісту свинцю. Але вміст свинцю може зберігатись на попередньому рівні чи навіть збільшуватись, «компенсуючись» радіогенною домішкою. В метасоматичному альбіті поблизу рудних зон

рівновага в цій парі елементів зовсім порушується. При нерівномірному зменшенні вмісту стронцію свинець чи майже повністю виноситься, чи різко кількісно зростає паралельно з накопиченням урану (до промислових концентрацій), тобто за рахунок радіогенної домішки. Вміст  $Pb^{206}$  може досягати 86,0 %. В альбіті обох родовищ кількість Sr помітно знижується, тоді як в самих альбітитах (і особливо в рудних) вона підвищується. Отже, в ряду породи едукту – альбітити – руди частково відбувається зміна форм стронцію.

**Таблиця 8.** Характеристика зразків з аномальним вмістом Sr, Северинівське родовище**Table 8.** Characteristics of samples having anomalous Sr content, the Severynivske deposit

№ зразка	Порода	Мінерали-концентратори	Sr, г/т	CaO	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ZrO <sub>2</sub>
				Вміст, %			
6	Альбітити рудні	Карбонат, епідот	1000	12,64	-	-	0,043
7		Анкерит, епідот	500	9,00	-	-	-
141		Карбонат, апатит, епідот, циркон	1000	6,16	4,59	0,371	0,135
144	Альбітити безрудні	Карбонат, апатит	1000	3,38	2,06	0,207	0,022
158		Карбонат, епідот	500	6,22	4,12	0,091	0,054
261		Карбонат, апатит	1000	3,88	2,25	0,144	0,054
262		Карбонат, апатит	1000	3,58	2,39	0,122	0,022

*Примітка.* Стронцій визначено спектральним методом, решта компонентів – хімічним. Матеріали Ю.О. Фоміна.

Крім польових шпатів, із можливих мінералів-концентраторів стронцію, характерних для альбітитів, можна виділити наступні (в дужках дано вміст SrO, %, за В.В. Бурковим [15]): карбонати – кальцит і анкерит (до 2,66-3,66), апатит (до 13,7), сфен (до 1,04), епідот і цоїзит (2-2,5), а також циркон. Наведена в табл. 8 характеристика безрудних і рудних альбітитів Северинівського родовища демонструє зв'язок аномальної кількості Sr з підвищеним вмістом компонентів, які входять у склад вище перерахованих мінералів, як мінімум, карбонатної, апатитової, цирконової і, можливо, епідотової складових. Цікаво відмітити встановлений в одному і тому ж зразку (7) перехід з паралельним зменшенням вмісту Sr (від 1000 до 50 г/т) та CaO (від 9,00 до 1,82 %), а також різким падінням ураноносності (від 4785 до 218 г/т) при кількісному зниженні продуктивної мінеральної асоціації, яка включає карбонат анкеритового складу. Показове й підвищення концентрації Sr (400-1626 г/т) в зональних клінопіксен-амфібол-карбонатних з апатитом породах Юріївського рудного поля, яка супроводжується

високим вмістом CaO (8,51-21,17 %) і CO<sub>2</sub> (0,36-1,10 %). В монофракціях кальциту того ж родовища вміст Sr (г/т) різко зростає від діафоритового парагенезу (133-226) до альбітитового (952) і потім також різко знижується в пізніх жилах (199). Кількість урану практично не змінюється (2,6-6,8 г/т).

Особливо показова поведінка стронцію в апатиті. Саме цей елемент найбільш контрастно реагує на зміну фізико-хімічних умов середовища мінералоутворення: його вміст суттєво збільшується в реліктових апатитах внутрішніх зон альбітитів, у порівнянні з зовнішніми, досягаючи аномальних значень в апатитах новоутворених. При цьому слід враховувати значне розповсюдження апатиту (до 1000 г/т) у всіх типах альбітитів. Концентрація стронцію в цирконах значно нижче, максимум її приходить на реліктовий циркон високотемпературних різновидів альбітитів, причому, що особливо важливо, авторами підкреслюється тенденція до перерозподілу Sr в цирконах різних зон і типів метасоматитів.



**Таблиця 9.** Вміст Sr (г/т) в апатитах і цирконах Новокосятинівського родовища (по даним М.С. Ходоровського – аналіз на установці АРФ-6 [2]).

**Table 9.** The content of Sr (g/t) in the apatites and zircons of the Novokostyantynivske deposit (according to M.S. Khodorovskiy - analysis on the installation of ARF-6 [2]).

Породи, зона	Генерація мінералу	Апатит	Циркон
Граніти з альбітом зовнішньої зони	Реліктовий	100-120	70-80
Альбітити центральних зон	Реліктовий	500-1500	-
Альбітити егірин рібекитові	Реліктовий	-	35-45
Зовнішні зони гранат-діопсид альбітитів	Реліктовий	-	20-30
Ті ж центральних зон	Реліктовий	-	60-200
Альбітити всіх зон	Новоутворений	3500-6800	10-30
Кількість мінералу в альбітитах, г/т		до 1000	100-600

Наведеної інформації цілком достатньо для безпечного висновку, що в ході експлуатації уранових родовищ Інгульського мегаблоку майже весь стронцій (а також рубідій і барій) будуть накопичуватись у хвостосховищах із усіма екологічними наслідками.

**Сірка:** проведені на Северинівському родовищі дослідження (табл. 10) дозволяють впевнено виділити дві форми сірки: сульфідну і сульфатну. Сульфідна сірка переважає у всіх типах порід і руд, а в породах субстрату, включаючи доальбітитові метасоматичні про-

дукти та діафорити, фактично є єдиною. Сульфатна сірка утворює стійку домішку в альбітитах, в тому числі рудних їх різновидах. В вихідних породах кількість сульфідної сірки змінюється від 0,02 до 0,32 % (максимум в діафоритах і діабазях) при наявності SO<sub>3</sub> на рівні слідів, до 0,01 % в одиничних зразках. В альбітизованих породах і альбітитах концентрація сульфідної сірки дещо зростає до 0,61-0,82 %, одночасно з'являється доволі стійка домішка SO<sub>3</sub> (до 0,09 %).

**Таблиця 10.** Розподіл сірки в урановорудних альбітитах Северинівського родовища [12])

**Table 10.** The distribution of sulfur in uranium-bearing albitites of the Severynivske deposit [12])

Вибірка	Сірка сумарна			Сірка по формам				
	Число проб	S загальна, %		Число проб	S сульфідна, %		SO <sub>3</sub> -іон, %	
		варіації	середнє		варіації	середнє	варіації	середнє
1	12	0,010-0,395	0,089	3	0,03-0,07	0,043	сл	сл
2	7	0,005-0,064	0,035	1	0,02	0,020	0,01	0,010
3	10	0,006-0,074	0,039	4	0,02-0,32	0,105	сл	сл
4	6	0,009-0,127	0,049	8	0,02-0,82	0,244	до 0,05	0,016
5	6	0,011-0,338	0,143	9	0,02-0,80	0,271	до 0,09	0,013
6	2	0,017-0,238	0,128	4	0,06-0,61	0,235	до 0,02	0,005
7	3	0,022-0,046	0,034	1	0	0	0	0
8	3	0,032-0,466	0,194	2	0,12-0,22	0,170	до 0,01	0,005

*Примітка.* Вибірки: 1. Вміщуючі породи (гнейси, мігматити, граніти, пегматити). 2. Мікроклініти. 3. Діафторовані породи, діафорити. 4. Альбітизовані породи. 5. Альбітити безрудні. 6. Альбітити слаборудні. 7. Альбітити рудні. 8. Діабазидайкові, в тому числі альбітизовані. Сірка визначена хімічним шляхом; загальна – в лабораторії ГЗК, Жовті Води; за формами – в лабораторії ІГМР НАН України.

Сульфідна сірка представлена, в основному, піритом із складною геохімією, яка скоріш за все визначається мікрровключеннями інших сульфідів (піротину, Ag-уміщуючого галеніту з нормальним свинцем, сфалериту і халькопіриту), самородного золота, а також радіогенного свинцю в неясній формі [12].

Сульфатна форма сірки представлена баритом у вигляді тонких включень у польових шпатах, що підтверджується високим рівнем позитивного кореляційного зв'язку між SO<sub>3</sub> і Ba в монофракціях мікрокліну і альбіту ( $r = +0,74$ ). Окремі включення цього мінералу виявлені і при лабораторному виділенні монофракцій піриту з альбітитів. Як відомо, характерною ізоморфною домішкою в баритах є стронцій, аж до утворення твердого розчину барит-целестин. У нашому випадку при доволі високій концентрації Sr, не можливо виключити такої домішки, в тому числі формування саме баріоцелестину, хоча величина коефіцієнту кореляції між SO<sub>3</sub> і

Sr (+0,21) скоріш за все вказує на належність Sr безпосередньо до польовошпатової складової. Найбільш висока концентрація Sr встановлена в олігоклазах.

З урахуванням дуже характерної домішки барію в лужних польових шпатах, де він звичайно ізоморфно заміщує калій (натрій), формування бариту в зв'язку з мікрокліном і альбітом, очевидно, обумовлене підвищенням окисного потенціалу у ході урановорудного процесу та відповідно окисненням частини сульфідної сірки до сульфатної з наступним об'єднанням SO<sub>3</sub> і Ba. Тобто формування бариту по відношенню до вихідних польових шпатів є вторинним і притаманне саме натрієвому метасоматозу.

## Висновки

1. Серед форм знаходження урану у системах альбітитових родовищ виділено чотири. Це (1) власне уранові мінерали: первинні – бранерит, уранініт, настуран

та деякі інші і вторинні – оксиди, гідрооксиди, силікати, фосфати, ванадати урану; (2) високо радіоактивні акцесорні мінерали – циркон та його різновиди, монацит, апатит; (3) уран, розсіяний в породо- і рудоутворюючих мінералах; (4) уран мобілізований (сорбований) вторинними мінералами.

2. Формами знаходження супутніх металів можуть бути як особисті концентратори тих чи інших металів, так і звичайні породоутворюючі мінерали. До перших відносяться саморідні метали – золото, вісмут, свинець; сульфідів Cu, Zn, Pb, Ni, Co; монацит (Th), циркон (Zr, Th). Прикладами другої групи мінералів є польові шпати з рубідієм, стронцієм, свинцем; егірин, рібекит, сфен з ванадієм. При розробці уранових родовищ всі ці мінерали ідуть у промислові відвали зі всіма економічними і екологічними наслідками.

3. Для сірки виділяємо дві форми: сульфідну і сульфатну. Сульфідна сірка представлена, в основному, піритом із складною геохімією, яка скоріш за все визначається мікровключеннями інших сульфідів або самородних металів і яка частіше формується у відновлювальних умовах. Сульфатна форма сірки представлена баритом або баріоцелестином у вигляді тонких включень у польових шпатах, що підтверджується високим рівнем позитивного кореляційного зв'язку між  $\text{SO}_3$  і Ba (можливо і Sr) в монофракціях мікрокліну та альбіту. Ця форма свідчить про окислювальні умови альбітитового процесу.

4. У мезоархейському золоторудному родовищі Балка Широка виявлено торій-рідкісноземельну мінералізацію, причому у складі монациту встановлено три мінеральні фази: монацитову, чералітову і хатонітову, з яких торієносними є тільки дві останні. Максимальна торієносність притаманна хатонітовому міналу (силікату торію). У разі зональних кристалів монациту концентрація торію у крайових зонах (в середньому) в 2,3-5,9 разів вище порівняно з внутрішніми зонами.

5. Найбільш висока рухливість металів фіксується в області підземних і поверхневих вод, а також у ґрунтах

та верхніх частинах кори вивітрювання. Тут, судячи з розрахованих коефіцієнтів рухливості, до рухливих і навіть високо рухливих елементів типу розсіювання відносяться Ag, Ni, Co, Zn, V, Cu, Cr, Mo, Mn, Pb, а до стабільних елементів – Zr, Y, Ti. Із радіоактивних металів найбільша рухливість притаманна урану (найбільш широкі вторинні ореоли), радій концентрується ближче до первинних уранових руд, відносно стабільним є торій, пов'язаний з монацитом.

6. На Северинівському родовищі ураніт (часто в асоціації з гематитом) представлений безсвинцевим кальцієвим різновидом і є продуктом постальбітитового, тобто молодого, відновлювального епігенезу. З урахуванням геолого-геохімічних характеристик альбітитових родовищ, а також ландшафтно-геохімічних особливостей Інгульського мегаблоку (взаємоперехід лісостепової і степової зон), регіон здається дуже перспективним для формування молодих поверхневих концентрацій урану і елементів-супутників (Ni, Co, Zn, V, Cu, Mo, Pb).

7. Всі описані складові рудної маси родовищ альбітитової формації, крім безпосередньо уранових мінералів, є відходами промислової розробки, які були (і будуть) складовані. По суті це подрібнений мінеральний концентрат, збагачений ураном та вище перерахованими домішками і поміщений в умови гіпергенних процесів, сприятливих для окислювання та розкладання. При цьому абсолютно прогнозованим є виніс металів (у більшості випадків отруйних) атмосферними водами в сучасну гідромережу, подальшу їх міграцію у систему підземних вод, поступове проникнення у ґрунти і біологічні об'єкти. Враховуючи особливості складу пухких відкладень, кліматичні зміни і коливання рівня ґрунтових вод регіону, можливо розтягнення вказаних процесів на невизначений час. І, якщо природні вторинні концентрації урану і його супутників, що ймовірно утворюватимуться, можуть розглядатись як корисні копалини, то розсіювання цих же металів у водах, ґрунтах та біологічних об'єктах слід віднести до дуже шкідливих утворень.

#### Література.

1. Фомін Ю.О., Деміхов Ю.М., Верховцев В.Г. та ін. Елементи-супутники уранового зруденіння альбітитової формації Українського щита та їх вплив на навколишнє середовище. Екологічна безпека та технології захисту довкілля. 2019. № 1.
2. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Отв. редакторы Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.
3. Закономерности образования и размещения урановых месторождений Украины. Отв. редактор Я.Н. Белевцев. Киев: 1968. 763 с.
4. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Сушук Е. Г. Система урановорудных альбититов как потенциальный источник поверхностных месторождений урана и/или техногенной опасности. Геохимия та екологія. Київ. 2010. Вип. 18, с. 31-49.
5. Минеева И.Г. Минералого-геохимические аспекты формирования ураноносных альбититов докембрия. Сов. геология. 1986. № 3, с. 87-93.
6. Фомин Ю.А. Торій в урановорудних альбититах Кіровоградського мегаблоку. Збірник наукових праць ІГНС НАН України. Київ. 2013. Вип. 22, с. 144-160.
7. Туровский С.Д., Абакиров Ш.А. К геохимии тория в гидротер-
- мальном процессе. Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 166-171.
8. Шнюков Е.Ф., Кулиш Е.А., Орловский Г.Н. и др. Ванадий в породах и рудах Украины. Киев: ОМГОР, 2009. 216 с.
9. Фомин Ю.А. Поведение ванадия в процессах формирования и разрушения месторождений урановорудных альбититов Украинского щита. Геохимия та екологія. Збірник наукових праць ІГНС НАН України. Київ, 2012. Вип. 20, с. 59-75.
10. Мельниченко Б.Ф., Синицын В.А., Коваль В.Б. Метасоматиты Желтореченского ванадий-скандиевого месторождения. Докл. АН Украины. 1994, № 3, с. 117-122.
11. Фомин Ю.А., Кузнецов С.В. Кобальт и никель в пирите как индикаторы условий формирования натриево-карбонатных метасоматитов докембрия. Докл. АН УССР. Серия Б. 1988, № 5, с. 23-25.
12. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Сера в процессе эволюции урановых месторождений альбититовой формации, Кіровоградський мегаблок. Пошукова та екологічна геохімія. Київ. 2010, № 1 (10), с. 71-81.
13. Фомин Ю.А., Иванов А.С. Торій-редкоземельная мінералізація в архейських золото-железистих рудах балки Широкої (Середнє Придніпровська граніт-зеленокаменна область). Доп. НАН України.



1995, с. 101-105.

14. Мицкевич Б.Ф., Сушич Ю.Я., Самчук А.И. Физико-химические условия формирования экзогенных ореолов и потоков рассеяния бериллия. Киев: Наук. думка, 1984. 176 с.

15. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. Москва: Наука, 1964. 686 с.

16. Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К. и др. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1980. 196 с.

17. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. Москва: Недра, 1975. 392 с.

## References.

1. Fomin Yu.O., Demikhov Yu.M., Verkhovtsev V.G. et al. (2019). *Trace elements of the uranium ore mineralization from albitite formation of Ukrainian Shield and their impact on the environment*.

2. Belevtsev, Ya.N. et al. (1995). *Genetic types and regularities in placement of uranium deposits of Ukraine*. In: Belevtsev, Ya.N., Koval, V.B. (Eds.), Naukova Dumka. Kyiv. UA. 396 p.

3. Belevtsev, Ya.N. et al. (1968). *Principles of formation and distribution of uranium deposits of Ukraine*. In: Belevtsev, Ya.N. (Eds.). Kyiv. 763 p.

4. Fomin Yu.O., Demikhov Yu.M., Sushchuk K.G. (2010). *The system of uranium albitites as a potential source of surface deposits of uranium and /or technological hazards*. Geochemistry and Ecology. Kyiv. V. 18. pp. 31-49.

5. Mineeva I.G. (1986). *Mineralogical and geochemical aspects of Precambrian uraniferous albitites formation*// Sov. Geology. № 3. pp. 87-93.

6. Fomin Yu.O. (2013). *Thorium in uranium albitites of the Kirovogradskiy megablock*. Coll. Sciences. Proceedings of Institute of Environmental Geochemistry, NAS of Ukraine. 22. pp. 144-160.

7. Turovskiy S.D., Abakirov Sh.A. (1975). *To geochemistry of thorium*

*in hydrothermal process. Radioactive elements in rocks*: Nauka. pp. 166-171.

8. Shnyukov Ye.F., Kulish Ye.A., Orlovskii G.N. et al. (2009). *Vanadium in rocks and ores of Ukraine*. Kyiv. OMGOR, 216 p.

9. Fomin Yu.O. (2012). *Behavior of vanadium in the processes of formation and destruction of uranium albitites deposits of the Ukrainian shield*. Geochemistry and Ecology. Kyiv. V. 20. pp. 59-75.

10. Melnichenko B.F., Sinitsyn V.A., Koval V.B. (1994). *Metasomatites of the Zheltorechenskoe vanadium-scandium deposit*// Reports of the Academy of Sciences of Ukraine. № 3. pp. 117-122.

11. Fomin Yu.O., Kuzenko S.V. (1988). *Cobalt and nickel in pyrite as indicator of conditions for formation of Precambrian sodium-carbonate metasomatites*// Reports of the Academy of Sciences of Ukraine. – Series B. – № 5. pp. 23-25.

12. Fomin Yu.O., Demikhov Yu.M. (2010). *Sulfur in the process of evolution of uranium deposits of albitite formation, Kirovogradskiy megablock*. Prospecting and Environmental Geochemistry. – Kyiv. № 1 (10). pp. 71-81.

13. Fomin Yu.O., Ivanov A.S. (1995). *Thorium-rare-earth mineralization in Archean gold-ferruginous ores of the Balka Shirokaya (Middle Dnieper granite-greenstone region)*// Reports of the Academy of Sciences of Ukraine. pp. 101-105.

14. Mitskevich B.F., Sushchik Yu.Ya. Samchuk A.I. (1984). *Physical and chemical conditions for the formation of exogenous aureoles and dispersion trains of beryllium*. Kyiv. Nauk. Dumka. 176 p.

15. Geochemistry, mineralogy and genetic types of deposits of rare elements (1964). V. 1. Moscow, Nauka, 686 p.

16. Usenko I.S., Rokachuk T.A., Kramarenko N.K. et al. (1980). *Alkaline feldspars of granitoids of the Ukrainian shield*. Kyiv. Nauk. Dumka. 196 p.

17. Wolfson F.I., Druzhinin A.V. (1975). *The main types of ore deposits*. Moscow. Nedra. 392 p.

## FORMS OF FINDING URANIUM SATELLITE ELEMENTS IN ALBITITES OF THE UKRAINIAN SHIELD

**Fomin Yu.O.**, PhD (Geol.-Min.), Leading Researcher. SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine", yaf1941@gmail.com

**Demikhov Yu.M.**, PhD (Geol.-Min.), Laboratory Head, SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine", y\_demikhov@ukr.net

**Verkhovtsev V.G.**, D. Sc. (Geol.), Depart. Head, SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine, Verkhovtsev@ukr.net

**Dudar T.V.** (Geol.-Min.). Senior Researcher. SI "Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine", tamadudar@ukr.net

*The article deals with the forms of trace elements occurrence that accompany uranium mineralization. They can be both: the concentrators themselves and common rock-forming minerals. The first include the native metals - gold, bismuth, lead; sulfides of Cu, Zn, Pb, Ni, Co; monazite (Th), zircon (Zr, Th). Examples of the second group are feldspar, rubidium, strontium, and lead; aegirine, riebeckite, sphene and vanadium. Trace elements were considered according to the following system: radioactive, siderophilic, chalcophilic, rare and rare earth elements, as well as elements-mineralizers within the studied albitite uranium deposits. Four forms of uranium are found in albitite deposit systems. These are (1) uranium minerals; (2) highly radioactive accessory minerals; (3) uranium scattered in rock and ore-forming minerals; (4) uranium mobilized (sorbed) by secondary minerals. The highest mobility of metals is recorded in the ground and surface waters, as well as in soils and upper parts of the weathering crust. Uranium turned out to be the most mobile of the radioactive metals (the widest secondary aureole), radium is concentrated closer to primary uranium ores, and thorium associated with monazite is relatively stable. Taking into account geological and geochemical characteristics of albitite deposits, as well as landscape and geochemical features of the Ingul'skiy megablock (transition between forest-steppe and steppe zones), the region seems very promising for the formation of surface concentrations of uranium and accompanying elements (V, Cu, Zn, Zn Mo, Pb). All described constituents of ore mass of albitite formation deposits, except for directly uranium minerals, can be considered as uranium mining tailings that have been (and will be) accumulated. In essence, it is grinded mineral concentrate enriched in uranium and impurities described and placed under conditions of hypergenic processes favorable for oxidation and decomposition. The removal of metals (in most cases toxic ones) by atmospheric waters into hydrographic network, their subsequent migration into the groundwater system, gradual penetration into soils and biological objects is obviously can be forecasted.*

**Key words:** elements, accompanying uranium mineralization, uranium albitites, albitite formation, form of occurrence of uranium mineralization, metals mobility

## ІНФОРМАЦІЯ ДЛЯ АВТОРІВ

Збірника наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища

До опублікування у Збірнику приймаються наукові праці, які ніколи не друкувалися раніше. Стаття має бути написана на актуальну тему, містити результати глибокого наукового дослідження, новизну та обґрунтування наукових висновків відповідно до мети статті (поставленого завдання). Кожен автор може подати не більше двох статей в одному випуску.

Рукописи приймаються обсягом 6-15 сторінок (разом з літературою, розширеними анотаціями) формату А-4, через **1,5 інтервали для основного тексту, та 1 інтервал для анотацій та літератури. Поля: всі – по 2 см, абзац – відступ на 1,25 см. Шрифт основного тексту: Times New Roman, розмір – 12; шрифт анотацій та літератури – 10pt.**, виконані на комп'ютері у редакторі Word for Windows (\*.doc). Для набору формул, графіків і таблиць використовують спеціальні програми, вмонтовані у Word for Windows. **У статті не повинно бути переносів слів.** Номери сторінок не проставляти.

Статті подаються українською, російською чи англійською мовами у друкованому вигляді та в електронному варіанті (електронною поштою чи на електронному носії).

Питання, пов'язані з публікацією наукових оглядів (не більше 9000 слів і 10 рисунків), вирішуються редколегією на підставі заздалегідь наданої авторами розширеної анотації роботи та транслітерованого списку літератури.

Кожна стаття повинна мати код «УДК» (вгорі ліворуч). Нижче зліва – назва статті великими літерами (шрифт напівжирний Times New Roman, розмір – 12), вирівнювання по лівому краю. Нижче – прізвище та ініціали авторів, (звичайними літерами, шрифт напівжирний, прямий, розмір – 12). З нового рядка : прізвище та ініціали кожного з авторів із зазначенням наукового звання, посади, установи, де працює автор, електронної адреси (розмір – 8). **Назва, ПІБ, посади, наукові звання, ORCID та адреси дублюються англійською та російськими мовами перед відповідними анотаціями.**

### План статті:

1. вступ – постановка проблеми у загальному вигляді та її зв'язок з важливими практичними завданнями;
2. останні дослідження та публікації, на які спирається автор, виділення невирішених частин загальної проблеми, котрим присвячується дана стаття;
3. мета статті (постановка завдання);
4. виклад власне матеріалу дослідження;
5. висновки та перспективи подальших досліджень у цьому напрямку.

### Обов'язкові вимоги до анотацій, які повинні бути:

- інформативними (без загальних слів);
- структурованими (відображати послідовну логіку опису результатів у статті);
- змістовними (відображати основний зміст статті; описувати основні цілі дослідження; висвітлювати найбільш значущі результати);
- містити конкретизацію авторського внеску (що розроблено, що запропоновано, що виявлено і т.д.);
- не містити посилань та аббревіатури.

**Анотація українською та англійською мовами обов'язкові та мають містити кожна не менше 1800 знаків.**

*Таблиці* повинні мати назви. Набирати шрифтом *TimesNewRoman* (розмір 10 pt).

*Ілюстрації* надавати в електронному вигляді у форматі *COREL*, *TIF*, *JPG* з роздільною здатністю 300 dpi для напівтонових рисунків, 600 dpi — для штрихових. **Текстові написи на рисунках, незалежно від мови статті, повинні бути англійською.**

*Бібліографія.* Посилання на джерела використаних матеріалів, фактичних та статистичних даних є обов'язковими і подаються у тексті у хронологічному порядку цифрою у квадратних дужках. Назви праць у списку літератури розміщують в порядку цитування в тексті.

**Список літератури.** Список використаної літератури оформлюється відповідно до вимог ДСТУ 8302:2015 «Бібліографічне посилання. Загальні положення та правила складання».

**References.** Відповідно до вимог міжнародних наукометричних баз – згідно зі стандартом *Harvard* ([www.emeraldinsight.com/authors/guides/write/harvard.htm?part=2](http://www.emeraldinsight.com/authors/guides/write/harvard.htm?part=2)). Бібліографічні дані повинні містити (транслітеровані латиницею) прізвища та ініціали всіх авторів статті/книги, рік публікації (в круглих дужках), назву журналу/книги, том і номер випуску журналу, (для книг – видавництво і місце видання), сторінковий інтервал статті, DOI (за наявності). Посилання в тексті на опубліковані літературні джерела слід наводити **цифрами у квадратних дужках**, що відповідають порядковому номеру джерела у пристатейному списку.

**Посилання на неопубліковані матеріали не дозволяються.**

**Наприклад:**

**Література**

1. Тарасевич Ю.И. Строение и химия поверхности слоистых силикатов. Киев: Наук. Думка, 1988. 248 с.
2. Пушкар'ов О.В., Приймаченко В.М. Взаємодія тритісної води з глинистими мінералами *Зб. наук. пр. Ін-ту геохімії навколиш. середовища*. 2010. Вип. 18. с. 149—161.
3. Ali A.A., El-Bishtawi R. Removal of lead and nickel ions using zeolite tuff. *J. Chem. Technol. and Biotechnol.* 1997. 69. p. 27—34.

**References**

1. Tarasevich, Yu.I. (1988), *Stroenie i himiya poverhnosti sloistykh silikatov*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 248 p.
2. Pushkar'ov, O.V. and Priymachenko, V.M. (2010), *Zb. nauk. pr. Inst. Geohimii Navkolyshn'ogo Seredovyshcha*, Vyp. 18, Kyiv, UA, pp. 149—161.
3. Ali, A.A. and El-Bishtawi, R. (1997), *J. Chem. Technol. and Biotechnol.*, Vol. 69, pp. 27—34.

Матеріали, що публікуються в журналі, підлягають внутрішньому і зовнішньому рецензуванню, яке здійснюють члени редколегії журналу, фахівці відповідної галузі. Рецензування проводиться конфіденційно. **У разі негативної рецензії чи наявності суттєвих зауважень, стаття може бути відхилена або повернута авторів (авторам) на доопрацювання.**

**Стаття, подана без дотримання зазначених вимог, опублікуванню не підлягає. Відповідальність за достовірність інформації, фактів та інших відомостей, посилань на нормативні акти, цитати, власні імена, а також правильність перекладу несуть автори публікації.**

**До статті авторів з інших установ повинен додаватись акт експертизи даної установи щодо можливості відкритої публікації поданих матеріалів.**

Редакція залишає за собою право вносити орфографічні, лексичні та синтаксичні зміни у матеріал статей без узгодження з авторами за умови збереження змісту.

До тексту статті обов'язково додається авторська довідка про всіх співавторів

*Редколегія Збірника звертається до авторів з проханням дотримуватись належних вимог щодо оформлення поданих статей.*

ГЕОХІМІЯ ТЕХНОГЕНЕЗУ  
ГЕОХИМИЯ ТЕХНОГЕНЕЗА  
GEOCHEMISTRY OF TECHNOGENESIS

випуск 2 (30)

Підписано до друку: жовтень 2019р.