

УКРАЇНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИЙ ІНСТИТУТ

№ 2  
2014

**Збірник  
наукових праць  
УкрДГРІ**

науковий журнал

Виходить чотири рази на рік

Засновано у 2000 р.



Київ  
УкрДГРІ  
2014

Головний редактор доктор технічних наук *С. В. Гошовський*

Редакційна колегія: *О. Т. Азімов, О. Б. Бобров* (заступник головного редактора), *Б. М. Васюк, Ю. М. Веклич, В. Я. Великанов, А. С. Войновський, Ю. І. Войтенко, В. М. Гулій, І. Г. Зезекало, І. В. Карпенко, В. М. Клочков, М. М. Костенко, І. В. Кравченко, М. Д. Красножон* (заступник головного редактора), *А. Є. Кулінкович, Я. Г. Лазарук, О. І. Левченко, О. Ю. Лукін, А. В. Луцик, О. А. Лисенко, Н. Г. Люта, Г. Г. Лютий, Б. І. Малюк, Н. Я. Мармалєвський, С. О. Некрасова, С. В. Нечаєв, І. Є. Палкін, А. Я. Парфєнова* (відповідальний секретар), *А. В. Полівцев, Т. М. Пригаріна, В. Я. Пустовий, І. В. Саніна, Л. М. Степанюк, В. В. Сукач, В. І. Трезубенко, Ю. К. Тяпкін*  
Відповідальний за випуск *М. М. Костенко*

**Затверджено до друку вченою радою УкрДГРІ**

**ЗБІРНИК НАУКОВИХ ПРАЦЬ УкрДГРІ**

науковий журнал

№ 2/2014

Засновник — Український державний геологорозвідувальний інститут (УкрДГРІ)

Зареєстровано в Державному комітеті

інформаційної політики, телебачення та радіомовлення України

Свідоцтво про державну реєстрацію серія КВ № 4558 від 18.08.2000 р.

Завідувач редакції *С. О. Некрасова*

Літредактори-коректори *Р. В. Корнієнко, Л. Г. Моргун*

Комп'ютерна верстка *С. І. Вишиницька*

Художній редактор *Б. І. Волинець*

Технічний редактор *І. О. Нагорних*

Здано до складання 8.04.2014. Підписано до друку 27.06.2014. Формат 60×84 1/8.

Ум. друк. арк. 16,25. Обл.-вид. арк. 13,0. Тираж 300 прим. Зам. № 267

Видавництво УкрДГРІ

Р с. серія ДК № 182 від 18.09.2000 р.

04114, м. Київ-114, вул. Автозаводська, 78

Адреса редакції та п/п: інформаційно-видавничий відділ УкрДГРІ

04114, м. Київ-114, вул. Автозаводська, 78

Тел.: 206-35-18; тел./факс: 432-35-22

E-mail: mru@ukrdgri.gov.ua

UKRAINIAN STATE GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

№ 2  
2014

**Scientific  
proceedings  
of UkrSGRI**

SCIENTIFIC JOURNAL

4 ISSUES PER YEAR

FOUNDED IN 2000



Kyiv  
UkrSGRI  
2014

Editor-in-Chief *S. V. Hoshovskiy*

EDITORIAL BOARD: *O. T. Azimov, O. B. Bobrov* (Deputy Editor-in-Chief), *B. M. Vasyuk, Yu. M. Veklych, V. Ya. Velikanov, A. S. Voynovskiy, Yu. I. Voytenko, V. M. Guliy, I. G. Zezekalo, I. V. Karpenko, V. M. Klochkov, M. M. Kostenko, I. V. Kravchenko, M. D. Krasnozhon* (Deputy Editor-in-Chief), *A. Ye. Kulinkovych, Ya. G. Lazaruk, O. I. Levchenko, O. Yu. Lukin, A. V. Luschnik, O. A. Lysenko, N. G. Lyuta, G. G. Lyuty, B. I. Malyuk, N. Ya. Marmalevskiy, S. O. Nekrasova, S. V. Nechaev, I. Ye. Palkin, A. Ya. Parfenova* (Managing Secretary), *A. V. Polivcev, T. M. Prygarina, V. Ya. Pustoviy, I. V. Sanina, L. M. Stepanyuk, V. V. Sukach, V. I. Tregubenko, Yu. K. Tyapkin*

**Approved to publishing by Scientific Council of UkrSGRI**

SCIENTIFIC PROCEEDINGS of UkrSGRI  
SCIENTIFIC JOURNAL  
№ 2/2014

FOUNDER – UKRAINIAN STATE GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE (UkrSGRI)

Head of the Editorial Staff  
S. O. Nekrasova  
Literary editing  
R. V. Kornienko, L. G. Morgun

EDITORSHIP ADDRESS  
Avtozavodska, 78A, Kyiv 04114, Ukraine  
Phone (+38044) 430-70-24,  
fax (+38044) 432-35-22  
ukrdgri@ukrdgri.gov.ua

## ЗМІСТ

### *Регіональна геологія, петрологія, металогенія*

**Лисенко О. А., Меркушин І. Є., Бобров О. Б.** РУДНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ БЕРЕСТІВ-СЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ (Український щит, Західне Приазов'я) 7

**Калашник А. А.** НОВЫЕ ПРОГНОЗНО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ В ТЕХНОЛОГИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА УКРАИНСКОГО ЩИТА 25

### *Сучасні технології наукового супроводу геологорозвідувальних робіт*

**Войтенко Ю. И.** ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НОВЫХ МЕТОДОВ ИНТЕНСИФИКАЦИИ ГАЗОДОБЫЧИ ИЗ ПЛОТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ 53

**Лебідь В. П., Раковська О. Л.** АНАЛІЗ НАФТОГАЗОПРОЯВІВ У ДОКЕМБРІЙСЬКОМУ КРИСТАЛІЧНОМУ ФУНДАМЕНТІ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОГО РОЗСУВУ З МЕТОЮ ПРОГНОЗУ БУДОВИ ПРОДУКТИВНИХ ПАСТОК 61

### *Актуальні проблеми геології, прогнозу, пошуків і оцінки родовищ твердих корисних копалин*

**Зинчук Н. Н.** ИЗМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТРАППОВ 76

**Зинчук Н. Н., Зинчук М. Н.** ОСНОВНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ В КИМБЕРЛИТАХ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ 86

**Зинчук Н. Н., Зинчук М. Н.** ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КИМБЕРЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД ПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 97

### *Тектоніка*

**Кузин А. М.** О ФЛЮИДАХ В ОБРАЗОВАНИИ НАКЛОННЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ 109

### *Інформація*

**Павлунь М. М., Зінчук М. М.** ПРО НАУКОВО-ПРИКЛАДНЕ ЗНАЧЕННЯ ДЕЯКИХ НАДЗВИЧАЙНО НЕСПОДІВАНИХ ІДЕЙ АКАДЕМІКА В. І. ВЕРНАДСЬКОГО (до 150-річчя з дня народження) 122

# CONTENTS

## *Geology, petrology, metallogeny*

**Lysenko O. A., Merkushin I. Ye., Bobrov O. B.** ORE MINERALIZATION OF BERESTOVSKA GREENSTONE STRUCTURE (Ukrainian Shield, Western Priazovye) 7

**Kalashnyk A. A.** THE NEW PROGNOSTIC-EVALUATION CRITERIA IN TECHNOLOGY PROGNOSIS OF FORMING INDUSTRIAL ENDOGENIC URANIUM DEPOSITS OF THE UKRAINIAN SHIELD 25

## *Modern technologies of research of mining holes*

**Voytenko Yu. I.** PHYSICAL AND CHEMICAL PRINCIPLES OF NEW METHODS FOR IMPROVED GAS PRODUCTION FROM TIGHT SANDSTONE 53

**Lebed V. P., Rakovska O. L.** ANALYSIS PRECAMBRIAN OIL AND GAS SHOWS IN THE DNIEPER-DONETS PUSHING PURPOSE OF FORECASTING PRODUCTIVE STRUCTURE TRAPS 61

## *Actual problems of geology, prognosis, search and evaluation of solid mineral deposits*

**Zinchuk N. N.** ALTERATION OF SOME KIMBERLITE MINERALS UNDER EFFECT OF TRAPS 76

**Zinchuk N. N., Zinchuk M. N.** BASIC ASSOCIATIONS OF SECONDARY MINERALS IN KIMBERLITES AND THEIR SIGNIFICANCE 86

**Zinchuk N. N., Zinchuk M. N.** PETROPHYSICAL PROPERTIES OF KIMBERLITES AND THEIR HOSTING ROCKS OF EAST-EUROPEAN PLATFORM PERSPECTIVE TERRITORIES 97

## *Tectonics*

**Kuzin A. M.** FLUIDS IN FORMATION OF DIPPING FRACTURES 109

## *Information*

**Pavlun N. N., Zinchuk N. N.** ABOUT SCIENTIFIC AND APPLIED SIGNIFICANCE OF SOME INCREDIBLY UNEXPECTED IDEAS OF ACADEMICIAN V. I. VERNADSKY (to 150<sup>th</sup> anniversary of his birthday) 122

**О. А. Лисенко**, канд. геол. наук, завідувач відділу (Український державний геологорозвідувальний інститут (УкрДГРІ)),

**І. Є. Меркушин**, канд. геол. наук, старший геолог (ПК "Геолог"),

**О. Б. Бобров**, д-р геол.-мінерал. наук, професор, головний науковий співробітник (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. Н. П. Семененка (ИГМР) НАН України)

## РУДНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ БЕРЕСТИВСЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ (Український щит, Західне Приазов'я)

*У цій статті продовжується публікація матеріалів, що характеризують Берестівську зеленокам'яну структуру (ЗС), яка була встановлена в результаті геолого-прогнозного картування масштабу 1:50 000 (ГПК-50) у 2003–2008 рр. у районі відомої Сорокинської ЗС. У першій публікації [2] було розглянуто геолого-структурну позицію Берестівської ЗС, охарактеризовано розріз зеленокам'яних утворень, висвітлено основні особливості найбільш вивченої її частини – Миколаївської ділянки, проаналізовано золотоносність зеленокам'яних утворень структури та породних комплексів, що містяться в її облямуванні. Ця публікація присвячена характеристиці рудної мінералізації, яка була виявлена в породному комплексі Берестівської ЗС. Дослідженнями встановлені дорудні, продуктивні золотоносні і післярудні мінеральні асоціації. З'ясовано, що рудні процеси, які відбувалися в суміжних Сорокинській і Берестівській структурах, мають багато спільних рис.*

**Ключові слова:** Берестівська структура, рудна мінералізація, мінеральна асоціація, мінераграфічні дослідження, мікрозондовий аналіз.

### Вступ

Берестівська зеленокам'яна структура знаходиться в 6–10 км на північний схід від Сорокинської ЗС (рис. 1). Обидві структури контролюються глибинними розломами: Сорокинська ЗС – однойменним Сорокинським, а Берестівська – Миколаївським [1, 2]. Простягання структур субпаралельне, північно-західне. Берестівська ЗС простежується з південного сходу на північний захід протяжністю близько 30 км від узбережжя Азовського моря до північно-західної околиці с. Карла Маркса [1, 2]. Просторове і геотектонічне положення дослідженої структури детально розглянуто в попередній публікації [2].

Проведення геологопрогнозного картування (О. М. Сватков та ін., 2010) дало змогу на площі, де виділено Берестівську ЗС, виконати доволі широкий комплекс досліджень і значно розширити інформацію про геологічну будову і перспективи виявлення корисних копалин у межах цієї ділянки надр. Геологічними, шліхо-геохімічними, лабораторно-аналітичними роботами були охоплені відслонення, свердловини, поверхневі гірничі виробки, що були пройдені в процесі виконання ГПК-50. Мінераграфічні дослідження були зосереджені в найперспективнішому вузлі Берестівської ЗС – у місці перетину її Глодовським розломом та утворенням за рахунок цього флексуроподібного згину (рис. 2).

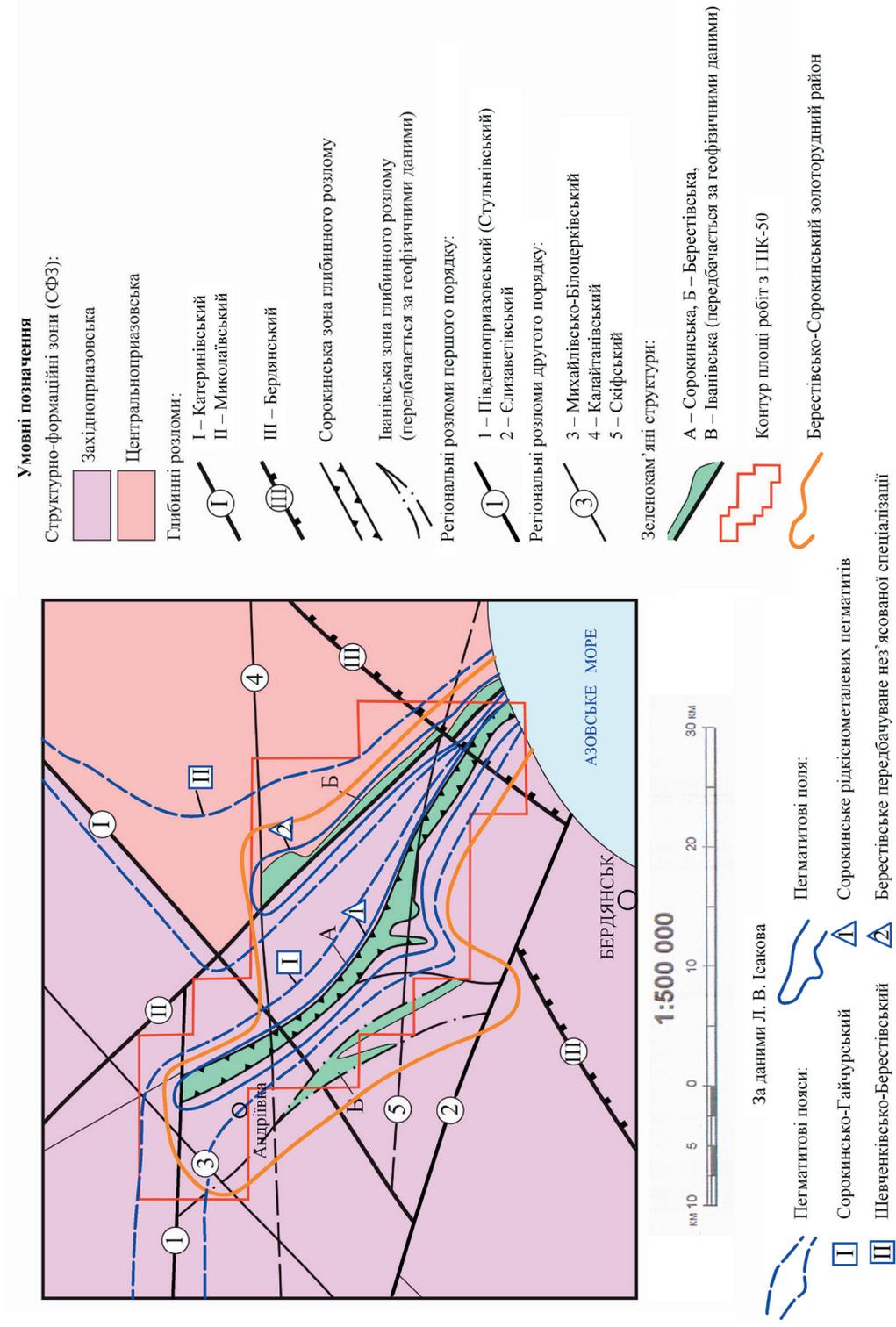
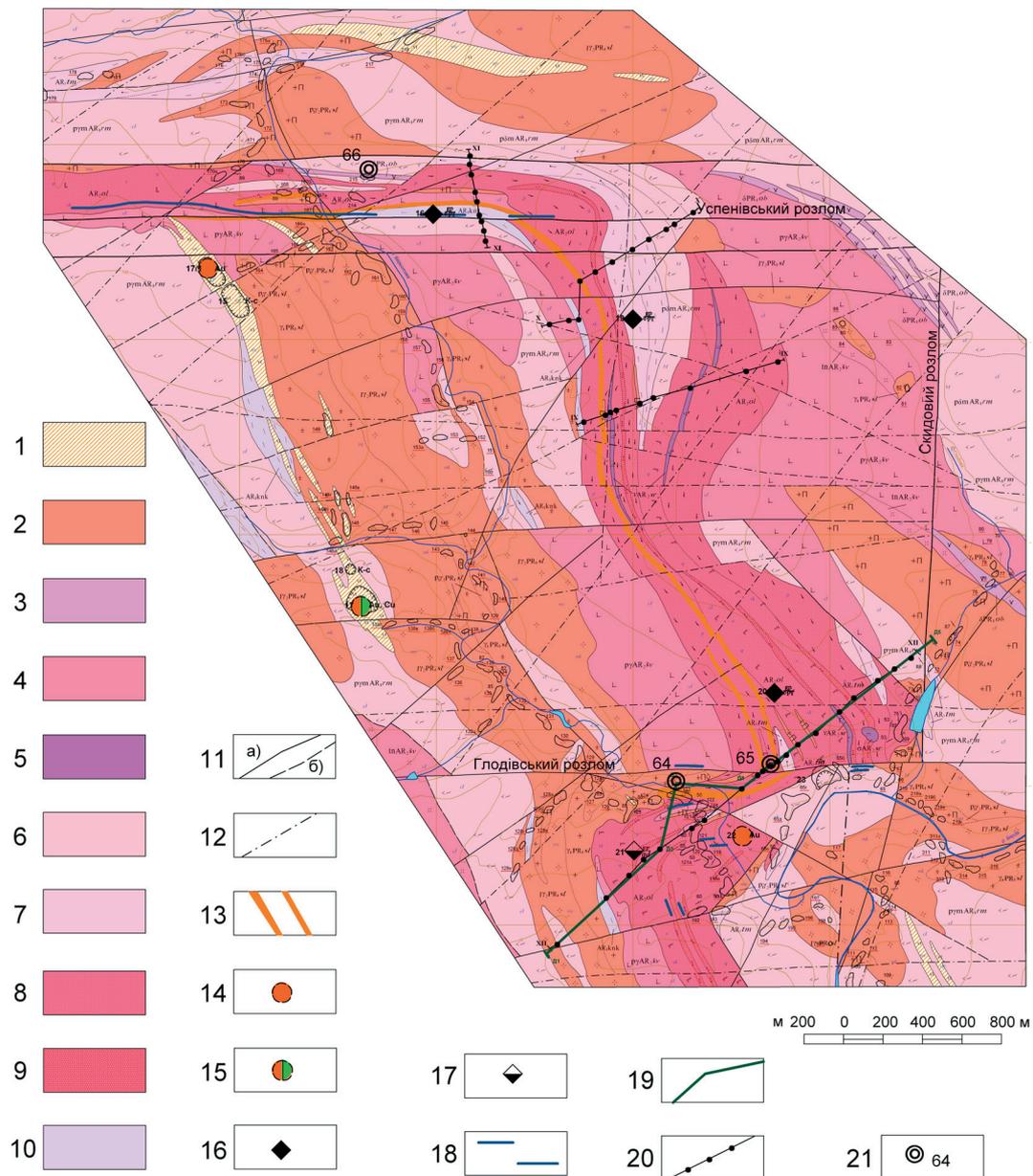


Рис. 1. Тектонічна схема району за результатами ГПК-50, доповнена даними Л. В. Ісакова [7]



**Рис. 2. Схематична геологічна карта Миколаївської ділянки**

1 – метасоматити польвошпат-кварцові, кварцові; ультраметаморфічні та інтрузивно-магматичні комплекси: 2 – салтичанський, 3 – обіточенський, 4 – шевченківський, 5 – сорокинський, 6 – ремівський; супракрустальні стратифіковані підрозділи: 7 – темрюцька світа, 8 – ольжинська світа – метабазальти, амфіболіти, 9 – ольжинська світа – метакоматіти; 10 – кайкулацька товща; 11 – розривні порушення за геологічними даними (а – визначені; б – імовірні); 12 – розривні порушення, визначені за геофізичними даними; 13 – золотоперспективні зони; 14 – прояви золота; 15 – прояв золота й міді; 16 – прояви графіту; 17 – прояв вермикуліту; 18 – золотоносні кварцові жили; 19 – опорний розріз по лінії Д<sub>1</sub>-Д<sub>5</sub>; 20 – профілі картувальних свердловин; 21 – похилі оцінювальні свердловини

Зразки з рудною мінералізацією, що відібрані з керна детально дослідженої сверд. 64, вивчав у відділі геології та мінералогії УкрДГРІ І. Є. Меркушин. Мікрондодові рентгеноспектральні аналізи рудних мінералів для визначення їх хімічного складу виконані в лабораторії прецизійних досліджень УкрДГРІ (аналітик О. В. Волошин). Результати мікрондодових досліджень наведені в табл. 1–12.

За результатами вивчення рудної речовини вперше визначено послідовність рудних процесів, які відбувалися в межах Миколаївської ділянки Берестівської ЗС, виділено відмінні за складом і часом утворення мінеральні асоціації, які поділяються на допродуктивні, продуктивні та післяпродуктивні. До допродуктивного комплексу належать мінеральні асоціації (їх виділено чотири), які передують золоторудному процесу. Продуктивний комплекс містить вісмут – сфалерит – магнетит-2 – халькопірит-2 – піритову (із самородним сріблом, вісмутином) і золото – галеніт – карбонат – піритову асоціації, з якими пов'язана золотолокалізація. Післяпродуктивні асоціації гематит-1 – марказитова і борніт – малахіт – гематит-2 – гетитові завершують рудний процес.

Зіставлення послідовності рудоутворення і мінеральних асоціацій, які визначені в межах Берестівської ЗС і суміжної Сорокинської структури, показує, що ці процеси протікали багато в чому аналогічно, а мінеральні комплекси мають подібні риси. Так, золото-сульфідний мінеральний комплекс продуктивного періоду рудоутворення, характерний для Сорокинської ЗС, об'єднує сульфідно-кварцову (халькопірит-піротин-кварцову із золотом) і золото-вісмут-карбонат-кварцову мінеральні асоціації. Окрім названих мінералів, до складу цих асоціацій входять сфалерит, пірит, самородний вісмут, гетит, вісмутин, телуриди вісмуту. Склад допродуктивного і післяпродуктивного комплексів Сорокинської структури також є дуже подібним до аналогічних комплексів Берестівської ЗС. Це дає підставу для позитивної оцінки, в першу чергу, перспек-

тив золотоносності Берестівської ЗС та її оточення, а також розвитку інших корисних копалин.

### **З історії вивчення рудної речовини**

Перші знахідки рудних проявів і відповідної мінералізації в районі Сорокинської і Берестівської ЗС згідно з працею [8] датуються кінцем XIX сторіччя. Так, А. Носов уперше по б. Берестівській у 1877 р. відзначив халькопірит і мідну зелень. Г. Д. Романовський (1882) указував на сліди мідної зелені на березі р. Кільтичія біля с. Андріївка. Н. А. Соколов (1889) також біля с. Андріївка виявив кварцову жилу з примазками мідної зелені, а в долині р. Буртичія відзначив виходи червоно-бурого залізного кварциту.

Варто сказати, що геологічні дослідження того періоду були епізодичними, а мінералогічні знахідки – в основному, випадковими.

Початком системних досліджень з вивчення рудної речовини району Берестівської зеленокам'яної структури можна вважати 60-ті роки XX сторіччя. Саме в цей період було вперше видано геологічну карту масштабу 1:200 000 аркуша L-37-VII (Бердянськ) за результатами комплексної геолого-гідрогеологічної зйомки (Г. Л. Кравченко, 1962 р.), яка не втратила свого значення і до цього часу [3]. Одразу ж після цього трестами “Артемгеологія”, “Дніпрогеологія” та НДІ КДУ (м. Київ) була виконана поаркушна зйомка масштабу 1:50 000 (Г. Г. Коньков, Р. М. Полуновський, М. І. Лебедев, В. А. Цуканов та ін.). Водночас у невеликих об'ємах проводились пошукові роботи на кольорові метали (П. І. Тетерюк, 1965 р.), високоглиноземисту сировину (В. А. Ігнаткин, 1961 р.).

Наприкінці 60-х – початку 70-х рр. XX сторіччя на досліджуваній території проводились масштабні пошуки рідкісних металів, графіту, польвошпат-кварцової сировини. У 1968 р. складено прогноз металогенічну карту на рідкісні і розсіяні елементи (Н. Г. Касаткін та ін.). У процесі пошукових робіт геологами-виробничниками спільно з науковцями

вивчався речовинний склад руд, генетичні аспекти, технологічні властивості корисних копалин.

Наступного періоду (до 1985 р.) складалась металогенічні карти, максимального рівня досягли геологічними роботи. Найдетальнішими і результативнішими виявилися роботи з глибинного геологічного картування масштабу 1:50 000 (ГГК-50). Підсумком цих досліджень стало детальне розчленування породних комплексів, виявлення і вивчення нових родовищ і проявів корисних копалин, виділення перспективних пошукових ділянок.

У період до 2000 р. на території району виконувались роботи з ГГК-200, польові дослідження з геологічного довивчення площі (ГДП-200) аркуша L-37-VII (Бердянськ), проводились тематичні прогностико-ревізійні роботи. Найбільш цілеспрямованими стали роботи з ГДП-200.

Аналізуючи стан мінераграфічних досліджень у районі Берестівської структури, які виконувались до 2000 року, варто констатувати, що вони не мали системності, проводились вибірково лише на виявлених об'єктах: родовищах і проявах графіту, золота, кольорових металів та ін.

Після 2000-го року в межах Берестівської ЗС та її облямуванні геологічні дослідження, в процесі яких вивчалась рудна речовина, фактично виконувались лише в межах проекту з ГПК-50. Рудна мінералізація досліджувалась у межах Миколаївської ділянки, яка розміщується в північно-західній частині структури (рис. 2).

#### **Металогенічні особливості площі**

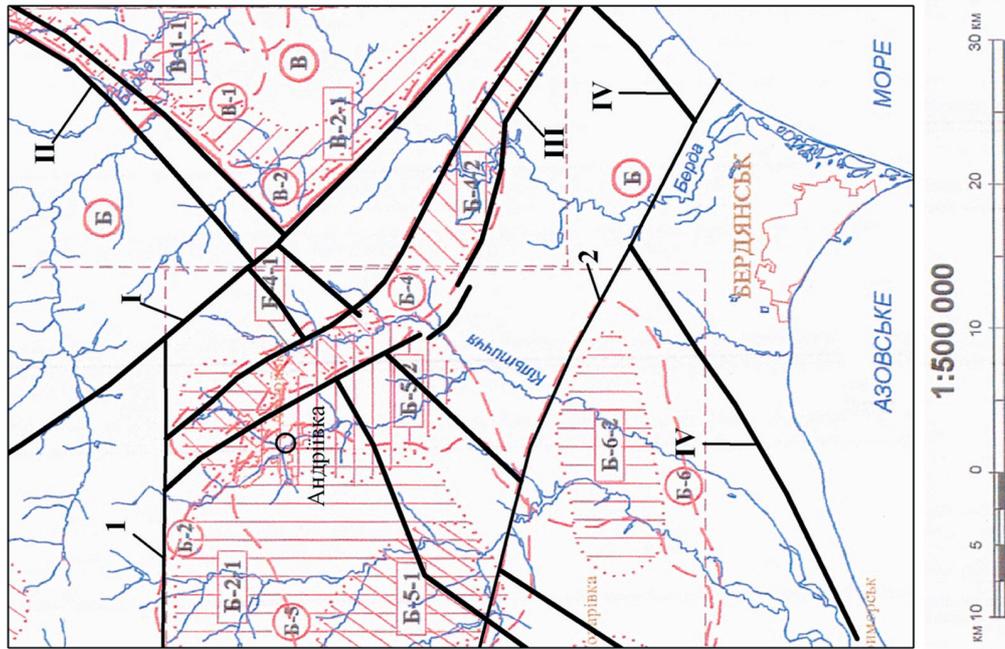
Тектонічна будова площі, в межах якої проводилося ГПК-50, визначає її металогенічне районування (рис. 3). На цій площі стикаються дві структурно-металогенічних зони (СМЗ) Приазовського геоблока УЩ: Західноприазовська та Центральноприазовська [3, 4] (О. М. Сватков та ін., 2010). Берестівська ЗС розміщується саме на границі цих СМЗ і закладена в зоні Миколаївського розлому, який розділяє названі

структурно-металогенічні підрозділи. Берестівська структура, як і Сорокинська, має накладений, первинний трогоподібний характер і незгідні співвідношення з породами фундаменту.

Згідно з працею [3] у межах Західноприазовської СМЗ з лінійними тектономагматичними структурами пов'язаний Сорокинський золото-рідкісноземельно-рідкіснометалевий рудний район, а північно-західна частина площі робіт належить до Андріївсько-Єлисеївського району керамічних пегматитів (рис. 3). Центральноприазовська СМЗ на площі, що вивчалась, представлена Темрюк-Троїцьким графіторудним полем Темрюк-Троїцького залізо-графіторудного району. У межах Сорокинського рудного району виявлені родовища рідкісних металів, золота і ставроліту [3, 5, 6] (О. М. Сватков та ін., 2010). Відомі прояви рідкісноземельних металів, заліза, кольорових металів, рідкісних металів (W, Nb, Ta, Li, Rb, Cs), золота і срібла та ін. [2, 3, 8] (Сватков О. М. та ін., 2010). Центральноприазовська СМЗ характеризується наявністю метаморфогенних родовищ графіту [3, 8], проявів заліза, рідкісноземельних елементів, міді, золота, алмазів [3].

Виконавцями ГПК-50 (О. М. Сватков та ін., 2010) за результатами проведених робіт виділено Берестівсько-Сорокинський золоторудний район (рис. 1), у межах якого містяться Сорокинська рудна і Берестівська рудоносна площі. У свою чергу, Сорокинська рудна площа складається з Андріївсько-Сорокинського, Ольгинсько-Кримського, Суразького і Східного рудних полів.

За даними праці [5], досить широко проявлене в районі рідкіснометалевого зрудення зосереджене в межах Сорокинського пегматитового поля Шевченківсько-Сорокинського пегматитового поясу. У північно-західній його частині виділяються Комишуватський, Андріївський і Сорокинський вузли, а в центральній і східній – вузли “Балка Крута”, “Голубі Скелі” і “Садовий”. До вузла “Балка Крута” приурочене однойменне рідкіснометалево



**Умовні позначення**  
Структурно-металогенічне районування

Структурно-металогенічні зони:

- Б Західноприазовська
  - В Центральноприазовська
- Рудні (рудносні) райони:
- Б-4 Сорочинський золото-рідкісноземельно-рідкіснометалевий район
  - Б-4-1 Північносорочинське золото-рідкісноземельно-рідкіснометалеве поле
  - Б-4-2 Південносорокинське золото-рідкісноземельно-рідкіснометалеве поле
  - Б-5 Андріївсько-Слисейський район керамічних пегматитів
  - Б-5-1 Слисейське поле керамічних пегматитів
  - Б-5-2 Андріївське поле керамічних пегматитів
  - Б-6 Андріївсько-Лозоватський діамантоносний район
  - Б-6-2 Андріївське рудоносне поле

- В-1 Каратюк-Каратський діамантоносний район
- В-1-1 Захарівське рудоносне поле
- В-2 Темрюк-Троїцький залізо-графітурудний район
- В-2-1 Темрюк-Троїцьке графітурудне поле

**Розривні порушення**

- Глибинні розломи:
- I – Миколаївський
  - II – Катеринівський
  - III – Сорочинський
  - IV – Бердянський
- Головні розломи:
- 1 – Стульнівський
  - 2 – Слизаветівський

**Рис. 3. Фрагмент схеми металогенічного районування і тектонічної схеми кристалічного фундаменту району за результатами ГДП-200 (аркуш L-37-VII, Бердянськ)**

родовище [5, 8]. Пізніше за геолого-структурними особливостями формування пегматитових гранітних комплексів було переглянуто схему розміщення пегматитових утворень і в районі Сорокинської та Берестівської ЗС виділено Сорокинське поле рідкіснометалевих пегматитів у складі Сорокинсько-Гайчурського пегматитового поясу і Берестівське передбачуване поле пегматитів із нез'ясованою спеціалізацією Шевченківсько-Берестівського пегматитового поясу [7] (рис. 1).

Пограничне положення Берестівської ЗС між двох різних СМЗ визначає специфічність металогенічних рис цієї структури і найближчого її облямування. Найрозвиненішою тут є золоторудна мінералізація [2] (О. М. Сватков та ін., 2010). У межах Берестівської структури роботами з ГПК-50 виявлено Миколаївський прояв золота (рис. 2, № 22 на карті), локалізований у катаклазованих і гідротермальних змінених окварцованих зеленокам'яних породах. Майже всі шліхові проби, які відібрані з алювіальних відкладів рр. Берестова та Берда, демонструють підвищену золотосність – до 12 знаків на шліх. Відзначено велике поширення геохімічних аномалій золота (за даними хіміко-спектрального аналізу), що приурочені до метабазальтів ольжинської світи, в породах фундаменту, корі вивітрювання, а також пухких відкладах осадового чохла.

Самородне золото діагностоване в найближчому облямуванні Берестівської ЗС. Золотоносні польовошпат-кварцові метасоматити розміщені в правому схилі долини р. Берестова і розкриті в Боцманівському та Скляному кар'єрах (рис. 2) (О. М. Сватков та ін., 2010). За результатами атомно-абсорбційного аналізу вміст золота в Боцманівському кар'єрі (рис. 2, № 17/1 на карті) становить від 0,35 до 34,76, а в Скляному сягає 24,4 г/т (В. В. Ширкунов, 2007). Згідно з працею [3] з польовошпат-кварцовими метасоматитами (вторинними кварцитами або кварцитолітами) Скляного кар'єру, який розміщується поблизу західної околиці с. Карла Маркса, пов'язаний Берестів-

ський прояв золота (рис. 2, № 17 на карті)). У зоні тріщинуватості, яка оперяє Миколаївський розлом, виявлені гнізда розміром до 25–30 см, що збагачені халькопіритом, ковеліном, борнітом, а також у них трапляється золото. У двох пробах виявлено до 40 золотин.

Поширеним у межах ділянки є процес графітизації. Численними спостереженнями відзначено, що графіт має гідротермальне походження і наскрізний характер (О. М. Сватков та ін., 2010). Цей мінерал накладений на зеленокам'яні породи, гранітоїди, що їх ін'єкують, а також на мігматити облямування. Кількість графіту змінюється в широкому діапазоні від перших до 10–15, а на окремих ділянках сягає 30 %.

Заслугує на увагу аномалія вольфраму, що визначена за результатами польових робіт з ГПК-50 (О. М. Сватков та ін., 2010) на Миколаївській ділянці Берестівської структури (рис. 2). Аномалія приурочена до західної зони контакту зеленокам'яних порід структури з утвореннями салтичанського та ремівського комплексів і супроводжується підвищеним умістом V, Cu, Co, іноді Mn, Ag, Au.

#### **Основні асоціації рудних мінералів**

Рудні асоціації Берестівської ЗС і найближчого її облямування накладені на зеленокам'яні породи ольжинської світи (переважно метабазальти з прошарками метаультрамафітів), плутонічні утворення сорокинського комплексу (метаброїди, метагабродіабази, метадуніти, метапіроксеніти та ін.), підстеляючи та оточуючи породні комплекси. Породи, що вміщують рудну мінералізацію, інтенсивно змінені: скарновані, пропілітизовані, окварцовані. Відзначається широкий розвиток графітумісних метасоматитів. Максимум концентрації рудних мінералів приурочено до ділянок з інтенсивно проявленими тектонічними і гідротермально-метасоматичними процесами.

Широкий спектр різних за віком і генезисом породних утворень, що суміщаються в контурах Берестівської ЗС, пов'язаний з приуроченістю цієї структу-

ри до Миколаївського глибинного довгоживучого розлому, а також ускладненням її поперечними й січними тектонічними порушеннями.

Рудні мінерали, що виявлені і вивчені в межах Миколаївської ділянки Берестівської ЗС, утворюють укралені і прожилково-вкраплені структури. Їх кількість (разом з графітом) становить від 0,5 до 70 об'ємних відсотків.

У результаті проведених мінераграфічних і прецизійних досліджень виділено мінеральні асоціації, які поділяються на допродуктивні, продуктивні та післяпродуктивні:

1. Допродуктивними асоціаціями є:

а) вольфраміт-магнетитова (з каситеритом);

б) графіт-кварцова;

в) пентландит – халькопірит-1 – піротин – пірит-1 – ільменітова (з кобальт-пентландитом);

г) льолінгіт – герсдорфіт – нікелінова (з глаукодотом, годлевскітом, кобальтином).

2. Продуктивні асоціації:

а) вісмут – сфалерит – магнетит-2 – халькопірит-2 – піритова (з піритом другої генерації, самородним сріблом, вісмутином);

б) золото – галеніт – карбонат – піритова (з піритом третьої генерації, геситом, телуرویсмутитом).

3. Післяпродуктивні асоціації:

а) гематит-1 – марказитова (з рутилом і лейкоксеном);

б) борніт – малахіт – гематит-2 – гетитова.

#### **Характеристика рудних мінералів**

До першої допродуктивної асоціації входять магнетит-1, який у кількості близько 15 % спостерігається серед калішпатизованих біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів з прожилково-вкрапленою рудною мінералізацією (сверд. 64, гл. 222,5 м). До складу асоціації належать також каситерит і вольфраміт (табл. 1). Останні трапляються в окремих пробах. За хімічним складом вольфраміт відповідає фербериту ( $\text{FeWO}_4$ ) з дещо

підвищеним умістом заліза й малою домішкою марганцю. До складу каситериту як домішка входить залізо.

Графіт, який є представником другої дорудної асоціації, спостерігається майже у всіх породних різновидах та утворює окремі лусочки й розетки, часто деформовані лускуваті агрегати, скупчення лусок на контакті породних відмін, які зорієнтовані по сланцюватості. Часто спостерігаються сутуроподібні шви, складені дрібнолускуватим графітом (фото 1) з “гофрованою” поверхнею (фото 2). Від суми рудних мінералів уміст графіту змінюється від 0,1 до 70 %. Найбільша кількість мінералу (до 30 %) зафіксована у складі графіт-кварцових метасоматитів, які накладені майже на всі породи, що складають Берестівську ЗС.

Ільменіт, який належить до третьої дорудної асоціації, утворює зерна або вкраплення окремих призматично-витягнутих кристалів, часто міститься в зростанні з піротином (фото 3), заміщує магнетит першої генерації. У свою чергу, по ільменіту розвивається агрегат лейкоксену. У рудних агрегатах уміст ільменіту змінюється від 0,1 до 99 %. Хімічний склад ільменіту характеризується постійною наявністю оксиду марганцю в кількості від 1,07 до 10,18 % (табл. 2).

Піротин розвинений у вигляді дрібних укралень і реліктів у піриті, ізометричних (округлих) виділень у зростанні з ільменітом, іноді гніздоподібних або прожилкоподібних скупчень (див. фото 3). Уміст піротину в досліджених зразках змінюється від 0,1 до 25 % від суми рудних мінералів. Хімічний склад піротину надано в табл. 3.

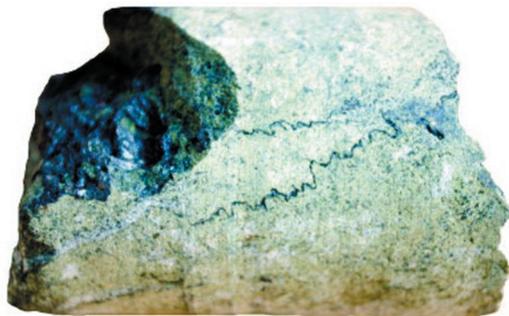
Пентландит виявлений в керні у сверд. 64 сланці епідот-хлорит-актинолітовому (гл. 211,4 м) і плагіогнейсі біотит-графітовому (гл. 222,5 м). У першому випадку мінерал включений у халькопіриті і заміщується віоларитом. Уміст пентландиту становить тут 1,0 % від суми рудних мінералів. У другому випадку пентландит утворює полум'яноподібні фази в піротині, тому вміст його незначний і від суми рудних мінералів сягає 0,4 %.

**Таблиця 1. Хімічний склад фербериту і каситериту**

№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Мінерал	Компоненти, ваг. %				Сума
				WO <sub>3</sub>	SnO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	
1	64	151,4	ферберит	71,79	–	0,13	28,08	100,00
2	64	151,4	каситерит	–	93,50	–	6,50	100,00

**Таблиця 2. Хімічний склад ільменіту**

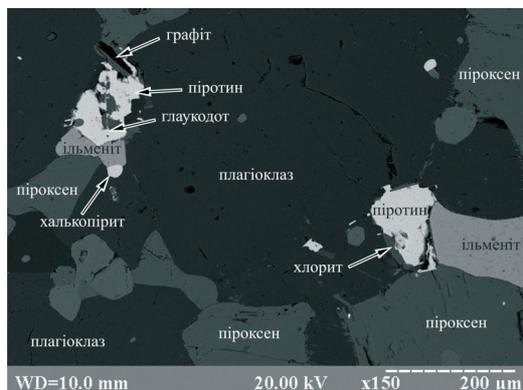
№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %			Сума
			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	
1	64	184,6	47,72	50,65	1,62	99,99
2	64	184,6	48,06	50,58	1,36	100,00
3	64	211,4	37,85	51,97	10,18	100,00
4	64	211,4	37,99	52,13	9,88	100,00
5	64	222,5	43,31	50,66	6,03	100,00
6	64	247,8	47,96	50,96	1,07	99,99



**Фото 1.** Сутуроподібні шви, складені тонколукуватим графітом в епідот-піроксен-кварцових скарноїдах. Сверд. 64, гл. 207,3 м. Діаметр керна 59 мм



**Фото 2.** Тріщина відколу, “гофрована” поверхня якої складена перетертим тонколукуватим графітом. Сверд. 64, гл. 205,4 м. Діаметр керна 59 мм



**Фото 3.** Зростання піротину та ільменіту. По тріщині в піротині розвивається глаукодот. Сверд. 64, гл. 184,6 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах

**Таблиця 3. Хімічний склад піротину**

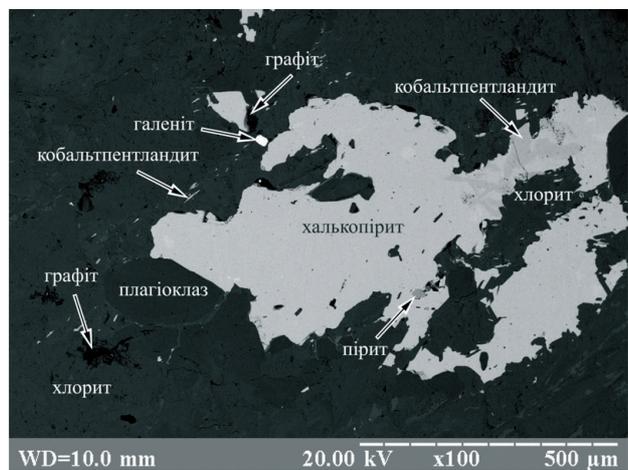
№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %			Сума
			S	Fe	Co	
1	64	151,4	35,20	64,80	–	100,00
2	64	184,6	35,65	64,35	–	100,00
3	64	222,5	34,75	65,14	0,11	100,00

Кобальтпентландит ((Co, Ni, Fe)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>) діагностовано в керні сверд. 64 (гл. 211,4 м), де він утворює тісні зростання з халькопіритом, а також окремі дрібні лінзоподібні виділення (фото 4). Хімічний склад мінералу показано в табл. 4.

Халькопірит у кількості від 1 до 14 % від суми рудних мінералів спостерігається у вигляді дрібних укралень, окремих виділень неправильної форми, а також гніздоподібних скупчень. Нерідко мінерал утворює облямівки навкруги піротину й піриту першої і другої генерацій або тісні зростання з піротином, релікти в піриті-2.

Очевидно, що в рудах існує дві генерації халькопіриту. Вони розрізняються як за морфологічними ознаками, так і за співвідношеннями з іншими рудними мінералами. Ранній халькопірит асоціює з піротином, піритом-1, зрідка з кобальтпентландитом, часто спостерігається у вигляді реліктів, а пізній утворює дрібні вкраплення та окремі майже мономінеральні виділення неправильної форми.

За хімічним складом халькопірити двох генерацій не розрізняються і є майже тотожними (табл. 5). Варіації складу є незначними і не перевищують 1–2 %. До-



**Фото 4. Кобальтпентландит, що утворює субграфічні проростання в халькопіриті та дрібні лінзоподібні виділення в нерудних мінералах. Сверд. 64, гл. 211,4 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах**

**Таблиця 4. Хімічний склад кобальтпентландиту**

№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %				Сума
			Fe	Ni	Co	S	
1	64	211,4	5,18	27,98	28,42	38,27	99,85
2	64	211,4	6,48	29,34	26,93	37,84	100,59

**Таблиця 5. Хімічний склад халькопіритів**

№ з/п	№ сверд.	Пл., м	Компоненти, ваг. %				Сума
			Fe	Cu	Mn	S	
1	64	147,4	32,13	35,96	–	31,91	100,00
2	64	151,4	32,24	35,11	–	32,65	100,00
3	64	211,4	32,59	35,58	–	31,83	100,00
4	64	211,4	31,88	36,42	–	31,71	100,01
5	64	211,4	31,97	36,35	0,12	31,62	100,06
6	64	211,4	32,40	37,38	0,05	32,02	101,85
7	64	211,4	32,28	36,51	0,08	31,51	100,38
8	64	222,5	32,59	35,47	–	33,33	101,39
9	64	222,5	32,06	35,88	–	30,72	98,66

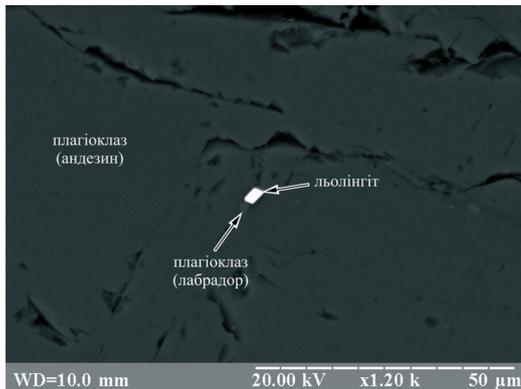
мішки майже відсутні. Винятком є аналізи № 5–7, в яких зафіксовано невелику кількість марганцю (від 0,05 до 0,12 %).

Пірит першої генерації становить від 0,1 до 90 % суми рудних мінералів третьої допродуктивної асоціації. Мінерал утворює окремі дрібні ідіоморфні кристали, витягнуті або неправильної форми виділення з “чистою” поверхнею та вкрапленнями піротину і халькопіриту.

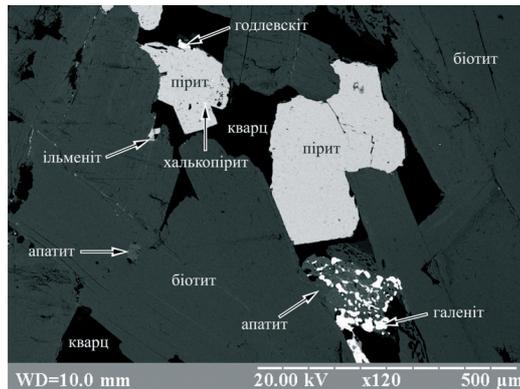
Остання з допродуктивних асоціацій – льолінгіт-герсдорфіт-нікелінова – поширена локально. Сульфіди, сульфоарсеніди та арсеніди заліза, нікелю й кобальту виявлені у сверд. 64 серед біотитизованих, окварцованих і скарнованих метабазальтів. За даними мікрозондового рентгено-спектрального аналізу в складі асоціації визначені досить рідкісні годлевскіт, кобальтин і глаукодот (табл. 6, фото 5–8).

**Таблиця 6. Хімічний склад мінералів льолінгіт–герсдорфіт–нікелінової асоціації**

№ з/п	№ сверд.	Пл., м	Мінерал	Компоненти, ваг. %					Сума
				Fe	Ni	Co	As	S	
1	64	184,6	льолінгіт	21,50	2,34	3,49	72,66	-	99,99
2	64	184,6	глаукодот	24,75	0,74	17,36	28,05	29,11	100,01
3	64	222,5	годлевскіт	2,85	66,09	–	–	32,27	101,21
4	64	247,8	кобальтин	5,34	8,98	21,63	45,42	18,63	100,00
5	64	247,8	нікелін	0,62	43,64	–	55,74	–	100,00
6	64	247,8	нікелін	0,58	43,72	–	55,70	–	100,00
7	64	247,8	нікелін	0,71	43,67	–	55,62	–	100,00
8	64	247,8	нікелін	0,71	43,49	–	55,80	–	100,00
9	64	247,8	нікелін	–	44,49	–	55,51	–	100,00
10	64	247,8	нікелін	–	44,31	–	55,69	–	100,00
11	64	247,8	герсдорфіт	1,19	31,42	2,75	46,62	18,02	100,00
12	64	247,8	герсдорфіт	1,33	32,88	1,23	45,16	19,39	99,99
13	64	247,8	герсдорфіт	1,42	33,42	1,20	45,11	18,86	100,01
14	64	247,8	герсдорфіт	1,48	32,05	1,96	45,75	18,76	100,00
15	64	247,8	герсдорфіт	1,35	33,31	1,24	45,76	18,35	100,00
16	64	247,8	герсдорфіт	2,02	33,83	1,20	45,00	17,96	100,00
17	64	247,8	герсдорфіт	1,35	30,46	3,94	46,91	17,34	100,00



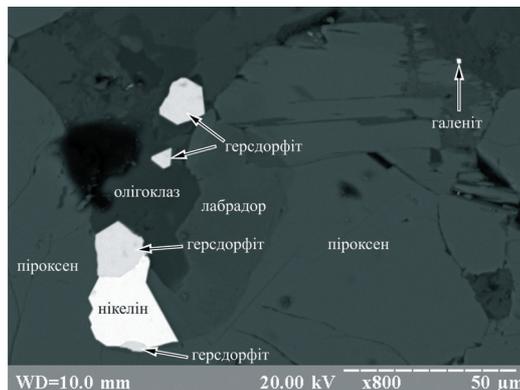
**Фото 5.** Кристал льохлітиту в скарнованих метабазальтах. Сверд. 64, гл. 184,6 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах



**Фото 6.** Зерно годлевскіту в зростанні з піритом. Сверд. 64, гл. 222,5 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах



**Фото 7.** Асоціація нікеліну і кобальтину. Сверд. 64, гл. 247,8 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах



**Фото 8.** Виділення герцорфіту і нікеліну в метабазальтах. Сверд. 64, гл. 247,8 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах

Мікрозондові дослідження показали, що співвідношення основних хімічних елементів нікеліну (NiAs) і герцорфіту (NiAsS) загалом відповідає теоретичним умістам [9]. При цьому особливістю складу нікеліну є наявність заліза в кількості до 0,71 %, а для герцорфіту характерною є постійна присутність домішок кобальту (від 1,20 до 3,94 %) і заліза (від 1,19 до 2,02 %).

У складі льохлітиту ( $\text{FeAs}_2$ ) зафіксовані домішки нікелю (2,34 %) і кобальту (3,49 %). За цими ознаками мінерал можна визначити як нікель-кобальтистий льохліт.

Хімічний склад годлевскіту ( $\text{Ni}_7\text{S}_6$ ) порівняно з теоретичним характеризується дещо пониженим умістом сірки, підвищеним умістом нікелю і наявністю заліза.

Співвідношення миш'яку і сірки в кобальтині ( $\text{CoAsS}$ ) загалом відповідає стехіометричному. У складі мінералу зафіксовані також залізо (5,34 %) і нікель (8,98 %).

Хімічний склад глаукодоту ( $((\text{Co},\text{Fe})\text{AsS})$ ) вирізняється дефіцитом миш'яку та підвищеними вмістами сірки й нікелю. Це пояснюється можливим забрудненням аналізу

елементами, що входять до складу піротину, який уміщує дрібні виділення глаукодоту.

До складу продуктивних асоціацій, окрім самородних золота, срібла, вісмуту, входять пірит-2, пірит-3, халькопірит-2, карбонат, сфалерит, галеніт (фото 9), вісмути, телуровісмути.

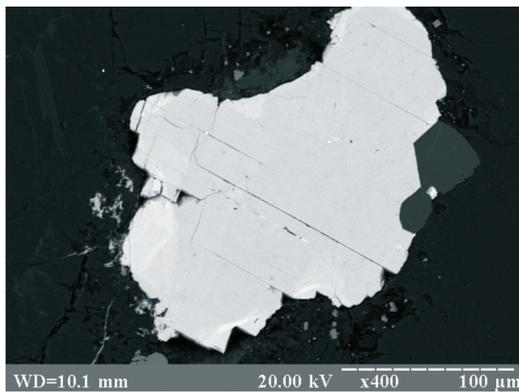
Пірит-2 утворює великі ситоподібні кристали та прожилкоподібні виділення, видовжені по сланцюватості (фото 10, 11), гранобластові та дисперсні агрегати (зі структурами типу “пташине око”), облямівки навкруги піриту-1. Мінерал часто вміщує емульсійне вкраплення магнетиту-2, релікти піротину, халькопіриту, окремі кристали марказиту. Ці спостереження

вказують на його утворення в результаті дисульфідизації піротину. Іноді відзначаються тісні зростання піриту-2 з карбонатом. Пірит-2 присутній у досліджених зразках у кількості від 7,5 до 65 % від суми рудних мінералів.

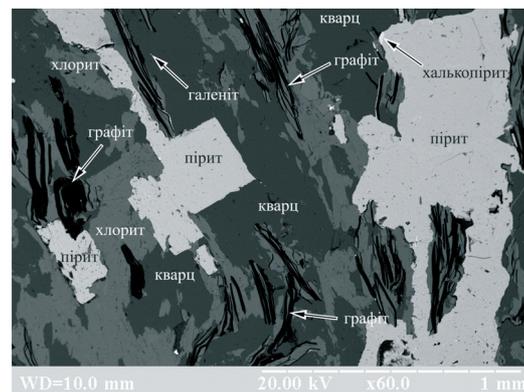
Магнетит-2 міститься в невеликих кількостях (від 0,05 до 0,4 %) і трапляється, звичайно, у вигляді емульсійних укралень у піриті-2 і за морфологічними ознаками є продуктом, що виникає під час дисульфідизації піротину.

Як було зазначено вище, халькопірит-2 утворює дрібні вкраплення та окремі мономінеральні виділення неправильної форми.

Сфалерит має обмежений розвиток, в аншліфах спостерігається в кількості від



**Фото 9.** Виділення галеніту (дрібні білі точки) в кристалі монациту (світло-сіре). Сverd. 64, гл. 225,5 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах



**Фото 10.** Гранобластовий пірит другої генерації, що розвивається по сланцюватості в окварцованих, графітізованих і хлоритизованих амфіболітах. Сverd. 64, гл. 151,4 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах



**Фото 11.** Лінзоподібні і прожилкові виділення піриту-2 в окварцованому метабазальті. Сverd. 64, гл. 151,2 м

0,1 до 0,65 %. Цей мінерал утворює емульсійні вкраплення, окремі вкраплення й короткі прожилки в халькопіриті. Невелика кількість міді, що фіксується в пробах, які відібрані у сверд. 64 на гл. 147,4 і 211,4 м, зумовлена, вірогідно, наявністю у сфалериті емульсійних виділень халькопіриту (табл. 7).

Пірит-3 розвивається по тріщинах, утворюючи гранобластові та ажурні агрегати. Часто приурочений до акцесорних мінералів, складає облямівки навкруги піриту-2. Уміст піриту-3 в досліджених зразках змінюється від 0,5 до 45 %.

Хімічний склад піритів Берестівської ЗС відзначається стабільністю (табл. 8). Лише в пробі, відібраній у сверд. 64 з гл. 222,5 м, зафіксовано домішку кобальту в кількості 0,4 %.

Золото спостерігалось лише в одному випадку (сверд. № 64, гл. 147,4 м). Мінерал

утворює ізометричне виділення розміром до 5 мк у халькопіриті (фото 12). Хімічний склад самородного золота наведений у табл. 9. Він характеризується наявністю срібла (25,11 %), заліза (2,0 %) і міді (2,3 %). Присутність останніх пояснюється впливом халькопіритової матриці.

Самородне срібло діагностовано у двох пробах сверд. 64, де воно спостерігається у вигляді дрібних зерен у графіті і халькопіриті. У сріблі з гл. 147,4 м присутнє залізо в кількості 1,71 %, а в пробі з гл. 151,4 м мінерал уміщує невеликі домішки міді й сірки (фото 13, табл. 9).

Одним з найпоширеніших мінералів асоціації є галеніт. Він спостерігається майже у всіх аншліфах, утворюючи вкраплення дрібних ізометричних зерен. Часто галеніт пов'язаний з монацитом. Вірогідно, що в межах Берестівської ЗС

**Таблиця 7. Хімічний склад сфалериту**

№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %				Сума
			Zn	Fe	Cu	S	
1	64	147,4	63,51	5,93	1,38	29,04	99,86
2	64	147,4	65,19	4,99	–	29,82	100,00
3	64	147,4	61,80	6,84	–	29,17	97,81
4	64	211,4	63,73	7,60	1,89	29,32	102,54
5	64	211,4	61,99	11,16	–	26,84	99,99
6	64	222,5	59,35	11,61	–	29,04	100,00

**Таблиця 8. Хімічний склад піритів Берестівської ЗС**

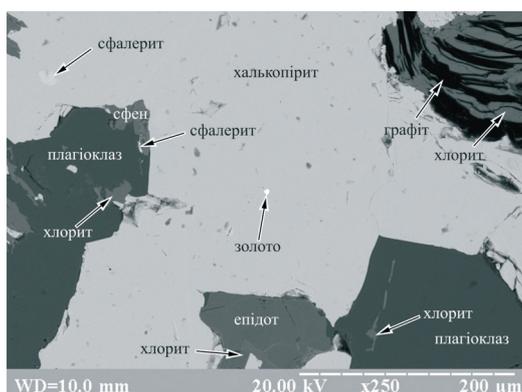
№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %			Сума
			Fe	Co	S	
1	64	151,4	52,00	–	48,00	100,00
2	64	151,4	50,73	–	49,27	100,00
3	64	151,4	51,23	–	48,77	100,00
4	64	211,4	51,09	–	48,91	100,00
5	64	222,5	50,99	–	49,01	100,00
6	64	222,5	50,36	0,40	49,24	100,00
7	64	222,5	50,33	–	49,27	99,60
8	64	222,5	50,23	–	49,77	100,00
9	64	222,5	51,46	–	48,54	100,00
10	64	222,5	51,08	–	48,92	100,00
11	64	222,5	51,68	–	48,32	100,00

цей мінерал утворювався як під час гідротермального процесу (в складі досить локально проявленої поліметалевої асоціації), так і під час радіоактивного розпаду, про що свідчить його приуроченість до монациту (див. фото 9). Хімічний склад галеніту наведено в табл. 10.

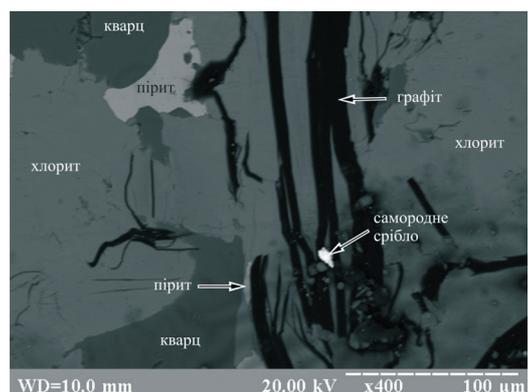
Мінерали вісмуту виявлено у сверд. 64 на гл. 222,5 м (фото 14, 15, табл. 11, 12). Підвищені вмісти вісмуту в аналізах свід-

чать про наявність тонких зростань самородного вісмуту і вісмутину, які не визначаються оптичними методами.

Післяпродуктивні асоціації Берестівської ЗС представлені низькотемпературними мінералами, що утворилися на пізніх стадіях гідротермального процесу (пірит-3, марказит, гематит-1, рутил, лейкоксен) або в умовах гіпергенезу (гетит, гематит-2, борніт, малахіт).



**Фото 12.** Дрібне виділення самородного золота в халькопіриті. Сверд. 64, гл. 147,4 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах



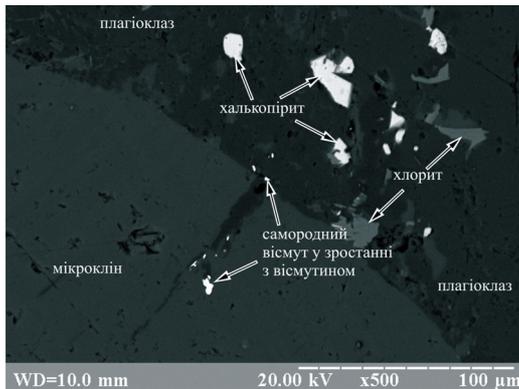
**Фото 13.** Самородне срібло в хлорит-графіт-кварцовому метасоматиті. Сверд. 64, гл. 151,4 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах

**Таблиця 9.** Хімічний склад самородних золота і срібла

№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Мінерал	Компоненти, ваг. %					Сума
				Au	Ag	Fe	Cu	S	
1	64	147,4	золото	70,59	25,11	2,00	2,30	–	100,00
2	64	147,4	срібло	–	98,29	1,71	–	–	100,00
3	64	151,4	срібло	–	97,98	–	1,43	0,59	100,00
4	64	151,4	срібло	–	98,43	–	1,27	0,30	100,00

**Таблиця 10.** Хімічний склад галеніту

№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %		Сума
			Pb	S	
1	64	147,4	85,08	14,92	100,00
2	64	151,4	85,72	14,28	100,00
3	64	151,4	84,26	15,74	100,00
4	64	211,4	86,70	13,30	100,00
5	64	222,5	84,12	15,88	100,00
6	64	222,5	85,25	14,75	100,00



**Фото 14.** Розвиток халькопіриту другої генерації, хлориту і мінералів вісмуту на границі зерен польових шпатів. Сверд. 64, гл. 147,4 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах



**Фото 15.** Телуровісмутит, що спостерігається у вигляді облямівки навкруги піротину. Сверд. 64, гл. 222,5 м. Аншліф. Зображення у відбитих електронах

**Таблиця 11.** Хімічний склад телуровісмутиту

№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %		Сума
		Ві	Те	
64	222,5	54,97	45,03	100,00

**Таблиця 12.** Хімічний склад тонких зростань вісмутину і самородного вісмуту

№ з/п	№ сверд.	Гл., м	Компоненти, ваг. %		Сума
			Ві	S	
1	64	222,5	88,47	11,53	100,00
2	64	222,5	86,34	13,66	100,00

### Висновки

Уперше завдяки проведенню геолого-прогнозного картування масштабу 1:50 000 виявлено і комплексно вивчено Берестівську ЗС, яка за багатьма ознаками відповідає саме зеленокам'яним структурам лінійного типу, які є характерними для Західноприазовського геоблока і зокрема суміжній Сорокинській ЗС.

Комплексом робіт, що включали мінералогічні і мікрозондові рентгеноспектральні дослідження, вперше в цій структурі визначено послідовність рудних процесів і виділено мінеральні асоціації, які поєднуються в допродуктивні, продуктивні (золотоносні) та післяпродуктивні.

Проведеними роботами виявлені раніше невідомі для цієї ділянки надр рудні мінерали: кобальт-пентландит, льолінгіт, герсдорфіт, нікелін, глаукокодот, годлевскіт, кобальтин, срібло, гесит, телуровісмутит.

Аналіз послідовності процесів рудоутворення і мінеральних асоціацій, які розвинені в межах Берестівської ЗС і суміжної Сорокинської структури, свідчить про їх подібність і близькість. У першу чергу це стосується золоторудного процесу, що дає можливість позитивно оцінювати перспективи золотоносності Берестівської ЗС та її найближчого оточення.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. *Бобров О. Б., Лисенко О. А., Меркушин І. Є., Сватков О. М.* Берестівська структура – нова зеленокам'яна структура Приазовського мегаблока УЩ//Тези ІV наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. Дніпропетровськ, 2007. С. 50–51.

2. *Бобров О. Б., Лисенко О. А., Меркушин І. Є., Сватков О. М., Тупікова Н. Б.* Берестівська структура – новий зеленокам'яний об'єкт у Західному Приазов'ї//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2012. № 2. С. 10–28.

3. *Бородина Б. В., Князькова І. Л., Єсипчук К. Ю.* та ін. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, Центральноукраїнська серія, аркуш L-37-VII (Бердянськ). Пояснювальна записка. К.: Державна геологічна служба, КП “Південукргеологія”, Приазовська КГП, 2004. 138 с.

4. *Войновський А. С., Бочай Л. В., Нечаев С. В.* та ін. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500 000. Пояснювальна записка. К.: УкрДГРІ, Державна геологічна служба Мінекоресурсів України, 2003. 336 с.

5. *Ісаков Л. В., Василенко А. П., Бобров О. Б.* Геолого-промислові типи родовищ корисних копалин України, пов'язаних з пегматитами//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2007. № 1. С. 24–34.

6. *Ісаков Л. В.* Поля гранітних пегматитів Західного Приазов'я. К.: УкрДГРІ, 2007. 134 с.

7. *Ісаков Л. В.* Систематизація пегматитів Українського щита за геолого-структурними особливостями формування пегматитоносних гранітних комплексів//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2013. № 3. С. 9–25.

8. *Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И.* и др. Минералогия Приазовья. К.: Наук. думка, 1981. 432 с.

9. *Юшко С. А., Юшко-Захарова О. Е., Лебедева С. И., Максимиук И. Е.* Диагностические свойства рудных минералов. М.: Недра, 1975. 285 с.

3. *Borodynya B. V., Knyazkova I. L., Yesypchuk K. Yu., Glevaskyy Ye. B., Chubar Zh. V., Ivanenko T. Ya.* Ukrainian State Geological Map 1:200 000 scale, the Central Ukrainian series, sheet L-37-VII (Berdyansk). Explanatory note. K.: Derzhavna geologichna sluzhba, KP “Pivdenukrgeologiya”, Pryazovska KGP, 2004. 138 p. (In Ukrainian).

4. *Voynovskyy A. S., Bochai L. V., Nechaev S. V., Galeckyy L. S., Kolosovska V. A., Lebid M. I., Gurskyy D. S., Kulish Ye. O., Lobanova L. A., Skopychenko I. M.* Comprehensive metallogenic map of Ukraine. The scale of 1:500 000. Explanatory note. K.: UkrDGRI, Derzhavna geologichna sluzhba Minecoresursiv Ukrainy, 2003. 336 p. (In Ukrainian).

5. *Isakov L. V., Vasylenko A. P., Bobrov O. B.* Geological and industrial types of mineral deposits in Ukraine, related to pegmatite//Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI. 2007. № 1. P. 24–34. (In Ukrainian).

6. *Isakov L. V.* The fields of granitic pegmatites in Western Azov. K.: UkrDGRI, 2007. 134 p. (In Ukrainian).

7. *Isakov L. V.* Systematization of pegmatites in Ukrainian shield on geological and structural features of the formation of pegmatite-bearing granitic complexes//Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI. 2013. № 3. P. 9–25. (In Ukrainian).

8. *Lazarenko Ye. K., Lavrinenko L. F., Buchinskaya N. I., Galiy S. A., Voznyak D. K., Galaburda Yu. A., Zacyha B. V., Ivanova A. V., Kvasnica V. N., Kulchickaya A. A., Kuc V. P., Melnikov V. S., Pavlishin V. I., Turkevich G. I.* Mineralogy of Azov. K.: Naukova Dumka, 1981. 432 p. (In Russian).

9. *Yushko S. A., Yushko-Zakharova O. E., Lebedeva S. I., Maksimyuk I. E.* Diagnostic properties of ore minerals. M.: Nedra, 1975. 285 p. (In Russian).

Рукопис отримано 20.03.2014.

#### REFERENCES

1. *Bobrov O. B., Lysenko O. A., Merkushyn I. Ye., Svatkov O. M.* Berestovskaya structure – the structure of the new greenstone Azov megablock carriers of Ukrainian shield//Tezy IV nauk.-vyrobn. narady geologiv-zyomshchikiv Ukrayiny. Dnipropetrovsk, 2007. P. 50–51. (In Ukrainian).

2. *Bobrov O. B., Lysenko O. A., Merkushyn I. Ye., Svatkov O. M., Tupikova N. B.* Berestovskaya structure – new greenstone object in the Western Azov//Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI. 2012. № 2. P. 10–28. (In Ukrainian).

**А. А. Лысенко**, канд. геол. наук, заведующий отделом (Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ)),

**И. Е. Меркушин**, канд. геол. наук, старший геолог (ПК “Геолог”),

**А. Б. Бобров**, д-р геол.-минерал. наук, профессор, главный научный сотрудник (Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко (ИГМР) НАН Украины)

### **РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БЕРЕСТОВСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (Украинский щит, Западное Приазовье)**

*В этой статье продолжается публикация материалов, характеризующих Берестовскую зеленокаменную структуру (ЗС), которая была установлена в результате геолого-прогнозного картирования масштаба 1:50 000 (ГПК-50) в 2003–2008 гг. в районе известной Сорокинской ЗС. В первой публикации [2] была рассмотрена геолого-структурная позиция Берестовской ЗС, охарактеризован разрез зеленокаменных образований, освещены основные особенности наиболее изученной ее части – Николаевского участка, проанализирована золотоносность структуры и породных комплексов, которые находятся в ее обрамлении. Данная публикация посвящена характеристике рудной минерализации, которая была выявлена в породном комплексе Берестовской ЗС. Исследованиями установлены дорудные, продуктивные золотоносные и послерудные минеральные ассоциации. Выявлено, что рудные процессы, которые происходили в смежных Сорокинской и Берестовской ЗС, имеют много общих черт.*

**Ключевые слова:** Берестовская структура, рудная минерализация, минеральная ассоциация, минераграфические исследования, микрозондовый анализ.

**O. A. Lysenko**, *PhD. Geol. Sciences, Head of Department (Ukrainian state geological research institute (UkrSGRI))*

**I. Ye. Merkushin**, *PhD. Geol. Sciences, geologist of MC “Geologist”*

**O. B. Bobrov**, *Dr. Geol.-mineral. Sciences, professor, collaborator of IGMO*

### **ORE MINERALIZATION OF BERESTOVSKII GREENSTONE STRUCTURE (Ukrainian Shield, Western Azov)**

*This article continues publication of materials that characterize Berestovskii greenstone structure (GS), which was established as a result of geological predictive mapping scale 1:50 000 (geological predictive mapping - 50) in 2003–2008 in an area, known Sorokinskaya GS. The first publication [2] considered the geological and structural position of Berestovskii GS, characterized profile of greenstone formations, highlighted the main features of the most studied part – Nicholayevskiy site, analyzed the structure and gold-bearing rock complexes that are in its frame. This publication is devoted to the mineralization, which was detected in the rock varieties Berestovskii GS. Research established beforemineral, productive and postmineral auriferous mineral associations. Found that the ore processes that took place in the adjacent Sorokinskaya and Berestovskaya GS, have many similarities.*

**Keywords:** Berestovskaya structure, mineralization, mineral association, mineralgraphic research, microprobe analyzes.

**А. А. Калашник**, д-р геол. наук, главный геофизик ГРЭ-37 (КП “Кировгеология”)

## **НОВЫЕ ПРОГНОЗНО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ В ТЕХНОЛОГИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА УКРАИНСКОГО ЩИТА**

*Представлен комплекс новых прогнозно-оценочных критериев, отражающих специфику формирования промышленного оруденения на основе использования современных представлений о металлогении урана с позиции глубинных факторов рудогенеза. Рассмотрены результаты практического применения нового подхода в технологии прогнозирования и поиска эндогенных промышленных месторождений урана Украинского щита, разработанного на базе концепции первичного астеносферного концентрирования рудогенных компонентов.*

**Ключевые слова:** прогнозно-оценочные критерии, эндогенные промышленные месторождения урана, технология прогнозирования.

### **Общая постановка проблемы и связь с практическими заданиями**

По существующим прогнозам мировое производство электроэнергии в ближайшие 20 лет может вырасти на 60 % [18]. При этом действенной альтернативы использованию атомной энергетики для обеспечения потребностей в электроэнергии пока не существует. Отработка урановых ресурсов в мировых масштабах ведется нерационально, с преимущественной эксплуатацией высокорентабельных месторождений. Прогнозируемый суммарный дефицит между производством урана за счет разведанных запасов и его потреблением до 2050 года составит 850 тыс. т даже при средних темпах развития ядерной энергетики [18]. Поэтому на современном этапе наиболее остро стоит проблема обнаружения крупного по запасам и богатого оруденения, выявления условий формирования крупных урановорудных районов. Учитывая низкую результативность интенсивно проведенных специализированных на уран геологоразведочных работ в мире за последние годы,

для изменения ситуации необходимо усовершенствование методики прогноза и поиска промышленных месторождений урана. Повышение эффективности прогнозных построений возможно при учете специфики всех стадий рудообразующего процесса [1], при объективной переоценке укоренившихся ранее представлений об условиях образования и факторах формирования крупных эндогенных месторождений урана в связи с появившимися новыми фактами, полученными в процессе проведения поисково-разведочных работ. Выявление новых особенностей формирования крупных эндогенных месторождений урана в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах Украинского щита (УЩ) на основе использования концепции первичного астеносферного концентрирования рудогенных компонентов может стать основой для смены технологии прогнозирования и поиска промышленных типов месторождений урана и в других регионах планеты. С этим согласуются особенности глубинного строения урановорудной провинции

Украинского щита, проявленность физических и химических неоднородностей мантии, изотопно-геохимические данные, которые подтверждают мантийный источник вещества растворов, формировавших урановорудные натриевые метасоматиты ряда месторождений Кировоградского рудного района [20]. Накопленный в процессе проведения работ КП “Кировгеология” фактический материал подтверждает важную роль глубинных факторов в формировании промышленных месторождений урана [10]. В связи с этим исследования проводились нами целенаправленно для наработки новых эффективных критериев, отражающих специфику формирования промышленного оруденения на основе использования современных представлений о металлогении урана с позиции глубинных факторов рудогенеза.

#### **Обзор публикаций и нерешенные части общей проблемы**

Согласно укоренившимся представлениям метаморфогенной модели уранового рудообразования крупные месторождения и рудные районы пространственно ассоциируют с гранитизированными блоками докембрийских щитов и срединных массивов, неоднократно претерпевшими тектонотермальные активизации (ТТА), которые сочетают два фактора: тепловые купола и зоны глубинных разломов [5]. При этом первым отводится роль источника и генератора рудоносных флюидов, а вторым – путей движения восходящих термальных растворов, обеспечивавших необходимые РТ-условия, условия для выщелачивания, регенерации, миграции и рудоотложения урана в породах верхних структурных этажей земной коры [5]. В цепи геологических событий по отношению к рудообразованию выделяют несколько типов процессов, ведущих к направленной миграции и концентрации рудных компонентов. К первому из них относятся процессы, протекавшие задолго до оруденения, имевшие рудоподготовительное значение (полихронная гранитизация и связанная с ней пневмато-

литогидротермальная деятельность, регрессивный катакластический метаморфизм). Полагают [5], что многократное гранитообразование в длительные рудоподготовительные этапы сопровождалось перемещением огромных масс различных компонентов, среди которых главнейшими, привносимыми в область гранитизации, являлись кремний, калий, редкие и радиоактивные элементы. Регрессивный и катакластический метаморфизм способствовали переводу накопившегося урана в подвижную форму. Таким образом, согласно метаморфогенной модели рудообразования, развитие рудоподготовительных процессов определило формирование специализированных на уран формационных комплексов, служивших потенциальными источниками урана при последующем рудообразовании. Отметим, что метаморфические породы амфиболитовой фации занимают порядка 60 % площади УЩ [23], такую же по размерам площадь занимают и гранитоиды.

Исходя из мантийно-флюидной модели рудообразования [1, 14, 15], процесс рудообразования контролируется законами поведения химических элементов, возможностями концентрированной формы их существования, определяющей формирование геохимических неоднородностей в пределах верхней мантии, формирования крупных месторождений и рудных районов, а также особенностей геохимической специализации пород верхней части земной коры. Рудные компоненты распределяются зонально, накапливаясь на разном расстоянии от областей экстремального давления и температуры [15]. Это один из важнейших факторов, приводящих к формированию геохимических неоднородностей в коре и мантии. Из флюидной модели Ф. А. Летникова [15] вытекает, что главная тенденция эволюции состава верхней части коры в процессе становления литосферы состояла в замещении протосубстрата, который имел натриевую специализацию, в направлении увеличения содержания в породах К и Si, увеличения содержания некогерентных

элементов, в частности урана и тория, уменьшалась концентрация Na, Ca, Mg и Fe, вследствие чего порода приближалась по составу к гранитам. Такой подход относительно образования гранитоидных пород можно объяснить лишь значительным энергомассопереносом из мантии (астеносферы) потоков флюидов, обогащенных калием и другими компонентами, в частности ураном. Этим объясняется и относительно повышенное содержание урана в породах земной коры. Но это не дает оснований рассматривать породы коры в качестве источников урана для формирования крупных по запасам промышленных месторождений.

Анализ связи особенностей строения литосферы и астеносферы УЩ и закономерностей формирования промышленных эндогенных месторождений урана на базе концептуально новой идеи масштабного инициального концентрирования урана на определенных глубинных уровнях астеносферы (по Ф. А. Летникову [15]) путем мантийной сепарации урана при определенных термобарогradientных условиях (по И. И. Абрамовичу [1]), выполненный нами, позволил определить глубинные факторы эндогенного уранового рудообразования УЩ [11]. Имея наложенный эпигенетический характер по отношению к структурно-формационным комплексам земной коры, эндогенные крупные по запасам месторождения урана на УЩ проявляют выраженную связь с особенностями строения глубинных оболочек Земли [10]. Это позволяет разработать новые региональные критерии формирования промышленных месторождений урана эндогенного класса для выполнения обоснованных прогнозных оценок потенциальной уранорудопродуктивности сегментов литосферы УЩ и значительно минимизировать площади для дальнейших поисковых работ с целью наращивания промышленного потенциала минерально-сырьевой базы урана Украины.

#### **Цель статьи**

Выявление действенного комплекса региональных прогнозно-оценочных кри-

териев и выделения разноранговых объектов, перспективных на обнаружение промышленного, в первую очередь крупного по запасам уранового оруденения, учитывающих современные представления о значительной роли верхней мантии в поставке рудных компонентов при их формировании.

#### **Методика исследований**

Для решения поставленных задач использовался комплекс геофизических, петрологических, изотопно-геохимических, радиогеохимических и структурно-геологических методов исследований. Выделение перспективных объектов осуществлялось с соблюдением принципов системности, последовательных приближений и соответствия изучаемых объектов масштабам исследований.

#### **Новые прогнозно-оценочные критерии в технологии прогнозирования формирования промышленных эндогенных месторождений урана Украинского щита**

Разработка региональных критериев возможна лишь на основе используемой генетической концепции. Формирование крупных по запасам месторождений урана УЩ обусловлено сочетанием ряда установленных нами благоприятных глубинных факторов [11]. Исходя из гипотезы мантийной природы ураноносных флюидов, вследствие возможности эффективной сепарации возможности миграции в мантии при определенных термобарогradientных условиях в виде оксигаллоидных комплексов [15], ряда установленных закономерностей формирования и локализации эндогенных промышленных месторождений урана на УЩ [10, 11], действенными региональными прогнозно-оценочными критериями для выделения потенциальных урановорудных областей и районов с вероятным крупномасштабным эндогенным урановым рудогенезом являются (рис. 1): 1) мощность литосферы, которая, исходя из экспериментальных и петрологических данных по глубине возможного масштабного инициального концентрирования урана,

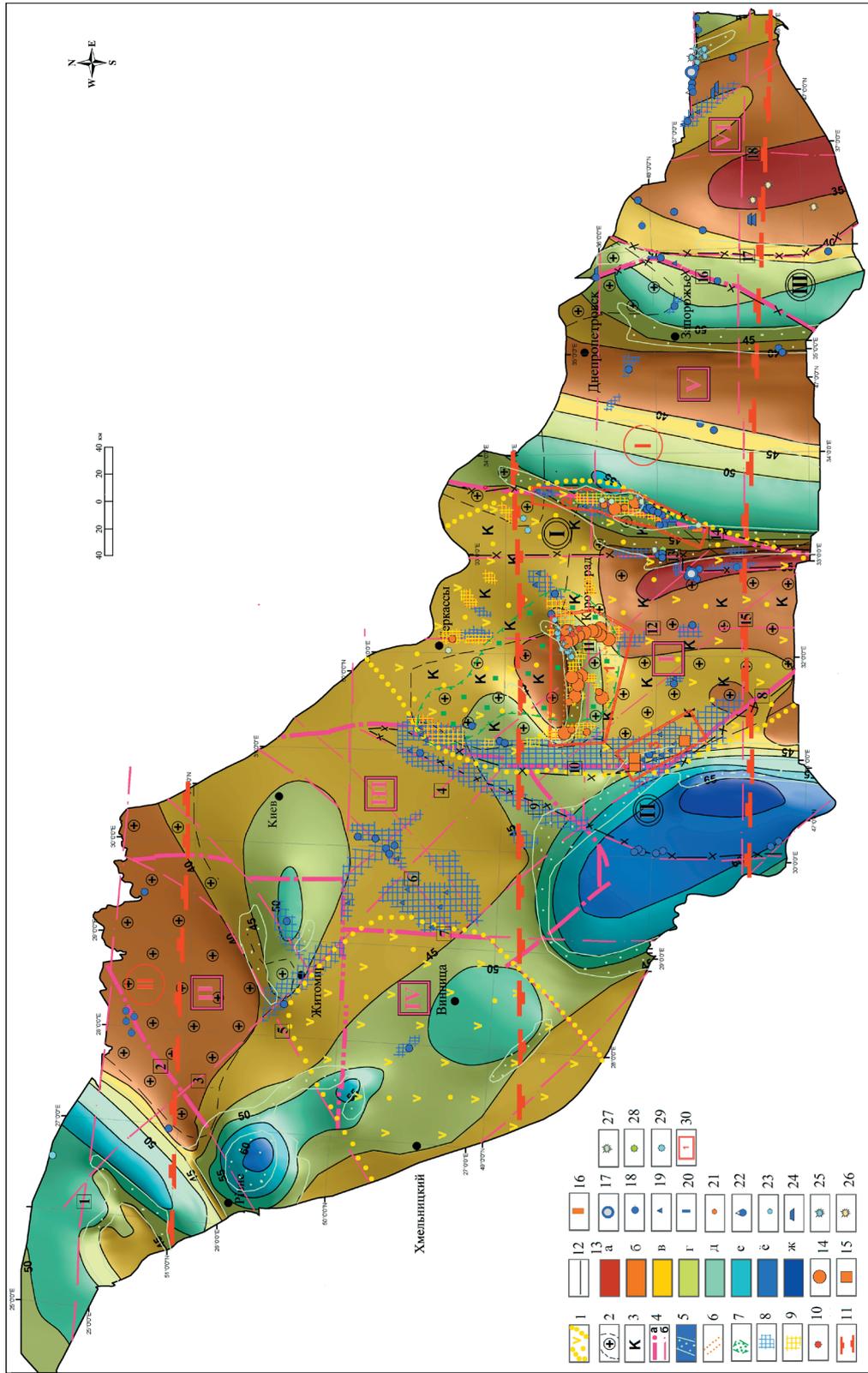


Рис. 1. Схема прогноза эндогенных месторождений урана в породах фундамента УЩ, совмещенная со схемой рельефа поверхности Мохо Украинского щита (схема рельефа поверхности М по Ю. И. Федоришину и др. [24])

1–11 – глубинные критерии промышленного уранового оруденения: 1 – аномальные литосферные сегменты с мощностью литосферы >160 км (по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), скорректированным по результатам петрологических исследований мантийных ксенолитов глубинных пород); 2 – области развития гранитоидного слоя повышенной (10–15 км) и высокой (>15 км) мощности; 3 – области с аномальной калиевой радиогеохимической специализацией метаморфического субстрата верхней части земной коры; 4 – осевые линии разломов мантийного проникновения: а – межмегаблоковые, б – иные; 5 – градиентные зоны поверхности Мохо (с углом наклона (27,8–54,3°)); 6 – участки разломных структур с высокоамплитудными (от 4–5 до 15 км) смещениями поверхности Мохо и региональными зонами смены мощности земной коры вдоль них; 7 – зоны аномально низкой плотности вещества верхней мантии по результатам расчета гравитационного потенциала; 8–9 – ореолы радиогеохимических аномалий, связанных с привнесом урана в эпохи: 8 – 2 000–1 900 млн лет в связи с развитием высокотемпературного кремний-калиевого метасоматоза, 9 – 1 850–1 700 млн лет в связи с развитием среднетемпературного карбонатно-натриевого метасоматоза (по результатам свинцово-изотопных исследований, В. А. Анисимов, КП “Кировгеология”); 10 – кимберлитопрооявления дайковой фации, значительно обогащенные ураном; 11 – границы мегазон активизации (по данным Л. С. Галецкого и др. [4]): I – Центрально-Украинская; II – Северо-Украинская; 12 – изолинии поверхности М, км; 13 – шкала глубин залегания поверхности М, км: а – 33–35; б – 36–40; в – 41–45; г – 46–50; д – 51–55; е – 56–60; е – 61–65; ж – 66–70; месторождения урана: 14 – в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах, 15 – калий-урановой формации; 16–24 – рудопроявления урана эндогенного класса различных генетических групп; 25 – кимберлитовые трубки, 26 – лампроитовые трубки, 27 – трубки кимберлитоподобных пород, 28 – проявления кимберлитоподобных пород дайковой фации; 29 – лампроитопрооявления дайковой фации; 30 – урановорудные районы: 1 – Кировоградский, 2 – Кировоградский, 3 – Алексеевско-Лысогорский

должна быть 160–180 и более километров; 2) наличие гранитогнейсового слоя высокой (более 15 км) или повышенной (10–15 км) мощности; 3) аномально выраженная радиогеохимическая калиевая специализация метаморфического субстрата верхней части земной коры; 4) наличие глубинных пронцаемых разломных структур, которые способны достигать гипсометрического уровня астено-сферных областей масштабной генерации ураноносных флюидов и которые характеризуются высокоамплитудными (от 4–5 до 15 км) смещениями вдоль них границы Мохо, наличием резко выраженных градиентных зон углов наклона поверхности Мохо (до 27,8–54,3°); 5) наличие участков аномально низкой эффективной плотности вещества мантии по результатам расчета гравитационного потенциала; 6) проявление в пределах глубинных разломов ультраосновного щелочного магматизма, прежде всего кимберлитов с высоким (до 18–20 г/т) содержанием в них урана, которые, по сути, являются петролого-геохимическими индикаторами пронцаемых зон, дренировавших аномальные участки мантии с характерной дифференциацией и сепарацией урана; 7) все урановорудные районы Украинского щита контролируются глобальной трансмегаблоковой сквозной широтной Центрально-Украинской мегазоной активизации (по Л. С. Галецкому и др. [4]), которая выступает как главная глубинная эндогенная структура, которая служила каналом для выведения потоков мантийных ураноносных флюидов, прежде всего в узлах пересечения с мантийными разломами различных простираний в аномальном сегменте литосферы высокой степени зрелости центральной части УЩ; 8) в пределах аномальных участков литосферы для уранового оруденения на УЩ перспективными являются площади радиогеохимических аномалий, связанных с привнесом урана в эпоху 2 000–1 900 млн лет в связи с развитием высокотемпературного кремний-калиевого метасоматоза и эпоху 1 800–1 750 млн лет в связи с развитием средне-

температурного карбонатно-натриевого метасоматоза.

Таким образом, важнейшим региональным поисково-оценочным критерием перспектив тех или иных рудных провинций на обнаружение крупных месторождений урана эндогенного класса выступают аномальные литосферные сегменты высокой степени зрелости, способные привести к созданию петрологических условий масштабной мантийной сепарации урана и натрия и переносу их в составе флюидов к верхним горизонтам земной коры по разломам транслитосферного проникновения (рис. 1).

Исходя из астеносферного концентрирования урановорудных компонентов, первый этап прогнозирования был ориентирован на оценку потенциальной уранорудопродуктивности литосферных сегментов УЩ по совокупности структурно-геологических, петрологических и геофизических данных. Результатом этих исследований стала оценка основных благоприятных для инициального концентрирования урана характеристик структуры литосферы УЩ (вариации глубины залегания кровли астеносферы, мощность литосферы, откорректированная по результатам петрологических исследований ксенолитов мантийных пород, мощные гранитоидные слои, аномальные плотностные неоднородности вещества верхней мантии по вариациям значений гравитационного потенциала, наличие градиентных зон поверхностей М, базальтового и диоритового слоев), региональная радиогеохимическая и металлогеническая зональность отдельных сегментов литосферы УЩ и наличие транслитосферных разломных зон для возможной транспортировки ураноносных флюидов на верхние структурные этажи земной коры. На этом этапе была оценена принципиальная возможность перспектив обнаружения крупных эндогенных месторождений урана на УЩ в пределах отдельных литосферных сегментов.

Максимальное проявление всех выявленных прогнозно-оценочных критериев

формирования продуктивного эндогенного уранового оруденения характерно лишь для Кировоградской урановорудной металлогенической области, в пределах которой сосредоточены все известные промышленные месторождения урана УЩ эндогенного класса (рис. 1) и эта исключительная продуктивность подтверждается многолетними интенсивными, но безрезультатными специализированными поисками аналогов ее рудных районов в других частях УЩ.

На следующем этапе был выполнен анализ особенностей глубинного строения УЩ и связи общих особенностей металлогении урана и урановой геохимической специализации УЩ с его основными структурными элементами с целенаправленным изучением возможных рудообразующих структур земной коры, благоприятных для формирования эндогенных месторождений урана на верхних структурных этажах. При этом использовался весь имеющийся комплекс информации: геолого-геофизической, петрологической, геохимической. Особое внимание уделялось зонам глубинных разломов, способным достичь гипсометрического уровня астеносферных областей масштабной генерации ураноносных флюидов и обеспечить выполнение условий изменения степени проницаемости в разнотемпературных слоях земной коры, необходимых для формирования масштабного уранового оруденения. Такие зоны разломов фиксируются в физических полях наличием градиентных зон поверхности Мохо, высокоамплитудных смещений поверхности Мохо вдоль них, с разрастанием градиентных зон, пространственным смещением зон проникновения от поверхности Мохо к “базальтовому” слою и выше к “диоритовому”. Особое внимание уделялось проявлению радиогеохимических аномалий привноса урана, метасоматических урановорудных формаций, а также ультраосновного щелочного магматизма, в первую очередь, кимберлитовой группы с повышенным содержанием урана. Привнос урана фиксировался как

непосредственно минерализованными объектами (месторождения, рудопроявления), так и результатами радиогеохимических и изотопных исследований. По материалам свинцово-изотопных исследований (В. А. Анисимов, КП “Киров-геология”) на прогнозную карту были нанесены радиогеохимические аномалии с привносом и перераспределением урана в наиболее продуктивные для УЩ эпохи – 2000–1900 млн лет, в том числе в связи с развитием высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитов, и 1800–1750 млн лет, в том числе в связи с развитием среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитов. В совокупности это дало возможность оценить региональную металлогеническую специализацию разломных структур, выявить проявление региональной унаследованности урановорудного металлогенического профиля, формирование региональных зон метасоматоза различных групп, локальных концентраций проявления геолого-структурных, химических и прочих неоднородностей, которые необходимы для локализации крупных урановорудных концентраций.

Урановорудные карбонатно-натриевые метасоматиты являются самостоятельной группой эндогенных образований, сформированных в этап активизации 1,8–1,75 млрд лет и одним из многочисленных представителей группы разнородных эндогенных образований, в которую входят кимберлиты, пикриты, слюдяные щелочные лампрофиры, разнообразные щелочные метасоматиты различной металлогенической специализации – продукты астеносферы в подошве литосферного сегмента высокой степени зрелости центральной части Украинского щита (рис. 1). Пространственная сопряженность проявлений урановорудного натриевого метасоматизма и кимберлитопоявлений обусловлена общим мантийным источником полезных компонентов (в первую очередь, углекислоты и некогерентных элементов) и линейным характером структур локализации мантийного

проникновения, вскрывавшими аномальные очаги астеносферы, продуцировавшей ураноносные флюиды и кимберлитовые магмы.

Геохимическая связь кимберлитопоявлений и гидротермальных месторождений урана заключается в наличии источника углекислотных мантийных флюидов, необходимых для их формирования на разных структурных горизонтах (кимберлитов – в верхних частях мантии, урановорудных объектов – на внутрикоровом уровне) из рудогенных компонентов мантийной природы. Углекислота является важнейшим компонентом и в процессе формирования гидротермальных месторождений уран-натровой формации и в процессе генерации спектра ультраосновных щелочных магм в ряду от пикритовых до кимберлитовых и в этом заключается геохимическая связь этих разнородных процессов. Для различных фациальных типов урановорудных альбититов УЩ характерно устойчиво высокое содержание в них  $\text{CO}_2$ , достигающее для хлорит-гематитовых альбититов 10–17 мас. % [9] содержание  $\text{CO}_2$  в кимберлитах, выявленное в урановорудных районах УЩ, достигает 22,34–25,4 мас. %. В неизменных вмещающих альбититы и кимберлиты породах содержание  $\text{CO}_2$  не поднимается выше 0,1–0,2 мас. %. Установленная прямая связь между содержанием  $\text{CO}_2$  и ураном в урановорудных альбититах и увеличение ее концентрации в ряду “бедная-рядовая-богатая” руда обусловлены уранил-карбонатной формой привноса урана перед финальной стадией рудоотложения (рис. 2).

Изотопный состав углерода из кимберлитов различных регионов планеты варьирует от –0,27 до –0,9 ‰, что свидетельствует о его мантийной природе [3]. В продуктивных зонах уран-натровых месторождений Кировоградского рудного района УЩ для флогопит-карбонатных прожилков из урановорудных альбититов также характерны глубинные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (от –7,9 до –6,9 ‰) [5, 13].

В разломах кимберлитопоявления и урановорудные объекты пространственно ассоциируют друг с другом в самостоятельных соподчиненных минералогических зонах (рис. 3), взаимосвязанным линейным характером структур рудолокализации мантийного проникновения над активными мантийными структурами в сегменте литосферы высокой степени зрелости центральной части УЩ.

Их совместное проявление в верхних структурных горизонтах обусловлены наличием в астеносфере, подстилающей Ингульский мегаблок, аномальной зоны масштабной мантийной генерации ураноносных флюидов, совмещенной с очагом генерации кимберлитовых магм. Это объясняется физико-химической связью процессов их рудогенерации, вызванной, в частности, возникновением в астеносфере, при определенных РТ-условиях, мощного источника углекислотных мантийных флюидов, а в литосфере – проницаемых зон, по которым с мантийных глубин периодически осуществлялся подъем ураноносных флюидных пото-

ков и кимберлитовых флюидо-магматических колонн (рис. 4).

Таким образом, проявление в разломных зонах кимберлитов, значительно обогащенных ураном, является петролого-геохимическим показателем аномальных проницаемых участков мантии с характерным концентрированием урана и может дополнительно учитываться в комплексе критериев для оценки возможности обнаружения гидротермального уранового оруденения в промышленных концентрациях в других потенциальных урановорудных районах, узлах, зонах, в первую очередь для метасоматизма натриевой линии.

В 2012 году в Институте геологических наук (ИГН) НАНУ под руководством профессора Л. С. Галецкого была завершена комплексная научно-исследовательская работа “Металлогения Украины”, в которой, в частности, выделен новый тип основных рудоносных структур Украины, к которым отнесены субширотные трансблоковые мегазоны активизации (Северно-, Центрально- и Южно-Украинская) и субмеридиональные межблоковые

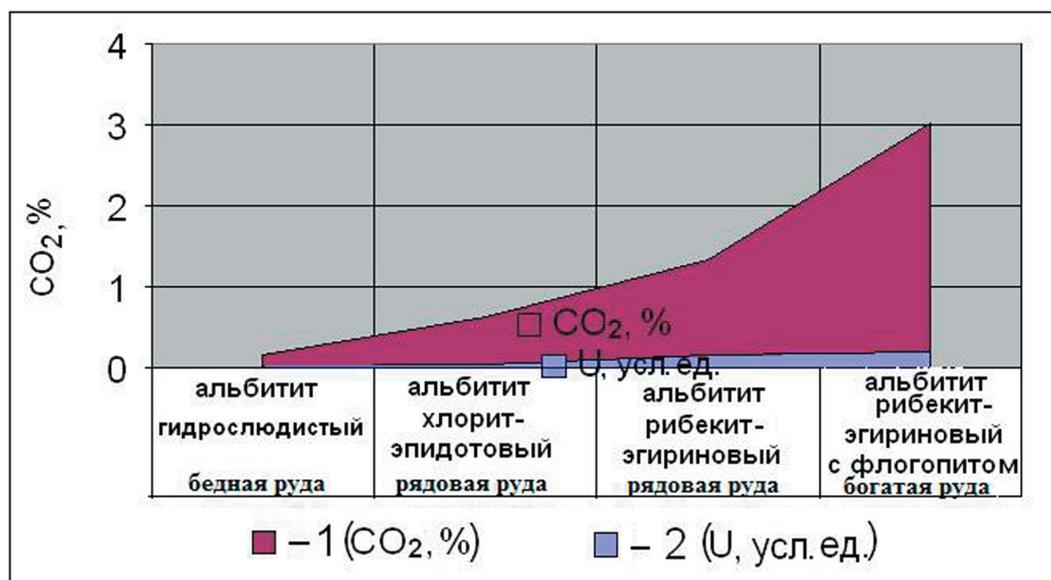
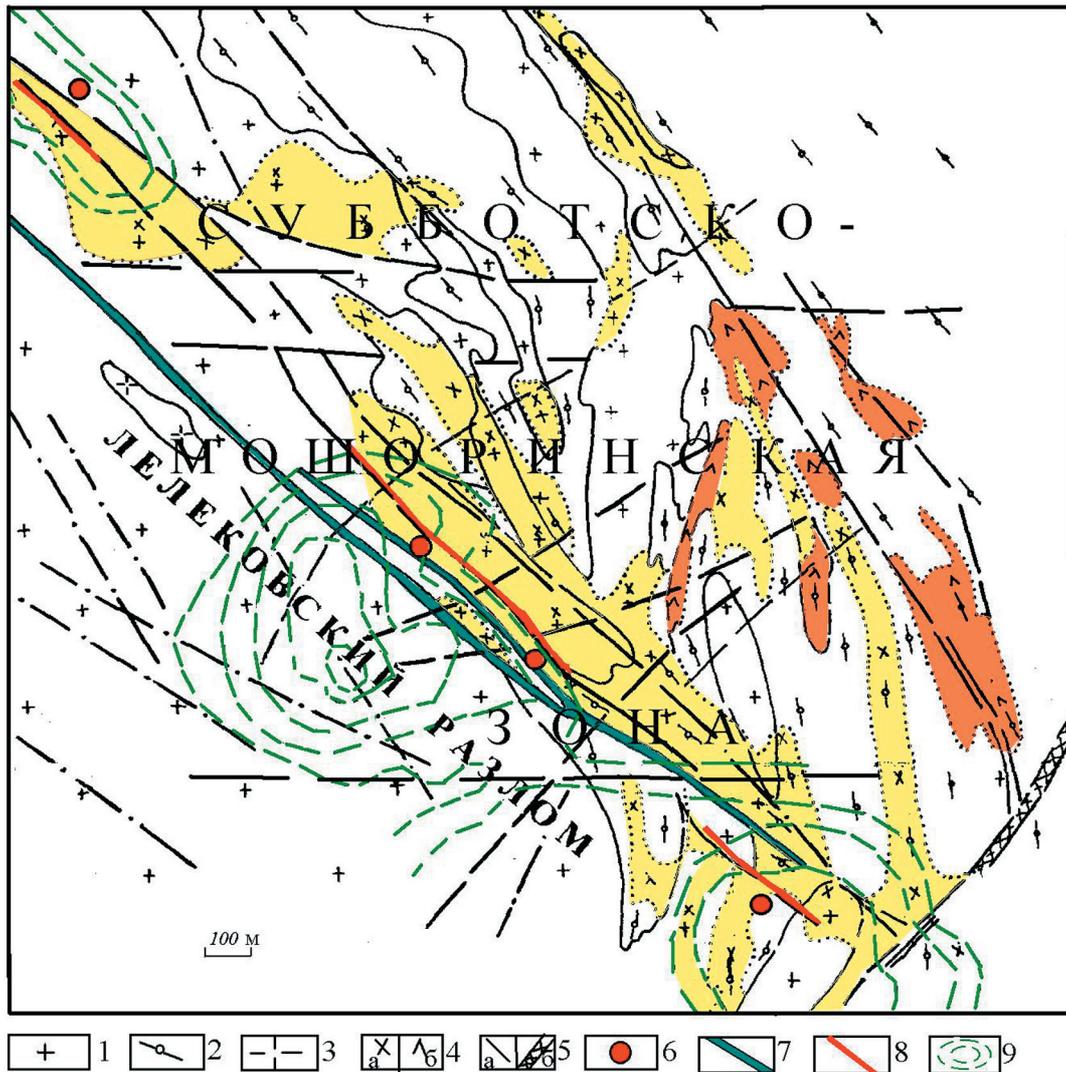


Рис. 2. Характер связи содержаний CO<sub>2</sub> и урана в рудных альбититах в ряду “бедная-рядовая-богатая руда” (Кировоградский урановорудный район) (по материалам КП “Кировогеология”)

шовные зоны, которые являются структурами направленного эволюционного развития (Немировско-Кочеровская, Ингулецко-Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская, Головановско-Трактемировская), узлы пересечения которых формируют основные рудные

районы и поля, в частности, под влиянием знакопеременных процессов растяжения и сжатия (Л. С. Галецкий и др. [4]).

Промышленное эндогенное урановое оруденение Кировоградского и Криворожского рудных районов УЩ в средне-температурных карбонатно-натриевых



**Рис. 3. Геолого-структурная позиция кимберлитовых даек Лелековского урановорудного поля**

1 – граниты лелековские, мелко- и среднезернистые (PR<sub>1</sub>); 2 – мигматиты порфиroidные (PR<sub>1</sub>); 3 – граниты пегматоидные (PR<sub>1</sub>); 4 – щелочные натриевые метасоматиты (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>): а – альбититы, б – десилицированные породы; 5 – а – тектонические нарушения, б – кварцевые брекчии; 6 – положение устья скважины, вскрывшей кимберлитовые дайки; 7 – дайки пикритов (внемасштабные) (PR<sub>1</sub>); 8 – кимберлитовые дайки (внемасштабные) (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>); 9 – отрицательные аномалии поля силы тяжести, контролирующие кимберлитопроявления

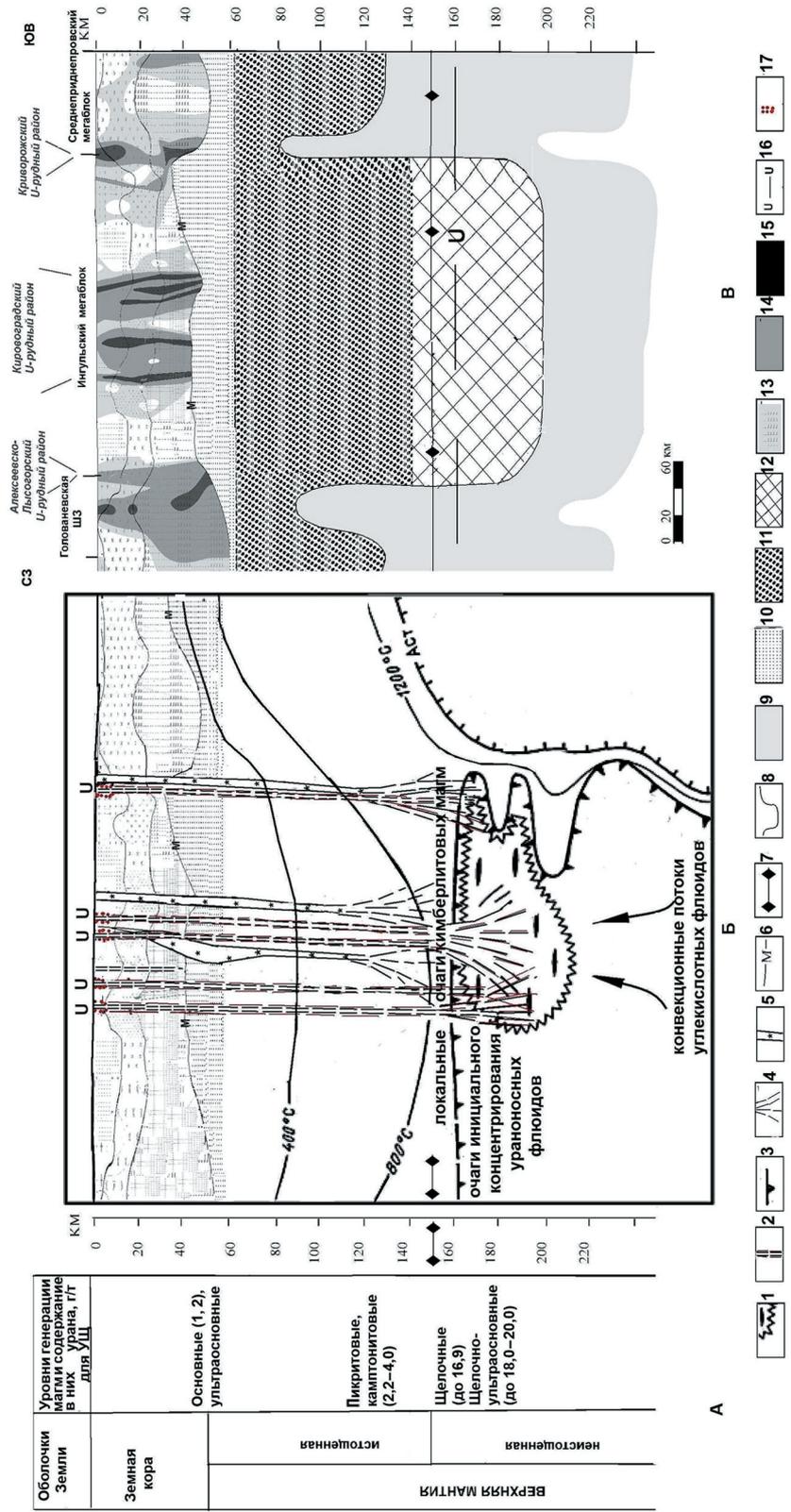
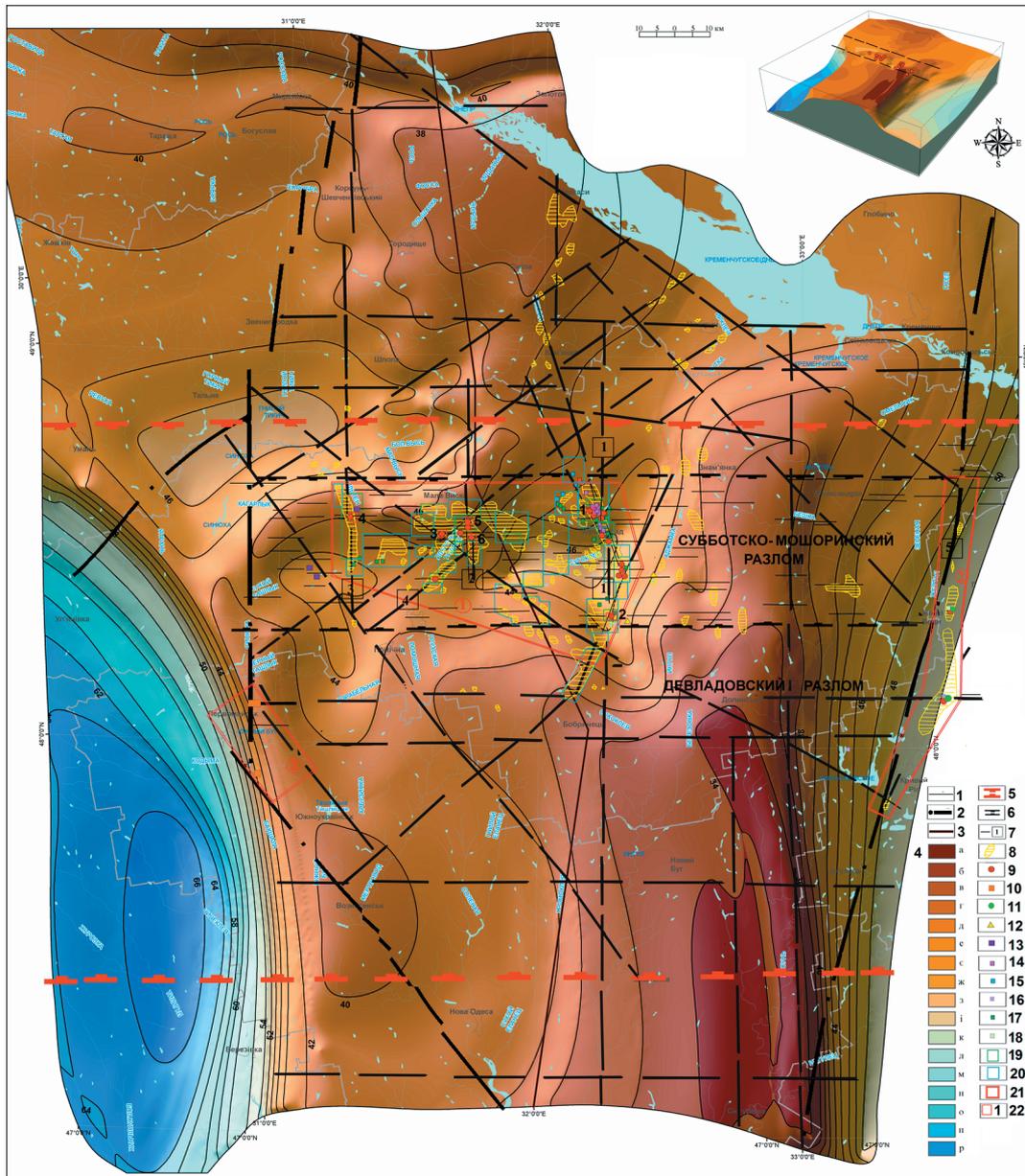


Рис. 4. Принципиальная модель эндогенного уранового рудообразования на Украинском щите (с использованием материалов В. А. Крупенникова [14], С. Н. Цымбала и др. [26] (А), К. Н. Никишова [17] (Б), разрез литосферы в пределах центральной части Украинского щита (по материалам Ю. И. Федоришина [24], В. Б. Соллогуба (В) [19]) с дополнениями автора)

1 – очаги инициального концентрирования ураноносных флюидов, 2 – приразломные потоки щелочных ураноносных флюидов, 3 – граница аномальной верхней мантии; Аст – граница астеносферы, 4 – предполагаемые пути подъема протокимберлитовой магмы; 5 – каналы внедрения кимберлитов дайковой фации, 6 – граница Мохо; 7 – граница стабильности графит-алмаз; 8 – граница литосфера-астеносфера; 9 – астеносфера; 10 – железистые уль-трабазиты (железистые дуниты, ильменит-флогопит-гранат-оливиновые породы); 11 – амфиболовые и пироксеновые глимериты, шпинель-гранатовые, гранатовые лерцолиты; 12 – хромшпинелевые гарцбургит-лерцолитовая и дунит-перидотитовая серии с реликтами деформированных структур, гранатовые лерцолиты с реликтами деформированных структур; зоны дислокаций с различной степенью проницаемости; 13 – низкой, 14 – средней, 15 – высокой, 16 – уровень формирования очаговых потоков ураноносных трансмагматических флюидов, 17 – карбонатно-натриевые метасоматиты

метасоматитах контролируется субмеридиональными разломными структурами – Кировоградской, Новокопчанской, Звенигородско-Анновской, Криворожско-Кременчугской и Адабашской (аз. СВ 55°), в узлах пересечения с Субботско-Мошоринской и Девладовской широтными разломными зонами, которые являются составными частями сквозной широтной Центрально-Украинской мегазоны активизации (рис. 5). В целом месторождения урана контролируются участками осложненности, сочленения, пересечения, перегибов осевых поверхностей субмеридиональных и диагональных разломных зон субширотными разрывными структурами, обуславливающими особенности локализации оруденения. В слагающих структурные ловушки нарушениях выклинивание метасоматитов и оруденения по восстанию определяется постепенным ослаблением энергии формирующих их эндогенных процессов снизу вверх при сохранении проводящих зон катаклаза. По своему строению структурные ловушки слабо эродированных месторождений (Северинского, Подайцевого, Ватутинского, Северно-Коноплянского, Южно-Коноплянского, Новокопчанского, Первомайского) не отличаются от таковых, вмещающих значительно эродированные объекты (Мичуринское, Западно-Коноплянское месторождения) и в локализации рудоносных метасоматитов месторождений урана разрывы субширотного простирания, являющиеся составными частями Субботско-Мошоринской и Девладовской зон разломов играли важнейшую роль независимо от степени эродированности месторождений. Это свидетельствует о том, что структурные ловушки Кировоградской и Криворожского рудных районов в целом являются сквозными. А узлы пересечения широтных, диагональных и субмеридиональных разломов обеспечивали максимальную проницаемость и были путями движения мантийных ураноносных флюидов, выступали агентами связи верхней части земной коры с астеносферными источниками рудогенных компонентов.



**Рис. 5. Структурная схема размещения объектов промышленного эндогенного уранового оруденения Кировоградской урановорудной металлогенической области, совмещенная со схемой глубины залегания поверхности М (схема поверхности М по Ю. И. Федоришину [25])**

1 – линейменты Субботско-Мошоринского разлома по данным гравитационного и магнитного полей, 2 – межмегаблоковые разломы, 3 – осевые линии разломов, 4 – шкала глубин залегания поверхности М, км: а –  $\geq(-34)$ ; б –  $(-35)-(-36)$ ; в –  $(-37)-(-38)$ ; г –  $(-39)-(-40)$ ; д –  $(-41)-(-42)$ ; е –  $(-43)-(-44)$ ; е –  $(-45)-(-46)$ ; ж –  $(-47)-(-48)$ ; з –  $(-49)-(-50)$ ; и –  $(-51)-(-52)$ ; к –  $(-53)-(-54)$ ; л –  $(-55)-(-56)$ ; м –  $(-57)-(-58)$ ; н –  $(-59)-(-60)$ ; о –  $(-61)-(-62)$ ; п –  $(-63)-(-64)$ ; р –  $(-65)-(-66)$ ; 5 – границы Центрально-Украинской мегазоны активизации (по Л. С. Галецкому и др. [4]), 6 – положение границы Субботско-Мошоринской разломной зоны, 7 – осевые линии разломных зон, в том числе контролирующих промышлен-

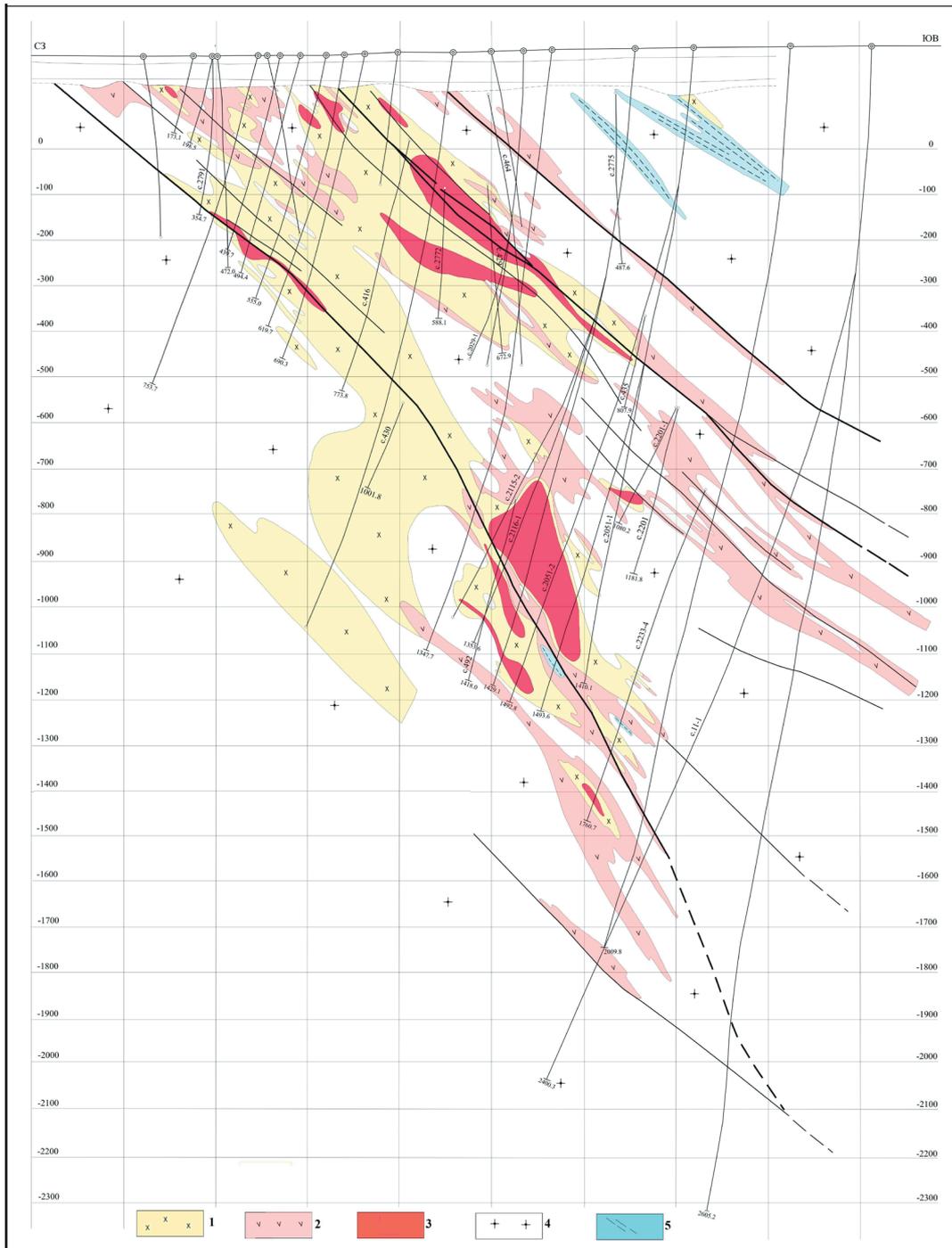
ное урановое оруденение (цифры в квадратиках): 1 – Кировоградская, 2 – Новокоптяковская, 3 – Звенигородско-Анновская, 4 – Адабашская, 5 – Криворожско-Кременчугская; 8 – региональные зоны развития натриевых метасоматитов; 9–12 – месторождения: 9 – урана в карбонатно-натриевых метасоматитах, 10 – урана калий-урановой формации, 11 – скандий-ванадий-редкоземельных руд, 12 – золота, 13 – лития, 14 – кимберлитопрооявления дайковой фации, 15 – автолитовые брекчии кимберлитов, 16 – дайки кимберлитоподобных пород, 17 – дайки пикритов, 18 – проявления лампроитов; 19-20 – границы участков с масштабом специализированной изученности: 19 – 1:10 000, 20 – 1:25 000; 21 – контуры урановорудных районов (в кружках): 1 – Кировоградский, 2 – Криворожский, 3 – Алексеевско-Лысогорский; 22 – перспективные участки для наращивания промышленного потенциала урана Украины: геолого-экономический анализ с переувязкой рудных зон пересчетом запасов по новым кондициям: 1 – Щорсовский, 2 – Юрьевский, поисково-оценочные и разведочные работы на флангах месторождений: 3 – Ватутинского, 4 – Докучаевского, 5 – Новокоптяковского

На Новокоптяковском месторождении данные бурения в интервалах глубин 1 600–2 300 м от поверхности позволили констатировать, что огромные альбититовые тела, достигающие по вертикали в среднем уровне этого месторождения по мощности несколько сот метров, на глубине испытывают резкое выклинивание и вниз по разрезу сменяются узкими 5–20 м линейными зонами слабо измененных пород (слабо десилицированных, изредка десилицированных), приуроченных к системам разломов, отражающим положение флюидоподводящих каналов, что свидетельствует о том, что огромные объемы гидротермальных растворов, перемещаясь вдоль этих узких зон с огромной скоростью, практически не взаимодействовали с породами (рис. 6).

Резкая смена по вертикали узких зон слабо проявленного натриевого метасоматоза мощными зонами объемного катаклаза с наложенным оруденением, по мнению В. А. Крупенникова [14], является доказательством тектонического эксплозивного формирования таких катаклизмов за счет высокого давления самих флюидов, вследствие их дегазации и последующему рудоотложению в условиях сформировавшейся декомпрессии. Это обусловлено главным образом структурными условиями и эволюцией фазового состояния ураноносного флюида при подъеме с мантийных глубин на пути миграции, связанной с изменением состава, свойств, падением температуры, давления флюида. Таким образом, форма тел с ту-

пым выклиниванием, характерная для месторождений урана в карбонатно-натриевых метасоматитах, обусловлена эксплозивными процессами гидрогазоразрыва.

Глубина распространения промышленного уранового оруденения в пределах объектов Новокоптяковского рудного узла составляет не менее 1 000 м. Особенно показательным в этом смысле Новокоптяковское месторождение. В его пределах кондиционное урановое оруденение оконтурено на глубине 1 500 м от поверхности современного рельефа (рис. 6). Близким по этому показателю является Докучаевское месторождение, в пределах которого урановое оруденение выклинивается в 900–1 000 м от дневной поверхности. На Северинском месторождении (Кировоградский рудный узел) промышленное урановое оруденение прослежено до глубины 1 200 м от дневной поверхности. Величина вертикального размаха уранового оруденения и его концентрация в приповерхностных слоях земной коры, несомненно, определялась главным образом структурными факторами, в том числе осложнениями структурных элементов, неоднородной их проницаемостью и за счет образования коротких фаз сжатия надвиговых структур [6]. Но наряду с этим важнейшим фактором являлся масштаб эндогенного процесса, определяемый характеристиками астеносферной ловушки в подстилающем урановорудный район слое верхней мантии, кинетической энергией подъема ураноносного флюида, зависящей от степени насыщен-



**Рис. 6. Геологический разрез по профилю XXV (Новокопстантиновское месторождение) (по материалам КП “Кировгеология”)**

1 – альбититы ( $PR_1^2$ ), 2 – десилицированные породы ( $PR_1^2$ ), 3 – рудные тела ( $PR_1^2$ ), 4 – граниты новоукраинские порфиробластические, трахитоидные ( $PR_{1nu}$ ), 5 – гнейсы биотитовые ( $PR_{1cc}$ )

ности  $\text{CO}_2$  концентрация которой играла значительную роль в осуществлении механизма гидрогазоразрыва с последующим скоротечным рудоотложением (по В. А. Крупенникову [14]) в структурах с неоднородной проницаемостью в верхней части земной коры.

Субботско-Мошоринская широтная зона разломов является региональной рудовмещающей все рудные поля Кировоградского рудного района разломной структурой, фиксируется широтными зонами градиентов гравитационного поля. Сквозные и поперечные (субмеридиональные) разломные зоны (Кировоградская, Новокопчанская, Звенигородско-Анновская), Адабашская (северо-восточного простирания) контролируют урановорудные объекты Кировоградского рудного района исключительно в пределах Субботско-Мошоринской разломной зоны (рис. 5). Субмеридиональная Кировоградская зона разломов регионально контролирует положение урановорудных объектов Мичуринского, Лелековского и Юрьевского рудных полей Кировоградского рудного района. Ее особенностью является широкое проявление натриевого метасоматоза на всем ее протяжении (рис. 5). Морфологически она представляет собой сложно построенную зону разломов восточного падения ( $50-85^\circ$ ), в состав которой входят разрывные структуры (с севера на юг): Родниковский, Восточный, Кущевский, Мичуринский и другие разломы. Структура Новокопчанского рудного поля определяется узлами пересечения меридионального Новокопчанского, Глодосского (аз.  $45^\circ$ ), Центрального (аз.  $315^\circ$ ) разломов и широтных разрывов Субботско-Мошоринского разлома, которые контролируют размещение промышленных урановорудных объектов. Новокопчанская зона разломов меридионального простирания пространственно совпадает с гравитационной ступенью, ограничивающей с зонами апикальную часть Кировоградского минимума поля силы тяжести [8]. Имеет дугообразную форму. Разделяет

разные по морфологии магнитные поля: спокойные безаномальные на востоке и резко дифференцированные с большим количеством аномалий разной формы и интенсивности на западе. Отдельные ветви Новокопчанского разлома прослеживаются цепочками положительных магнитных и отрицательных локальных гравитационных аномалий. Ватутинское рудное поле является участком пересечения Звенигородско-Анновской близмеридиональной и дизъюнктивов Субботско-Мошоринской широтной разломных структур (рис. 6).

Звенигородско-Анновская структура выделяется в западном борту зоны разуплотнения, осложняя гравитационную ступень западного крыла Кировоградского минимума. С востока и запада эта структура ограничивается зонами повышенных градиентов. Кировоградский минимум поля силы тяжести, вероятнее всего, контролирует астеносферную ловушку, которая являлась областью масштабного скопления ураноносных флюидов с последующим формированием из привнесенных с ними рудогенных компонентов в верхних слоях земной коры целого ряда крупных объектов оруденения (10 месторождений) Кировоградского урановорудного района.

Криворожский урановорудный район, включающий Первомайское и Желтореченское месторождения урана в средне-температурных карбонатно-натриевых метасоматитах, контролируется Криворожско-Кременчугским разломом, к которому пространственно тяготеет региональная положительная магнитная аномалия шириной, достигающей 30 км [7]. И в поле силы тяжести, и в магнитном поле Криворожско-Кременчугский разлом выделяется ступенеобразным градиентом. Породам криворожской серии соответствует интенсивная магнитная аномалия и хорошо выраженная положительная гравитационная аномалия. Желтореченское месторождение урана находится в узле пересечения широтной Субботско-Мошоринской минерогенической разломной

зоны с Криворожско-Кременчугским разломом, Первомайское – в узле пересечения Девладовского широтного разлома с Криворожско-Кременчугской зоной [7].

Кора играла рудоконцентрирующую функцию, которая определялась структурно-литологическими ловушками и геохимическими барьерами. Литологические факторы контроля оруденения в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах заключаются в исключительной приуроченности уранового оруденения к альбититам [2, 6, 16, 21 и др.]. Основная масса оруденения в карбонатно-натриевых метасоматитах месторождений урана Кировоградского и Криворожского рудных районов связана с зонами предрудного объемного катаклаза, формирование последних обусловлено процессами эксплозивного гидрогазоразрыва вследствие эволюции щелочного гидротермального ураноносного раствора (флюида) [14], который приводил к масштабному скоротечному массовому рудоотложению. Форма урановорудных тел пластообразная, столбообразная, линзовидная с характерным резким выклиниванием (рис. 6). Рудные альбититы формируют вдоль рудоконтролирующих разломов эшелонированные залежи, размещение которых с позиции мантийной природы рудогенных компонентов обусловлено высокой степенью проникновения разломов, транспортирующих ураноносные флюиды на глубинных горизонтах и относительной закрытостью на верхних горизонтах земной коры, что создавало условия для быстрого подъема газонасыщенного мантийного ураноносного флюида и последовательного возникновения на верхних структурных горизонтах земной коры процессов эксплозивного гидрогазоразрыва, масштабного формирования зон объемного катаклаза, декомпрессии флюида, массового рудоотложения. При отсутствии условий для эксплозивного гидрогазоразрыва уран рассеивался с формированием безрудных альбититов.

Между формированием альбититов и урановым оруденением существовал

некоторый временной разрыв, устанавливаемый по предрудному катаклазу в альбититах. Несмотря на это, результаты изотопно-геохимических исследований указывают, что рудоотложение является естественным результатом эволюции тех же растворов, которые производили натриевый метасоматоз [20]. Л. М. Степанюк и коллеги выявили прямую зависимость между содержанием урана в альбититах и его содержанием в плагиоклазах этих альбититов. Зависимость линейная и описывается уравнением  $Y=0,0859x-1,612$ , коэффициент корреляции  $R^2=0,9818$ , что указывает на общую миграцию урана, натрия и стронция в метасоматирующем растворе. Это, с учетом дискретного характера формирования промышленно-урановорудных альбититов на фоне развития значительных по простиранию ореолов развития ураноносных альбититов, свидетельствует о том, что мантийные ураноносные флюиды не только приносили рудогенные компоненты, но и существенным образом влияли на морфологию рудных тел непосредственно над проницаемыми каналами привноса ураноносных флюидных потоков с астеносферного очага их первичной масштабной генерации при их дискретном экранировании на верхних структурных этажах. Спорадическое экранирование разломов могло быть обусловлено смещением и усложнением конфигурации фрагментов зон проницаемости от поверхности М к дневной поверхности, что наблюдается по данным ГСЗ [10].

Формация натриевых метасоматитов имеет крайне ограниченное распространение на УЩ по сравнению с другими метасоматическими формациями и характерна лишь для центральной части Украинского щита. Форма ореолов этой формации линейная, с раздувами и пережимами. Размеры ореолов от 1–2×3–8 км до 15×30 и даже 5×70 км в Кировоградской разломной зоне (рис. 5). Наиболее полное проявление натриевого метасоматоза выражено в образовании альбититовых тел. Тела альбититов чаще жило- и линзовидные, иногда

пластообразные, неправильной формы. Они имеют сложную конфигурацию и зональность, обусловленную развитием микроклиновых и альбит-микроклиновых зон. Внутренние части тел представлены собственно альбититами. Наиболее протяженный (12,5 км) ореол альбититов прослеживается в Ингульском мегаблоке вдоль Лелековского разлома (Кировоградский рудный узел) (рис. 6). Здесь процессы метасоматического изменения накладываются на породы обрамления (метаморфиты ингуло-ингулецкой серии, гранитоиды кировоградского комплекса). По минеральному составу альбититы Кировоградского рудного района подразделяются на: 1) хлорит-эпидотовые, эпидот-хлоритовые; 2) рибекит-эгириновые, эгирин-рибекитовые; 3) актинолитовые, родуситовые, диопсидовые (эгирин-диопсидовые); 4) флогопитсодержащие; 5) биотит-гидробиотитсодержащие; 6) андрадитсодержащие.

Большинством исследователей в Кировоградском рудном районе выделяются две стадии урановорудного процесса [6, 2, 16, А. В. Кузьмин, КП “Кировгеология”]: а) стадия прожилково-вкрапленного оруденения, наиболее близкая по времени к альбититам; б) стадия карбонатно-магнезиально-кальциевая, пострудная с преобразованием первичного оруденения.

В Криворожско-Кременчугской зоне выделяются следующие последовательные стадии метасоматоза: 1) магнезиально-железистый (железородный), 2) щелочной (натриевый), 3) карбонатный. 4) окварцевание. Проявленность щелочного метасоматоза в различной степени в Криворожско-Кременчугской зоне почти повсеместна. Он приурочен преимущественно к железисто-кремнистым породам и представлен эгиринизацией, формированием щелочных амфиболов – рибекита, родусита и альбитизацией.

Состав рудных альбититов Криворожского урановорудного района существенным образом отличается от альбититов Кировоградского рудного района того же возраста и генезиса широчайшим спек-

тром элементов примесей, достигающих промышленных содержаний – скандия, ванадия, повышенным содержанием меди, германия, золота, серебра, циркония, ниобия, фосфора и других элементов. Геологические наблюдения на Желтореченском и Первомайском месторождениях позволили наметить, как минимум три этапа в формировании урановорудных тел в их пределах [12]. На этапе раннего щелочного метасоматоза выделено две сближенные самостоятельные фазы: 1) ощелачивание куммингтонита с перетложением железа и образованием новой генерации магнетита; 2) малакон-апатитовая с выделением эгирина 1 по рибекиту и куммингтониту, а в микросланцах альбита 1 в парагенезисе с малаконом и апатитом. В этот период жильные тела лампроитов вовлекаются в процессы складкообразования, в Ольховской залежи формируются настурановые и уранинитовые тела субширотного простирания с богатыми (более 1 %) рудами. По данным А. В. Тарханова, абсолютный возраст уранинита, настурана, урановых руд и малакона Желтореченского месторождения, определенный уран-свинцовым методом, составляет 1 770 млн лет [21] (PR<sub>1</sub>). Далее проходит этап карбонатного метасоматоза, в котором выделено две стадии: 1) образование ферро-доломита и доломита, замещающих выделенные минералы (безрудная), 2) доломитовая рудная с образованием рудных тел, с уранинитовой минерализацией. По данным изучения газовой-жидких включений обе стадии проходили в период 1 750–1 700 млн лет. Третий этап – формирование жильно-прожилкового сульфидно-настуранового оруденения с выполнением полостей в метасоматитах и структурных осложнениях пород саксаганской свиты настураном, коффинитом, уранинитом в ассоциации с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, борнитом. Этот тип оруденения наиболее обширно проявлен в Кольцевой зоне Желтореченского месторождения, в меньшей мере на Первомайском месторождении. Прожилки и жилы сульфидно-

настуранового оруденения мощностью до нескольких сантиметров, как правило, группируются в столбообразные крутопадающие тела мощностью до нескольких метров и протяженностью десятки метров (А. В. Кузьмин, КП “Кировгеология”). Вертикальный размах этого оруденения на Желтореченском месторождении достигает 1500 м (Ф. Р. Польской и др., КП “Кировгеология”). Основным рудным минералом является настуран. Общее содержание сульфидов не превышает первых процентов. Следующая вспышка тектонической активности с интенсивными подвижками, брекчированием и объемной трещиноватостью фиксируется в период 940–1150 млн лет. Последующая тектоническая вспышка датируется возрастом 700 млн лет. Кроме минеральных образований этих основных этапов, незначительным площадным распространением пользуются сульфидно-смакковые богатые руды с возрастом 200–300 млн лет [21]. На Первомайском месторождении абсолютный возраст уранинита (U-Pb метод) по определению лабораторий ГЕОХИ, РИАН и ВСЕГЕИ составляет 1800–1760 млн лет. Геохимические исследования зон щелочного метасоматоза по всему простираю Криворожской структуры позволили выделить в них повышенные содержания Sr, Ba, Zr, Sc, P, V, Ge, Au, Ag, Pt и др. элементов. Возрастной диапазон урановой минерализации Криворожско-Кременчугской разломной зоны составляет от 2400 до 290 млн лет [21], однако формирование промышленных месторождений урана в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах как и в месторождениях урана Кировоградского рудного района того же возраста и генезиса связано лишь с эпохой уранового рудообразования 1800–1750 млн лет, которая была крупнейшим минерагеническим импульсом планетарного масштаба.

По результатам исследований специалистами КП “Кировгеология” был выделен комплекс локальных критериев и признаков промышленного уранового

оруденения альбититового типа, который был нами расширен и видоизменен с учетом того, что основным источником рудного вещества урановорудных районов и эндогенных месторождений урана УЩ является мантия, а разломы мантийного проникновения при рудообразовании являются транспортными каналами флюидной фазы и связанных с ней урановорудных компонентов, контролируют интенсивность, направление потоков мантийного вещества.

Комплекс локальных поисковых критериев и признаков промышленного уранового оруденения используется для оконтуривания площадей, перспективных на выявление месторождений урана и их обоснованное выделение производится с учетом обнаружения проявлений уранового оруденения и других прямых признаков.

На этапе поиска месторождений урана альбититового типа тектонические критерии сохраняют ведущее значение, изменяется только масштаб их проявления. Если все рудные поля находятся в сложно построенных тектонических узлах пересечения региональных разломов субмеридионального и диагонального простираний с широтными разрывами в пределах зон интенсивной перестройки мантии и земной коры, районов высокоамплитудных перегибов поверхности Мохо в сегментах литосферы высокой степени зрелости, то отдельные месторождения – в пределах фрагментов этих зон и узлов.

Основными поисковыми критериями месторождений урана альбититового типа являются также наличие тел альбититов и прямых признаков уранового оруденения. Десилицированные породы и диафториты отнесены нами к косвенным признакам возможного обнаружения альбититов, в том числе рудных.

С укрупнением масштабов исследований возрастает значение геохимических и локальных геофизических критериев, связанных с локальным аномальным эффектом рудного объекта на фоне вмещающих пород.

Анализ проявленности натриевых метасоматитов, вмещающих оруденение, показал, что последние надежно выделяются положительными магнитными аномалиями определенной формы и интенсивности. Форма магнитных аномалий, обусловленных метасоматитами, обычно сложная (седловидная), реже – изометричная, интенсивность аномалий – в пределах 10–80 нТл (О. Ф. Макивчук и др., материалы КП “Кировгеология”, [22]). В поисковом отношении первостепенную значимость имеют положительные магнитные аномалии, пространственно приуроченные к осложнениям в пределах тектонометасоматических зон.

Магнитность натриевых метасоматитов обуславливается их обогащенностью магнетитом. Магнитными могут быть как рудные, так и безрудные альбититы. В пределах рудных тел обычно существует прямая корреляционная связь между содержанием магнетита и урана. Это позволяет предполагать, что магнетит образовался как в дорудную, так и в рудную стадию натриевого метасоматоза. Процесс образования магнетита в метасоматических зонах, согласно исследованиям М. Е. Коцена и В. Н. Тюленева [22], обусловлен переходом железа из закисной формы в окисную, с выделением магнетита при замещении биотита хлоритом и рибекитом.

Дополнительным локальным петролого-геохимическим критерием оруденения является проявление ультраосновных щелочных пород, существенно обогащенных ураном, в первую очередь, кимберлитовой группы. В качестве примера, на участке локализации Щорсовского месторождения урана (рис. 7) при проведении алмазопойсковых работ нами выявлена масштабная проявленность кимберлитового магматизма дайковой фации с существенным (до 20 г/т) обогащением кимберлитов ураном. Кимберлитовые дайки в районе Щорсовского участка были выявлены в восьми скважинах (31 пересечение), в 22 скважинах установлены также 32 пересечения пикритовых даек с повышенным

содержанием урана, что свидетельствует о высокой мантийной проницаемости разломных структур, вмещающих промышленное оруденение над активным мантийным очагом.

На основании изучения характера распределения рядовых элементов в породах и рудах и проявленности месторождений и рудопроявлений урана на поверхности кристаллического фундамента в геохимических полях этих элементов установлено, что в альбититах и рудах увеличиваются концентрации преимущественно трех элементов: бериллия, ванадия, свинца (рис. 8).

Бериллий и ванадий образуют аномальные ореолы, пространственно совпадающие с урановой минерализацией в альбититах. Концентрации бериллия в альбититах по сравнению с вмещающими гранитами увеличиваются в среднем в 1,5 раза, а в рудных апогранитных альбититах – в 3–9 раз. Здесь бериллий обнаруживает устойчивые положительные корреляционные связи с ванадием. На поверхности кристаллического фундамента аномальными ореолами бериллия проявляются только значительно эродированные рудные объекты. При этом площадь аномальных ореолов бериллия меньше размеров тел альбититов в среднем в 1,5 раза. Концентрация ванадия в альбититах увеличивается в 1,5–2 раза, а в рудных апогранитных альбититах в 2–7 раз. Здесь он обнаруживает устойчивые положительные корреляционные связи с бериллием. Аномальные концентрации ванадия наблюдаются как в рудных, так и в нерудных альбититах (Б. Н. Иванов, КП “Кировгеология”).

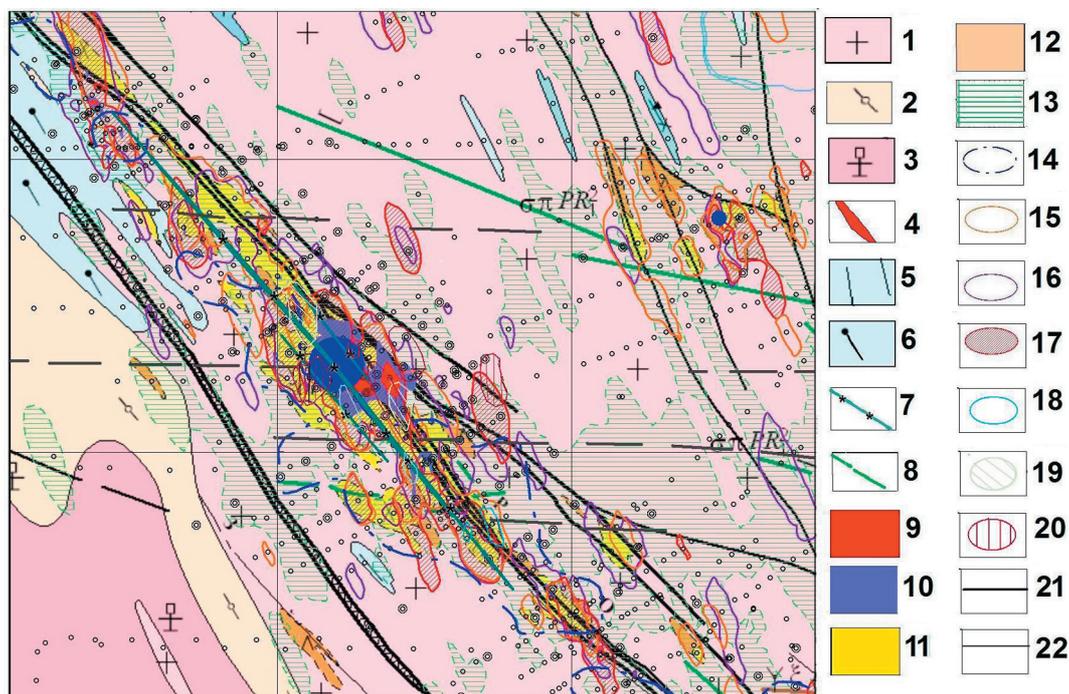
Все месторождения и рудопроявления урана альбититовой формации в Кировоградском рудном районе проявляются аномальными ореолами ванадия интенсивностью  $(3-30) \cdot 10^{-3} \%$ : на фоне  $(1-4) \cdot 10^{-3} \%$ , по площади большей частью близки к размерам альбититов (О. Ф. Макивчук и др., материалы КП “Кировгеология”, [22]). На основании анализов было установлено, что корреляционные связи бериллия и ванадия с ураном неустойчивые

или незначимые. При этом бериллий и ванадий имеют между собой прочные положительные корреляционные связи. Это можно объяснить одновременным приносом данных элементов с образованием их минералов в единую стадию минералообразования, видимо, разобщенную во времени с урановой минерализацией, хотя пространственно приуроченную к одним тектонометасоматическим узлам. Так как бериллий и ванадий образуют

аномальные ореолы, пространственно совпадающие с урановой минерализацией, их можно использовать как геохимические признаки проявленности уранового оруденения в альбититах.

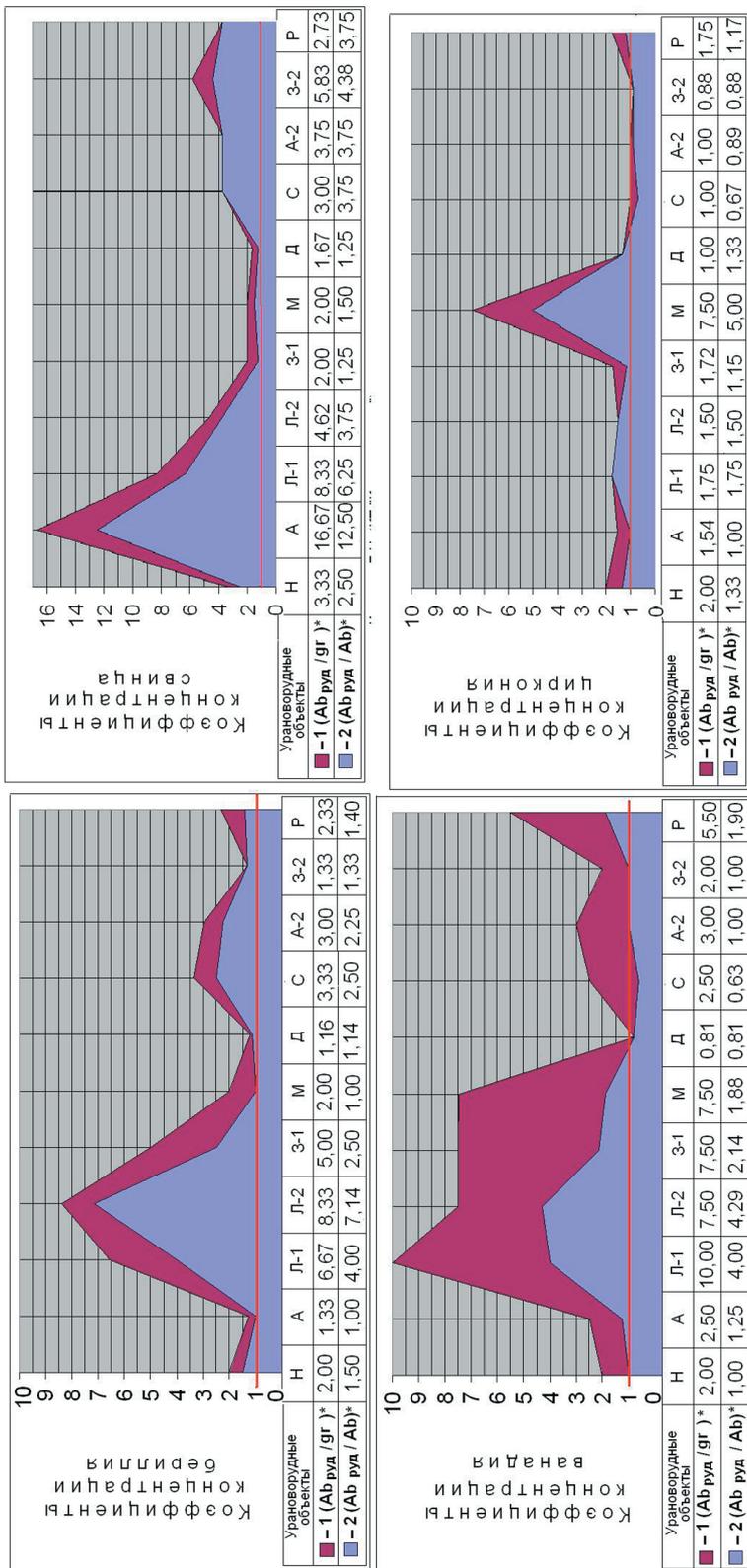
Свинец является радиогенным элементом и непосредственно связан с ураном, образуя геохимические аномалии над рудными телами.

Цирконий в метасоматитах образует устойчивые корреляционные связи с вана-



**Рис. 7. Геологическая схема Щорсовского месторождения, совмещенная с элементами локального прогноза уранового оруденения (с использованием материалов КП “Кировгеология”)**

*Кировоградский комплекс ( $PR_{Kgr}$ ):* 1 – граниты биотитовые средне-мелкозернистые (лелековские), 2 – мигматиты порфиробластические и теневые; *новоукраинский комплекс ( $PR_{Inu}$ ):* 3 – граниты гранат-биотитовые, трахитоидные, порфиробластические, 4 – граниты аплит-пегматоидные; *чечелевская свита ( $PR_{Icc}$ ):* 4 – гнейсы биотитовые, 5 – гнейсы гранат-биотитовые; *дайковский комплекс ( $PR_d^2$ ):* 7 – кимберлиты, 8 – диабазы, 9–11 – прямые гидротермально-метасоматические признаки оруденения: 9 – урановорудные альбититы балансовые, 10 – альбититы забалансовые, 11 – альбититы безрудные, 12–13 – косвенные гидротермально-метасоматические признаки обнаружения альбититов, в том числе рудных: 12 – десицированные породы, 13 – хлоритизация, 14–20 – геофизические и геохимические признаки, 14 – положительные геомагнитные аномалии, 15 – аномалии  $Na_2O > 5\%$ , 16 – радиометрические аномалии  $> 3\delta$ ; 17 – аномалии содержания урана  $> 3$  фоновых, 18 – аномалии содержания свинца  $> 20$  г/т, 19 – аномалии содержания бериллия  $> 20$  г/т, 20 – аномалии содержания бериллия  $> 20$  г/т; осевые линии разломных структур: 21 – первого порядка, 22 – второго порядка



**Рис. 8. Диаграммы коэффициентов концентрации бериллия, ванадия, свинца, циркония для урановых объектов Кировоградского рудного района**

1 – в рудных альбитах относительно вмещающих гранитов, 2 – в рудных альбитах относительно безрудных альбитов (\* данные Б. Н. Иванова, КГП «Кировгеология»)

дием и бериллием, а в рудных альбититах – дополнительно с иттрием и иттербием [22]. Учитывая аномальные повышения содержаний циркония только в рудных альбититах и усиление в них положительных корреляционных связей циркония с иттрием и иттербием, можно предполагать, что основная масса акцессорных цирконов образуется в рудную стадию, т. е. привнос циркония проходил одновременно с ураном (рис. 8).

Геохимическими поисковыми признаками являются также аномальные ореолы локального привноса урана по данным свинцово-изотопных исследований, ореолы повышенных значений коэффициента окисленности железа и повышенных концентраций карбонатной углекислоты (О. Ф. Макивчук и др., материалы КП “Кировгеология”, [22]).

В альбититах содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  резко увеличивается до 8–12 %, а  $\text{K}_2\text{O}$  резко уменьшается до первых десятых долей процентов, соответственно, резко уменьшается калий-натриевое отношение (до 0,1 и менее) (О. Ф. Макивчук и др., материалы КП “Кировгеология”, [22]). Это определяет возможность использования данных геохимических показателей для выявления участков проявления натриевого метасоматоза.

В целом все месторождения и рудопроявления урана в Кировоградском рудном районе, в том числе слабопроявленные и “слепые”, на поверхности кристаллического фундамента проявляются радиоактивными аномалиями, превышающими по площади размеры рудных тел в 2–30 раз и размеры тел альбититов в 1,1–5 раз, что позволяет уверенно применять данный прямой признак радиоактивной минерализации при поисках промышленных месторождений урана в альбититах (О. Ф. Макивчук и др., материалы КП “Кировгеология”).

Таким образом, расширенный и уточненный комплекс локальных поисковых критериев и признаков промышленного уранового оруденения гидротермально-метасоматического типа в карбонатно-натриевых метасоматитах имеет следующий вид.

#### *Основные:*

1. *Тектонические.* Сложно построенные тектонические узлы пересечения региональных разломов субмеридионального и диагонального простираний с широтными разрывами в пределах зон интенсивной перестройки мантии и земной коры, районов высокоамплитудных перемещений поверхности Мохо в сегментах литосферы высокой степени зрелости с масштабно проявленным в их пределах формированием зон объемного катаклаза вследствие процессов эксплозивного гидрогазоразрыва.

2. *Минералогические.* Прямые признаки уранового оруденения.

3. *Литологические.* Наличие тел альбититов.

#### *Вспомогательные:*

1. *Геофизические.* Локальные положительные магнитные аномалии (20–80 нТл).

2. *Геохимические.* Аномальные ореолы элементов-спутников (Be, V, Zr, Pb и др.). Ореолы аномального содержания натрия и пониженных значений калий-натриевого отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,1$ . Ореолы аномального содержания  $\text{CO}_2$ .

3. *Радиогеохимические.* Аномальные ореолы привноса и перераспределения урана в эпоху 1800–1750 млн лет, в том числе в связи с развитием среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитов. Радиоактивные аномалии  $> 3\delta$  (необходима разбраковка – зачастую связаны с зонами диафтореза).

4. *Петролого-геохимический.* Проявления ультраосновного щелочного и субщелочного магматизма дайковой фации с повышенным и высоким содержанием урана, являющиеся петролого-геохимическими индикаторами пространственно-временной активизации участков мантии, обогащенных ураном – потенциальных источников урано-рудообразующих флюидных потоков.

Ведущим генетическим типом уранового оруденения, определяющим промышленный потенциал минерально-сырьевой базы урана Украины, как в настоящее время, так и в обозримом будущем,

является гидротермально-метасоматический тип в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах. По проявлению комплекса прогнозно-оценочных критериев промышленного эндогенного уранового оруденения, расширенного и уточненного комплекса поисковых локальных критериев и признаков промышленного уранового оруденения альбититового типа с учетом степени специализированной изученности задача наращивания промышленного потенциала минерально-сырьевой базы урана Украины объектов эндогенного класса может быть решена только в процессе проведения работ в Кировоградском урановорудном районе (рис. 1, 5).

Исходя из характера проявления расширенного комплекса локальных поисковых критериев и признаков промышленного уранового оруденения, степени изученности, из экономических соображений наращивание промышленного потенциала минерально-сырьевой базы урана Украины может быть осуществлено за счет увеличения запасов разведанных и прошедших стадию оценочных работ (Щорсовского, Юрьевского, Партизанского) месторождений, проведения поисково-оценочных работ на флангах основных эксплуатируемых месторождений – Ватутинского, Новоконстантиновского и разведанных и переданных в эксплуатацию (Докучаевское).

Разработанный рациональный комплекс прогнозно-оценочных критериев на основе выделенных глубинных факторов формирования промышленных месторождений урана УЩ, исходя из мантийной природы урановорудных компонентов, позволяет не только выполнить оконтуривание площадей в ранге рудных и потенциально рудных областей, рудных и потенциально рудных районов, но и обоснованно оценить перспективы выявления крупного уранового оруденения, выполнить прогнозирование, ориентированное на оценку потенциальной уранорудопродуктивности литосферных сегментов, петрологических предпосылок

формирования рудоподготовительного процесса, обеспечивающего масштабное инициальное концентрирование урана в мантии и формирование ураноносных мантийных флюидов только в определенных геодинамических и термобароградиентных условиях, создание условий для доставки мантийных специализированных на уран флюидов на верхние структурные этажи по наиболее проницаемым зонам разломов, дренирующим аномальный участок астеносферы, генерировавшей флюиды и на заключительном этапе прогнозно-металлогенических исследований выполнить целенаправленное выявление возможных рудо локализирующих структур земной коры, обеспечивающих благоприятные условия для формирования месторождений на финальной стадии рудогенеза – осаднения рудогенных компонентов на геохимических барьерах.

Такая прогнозная оценка позволяет на научной основе объективно минимизировать территории для проведения дальнейших специализированных на уран геологоразведочных работ, поскольку позволяет существенно ограничить площади, где возможно формирование крупного по запасам эндогенного уранового оруденения. Эффективность прогнозно-металлогенических построений существенно возрастает при последовательном анализе всех стадий рудообразующего процесса, что предполагает расширение спектра используемых критериев рудоносности за счет петролого-геохимических и геофизических индикаторов режима начального концентрирования рудных компонентов в астеносфере [11], что и было нами использовано для выявления особенностей формирования промышленных месторождений урана на УЩ.

Последовательное использование нового комплекса региональных прогнозно-оценочных критериев и расширенного комплекса локальных критериев и признаков промышленного эндогенного уранового оруденения дает возможность поэтапно с соблюдением принципов системности, последовательных приближений и соответствия объектов масштабам исследований

выполнить: 1) оценку зональности и потенциальной уранорудопродуктивности сегментов литосферы, 2) научно обосновать перспективы территорий на возможность формирования промышленных месторождений урана, 3) с выделением площадей наиболее вероятной их локализации.

Глубинные факторы уранового оруденения, которые ранее не принимались во внимание для оценки уранорудопродуктивности, являются главными для формирования промышленно значимых урановорудных объектов. Только при обеспечении глубинных петрологических условий образования уранорудогенерирующей системы, которая способна сепарировать уран на мантийном уровне, генерировать ураноносные флюиды, транспортировать их к месту локализации по глубинным разломам и влиять на их локализацию на верхних структурных этажах, происходило формирование крупных эндогенных месторождений урана и урановорудных районов вне зависимости от вещественно-структурного состава и геохимической специализации вмещающих урановорудные районы УЩ пород за счет мантийного источника урана, что доказано геохимически, структурно, и учитывая степень специализированной изученности, это позволяет рассматривать как благоприятную для локализации и поиска новых промышленных урановорудных объектов узлы пересечения зон глубинных разломов мантийного проникновения, в пределах литосферного сегмента высокой степени зрелости центральной части Украинского щита.

Отметим в связи с анализом глубинного строения литосферы, что Кировоградский и Криворожский рудный районы контролируются отрезками субмеридиональных разломов мантийного проникновения (Кировоградским, Новокозачинским, Звенигородско-Анновским, Криворожско-Кременчугским, отстоящих друг от друга в плане на расстоянии 50–90 км, Адабашским с азимутом простирания СВ 55°) в пределах узлов пересечения с широтными Субботско-Мошоринским и Девладовским

разломами, и, возможно, промышленные урановорудные концентрации в их пределах на верхних структурных этажах поступали из одной и той же области неистощенной мантии, генерировавшей ураноносные флюиды на глубине предполагаемой сепарации урана (для Ингульского мегаблока – более 250 км), с вероятным формированием разобщенных астеносферных ловушек в отдельных ее сегментах, имевших специфические особенности при первичной генерации рудных компонентов (термобароградиентные, геодинамические и др.). Это, вероятно, привело к формированию однокомпонентных урановых руд в Кировоградском рудном районе и комплексах – в Криворожском. Узлы пересечения разломов, в которых локализованы месторождения урана альбититового типа фиксируют транслитосферные каналы разобщенных астеносферных ловушек единого аномального участка астеносферы, подстилающей Ингульский литосферный сегмент высокой степени зрелости. В любом случае синхронный масштабный размах формирования промышленного уранового оруденения в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматах в Кировоградском и Криворожском рудных районах, проявленная эволюция уранового оруденения в Кировоградской урановорудной металлогенической области в различные эпохи уранового оруденения, подчас телескопированно на протяжении 2 млрд лет (Криворожский рудный район) в пределах разломов мантийного проникновения, обусловлены связью с активизацией единой аномальной глубинной структуры астеносферы, длительно контролировавшей в условиях стабильно возбужденной мантии интенсивно функционировавшие флюидные мантийные системы на протяжении ряда металлогенически специализированных эпох уранового рудообразования, с периодической проявленностью продуктов дифференциации мантийного вещества в различные эпохи тектономагматических активизаций на верхних структурных горизонтах земной коры. Первопричиной формирования

масштабного промышленного уранового оруденения Кировоградской металлургической урановорудной области стали глубинная литосферная (астеносферная) неоднородность в центральной части УЩ и специфическая зональность мантии, обусловившая петрологические предпосылки для первичного концентрирования урана (рис. 1, 4). В пределах этой глубинной литосферной (астеносферной) неоднородности астеносферные ловушки были более локальными образованиями, в которых вариации РТ-условий приводили к масштабному скоплению флюидов и связанных с ними рудогенных компонентов, и в верхних слоях земной коры их функционирование привело при активизации транслитосферных разломов в период мощного тектонического импульса 1 800–1 750 млн лет к формированию Кировоградского и Криворожского урановорудных районов.

#### **Выводы и перспективы дальнейшего развития в данном направлении**

Таким образом, практическое использование созданного комплекса прогнозно-оценочных критериев на основе генетической концепции мантийно-флюидной модели эндогенного уранового оруденения позволило выполнить оценки возможности обнаружения промышленных объектов эндогенного уранового оруденения в пределах литосферных сегментов урановорудной металлургической провинции Украинского щита. Результаты проведенных исследований существенно уточнили представления об особенностях связи глубинного строения литосферы УЩ, подстилающей астеносферы, и перспективности частей Украинского щита на определенных геолого-промышленные типы уранового оруденения, а также региональные и локальные критерии их выявления и отражения в геолого-геофизических материалах. Выполнена новая комплексная прогнозная оценка потенциала формирования промышленного уранового оруденения основных геолого-промышленных типов для УЩ, выделен ряд наиболее перспективных объектов, что позволяет целена-

правленно и эффективно проводить дальнейшие работы по наращиванию промышленного потенциала минерально-сырьевой базы урана Украины.

Разработанный в процессе исследования комплекс региональных прогнозно-оценочных критериев формирования промышленного уранового оруденения и предложенный принципиально новый подход прогнозирования и поиска крупных месторождений урана, основанный на идее первичного масштабного концентрирования рудогенных компонентов в астеносфере при определенных РТ-условиях применимы к оценке перспектив уранорудопродуктивности любых металлургических провинций в пределах щитов. Новый подход может стать основой для смены технологии прогнозирования и поиска крупных рудных месторождений различной металлургической специализации в тесной связи с особенностями строения литосферы и геохимическими свойствами различных элементов, определяющими термобарогradientные условия их масштабного концентрирования на определенных уровнях мантии с последующим формированием месторождений различных рудноформационных типов на верхних структурных горизонтах земной коры.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. *Абрамович И. И.* Металлогения/ И. И. Абрамович. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2010. 328 с.
2. *Билибина Т. В.* Урановорудные формации Украинского и Алданского щитов и вопросы прогнозирования уранового оруденения/ Т. В. Билибина. М.:Изд-во ВИМС, 1977. 365 с.
3. *Ваганов В. И.* Термобарометрия ультраосновных парагенезисов/В. И. Ваганов, С. В. Соколов. М.: Недра, 1988. 149 с.
4. *Галецький Л. С.* Причини розміщення родовищ і рудопроявів у шовних зонах Українського щита/Л. С. Галецький, О. В. Орлінська, Д. С. Пікареня та ін.//Геол. журнал. 2010. № 2. С. 14–21.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины/Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль, А. Х. Бакаряев и др.; под ред. Я. Н. Белевцева, В. Б. Ковалья. К.: Наукова думка, 1995. 376 с.

6. Гинтов О. Б. Взбросы и надвиги в земной коре Кировоградского рудного района и связь с ними уранового оруденения/О. Б. Гинтов, С. В. Мычак//Геофиз. журнал. 2012. Т. 34, № 3. С. 84–91.
7. Калашник А. А. Источники рудных компонентов Криворожско-Кременчугской минерогенической зоны Украинского щита. Статья 1. Пространственная и геохимическая связь ураново-, железорудных объектов и кимберлитов (лампроитов)-проявлений в пределах Криворожско-Кременчугской зоны/А. А. Калашник//Мінеральні ресурси України. 2011. № 3. С. 14–23.
8. Калашник А. А. Геолого-структурные особенности пространственного размещения кимберлитопоявлений и урановорудных объектов в Кировоградском рудном районе Украинского щита/А. А. Калашник, Г. М. Москаленко//Мінер. ресурси України. 2010. № 2. С. 8–18.
9. Калашник А. А. Минерогенический потенциал широких разломных зон Украинского щита/А. А. Калашник//Мінеральні ресурси України. 2010. № 3. С. 24–36.
10. Калашник А. А. Новые закономерности размещения и особенности формирования промышленных эндогенных месторождений урана Украинского щита/А. А. Калашник//Зб. наукових праць УкрДГРІ. 2014. № 1. С. 68–88.
11. Калашник А. А. Роль глубинных факторов в формировании промышленного эндогенного уранового рудообразования УЩ/Зб. наукових праць УкрДГРІ. 2013. № 3. С. 33–48.
12. Коваль В. Б. О перспективах выявления в Криворожско-Кременчугском железорудном поясе месторождений в карбонатах, кимберлитах и лампроитах/В. Б. Коваль, А. В. Плотников, И. Ю. Петрусенко//Геохімія та екологія. К.: ДНУ РНС НАН та МНС України, 2000. Вип. 2. С. 6–19.
13. Кривдик С. Г. Типы лужных метасоматитов Украинского щита та фації їх глибинності/С. Г. Кривдик, В. Г. Моргуц, О. В. Дубина//Геохімія та рудоутворення. 2012. Вип. 31–32. С. 4–11.
14. Крупенников В. А. Мантийный щелочной флюидно-магматический петрогенезис как основной рудообразующий процесс/В. А. Крупенников//Матер. II Межд. симпозиума “Уран-ресурсы, производство” (Москва, 26–28 ноября 2008 г.). М.: Из-во ФГУП ВИМС. С. 28–31.
15. Летников Ф. А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования/Ф. А. Летников//Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 16–24.
16. Мигута А. К. Рудоконтролирующие структуры и минеральные типы руд урановых месторождений Центрально-Украинской металлогенической области/А. К. Мигута//Сборник ВИМС. 1980. Вып. 87. 112 с.
17. Никишов К. Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса/К. Н. Никишов. М.: Наука, 1984. 112 с.
18. Синчук В. В. Взаимосвязь технологий добычи и переработки урановых руд и состояния балансовых запасов/В. В. Синчук//Доклады Межд. научно-практ. конф. “Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых”. (Симф.–Судак, 27 сент.–3 окт. 2010 г.). К.: Академперіодика, 2011. С. 118–123.
19. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины/В. Б. Соллогуб. К.: Наукова думка, 1986. 184 с.
20. Степанюк Л. М. Джерело натрію та урану ураноносних альбітитів на прикладі Докучаєвського родовища Інгульського мегаблока УЩ/Л. М. Степанюк, С. М. Бондаренко, В. О. Сьомка та ін. Тези доповідей наукової конференції “Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд”. (Київ, 14–16 березня 2012 р. ИГМР, 2012. С. 78–80.
21. Тарханов А. В. Желтогореченское ванадий-скандиевое месторождение/А. В. Тарханов, А. Р. Кудлаев, А. В. Петрин и др./Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 50–56.
22. Титов В. К. Специализированное глубинное геологическое картирование Кировоградско-Новоукраинского урановорудного района масштаба 1:50 000 с целью повышения эффективности поисково-разведочных работ и совершенствования методики прогнозирования/В. К. Титов, М. Е. Коцен, В. Н. Тюленев. М.: Изд-во ВИМС, 1981. 366 с.
23. Усенко И. С. Метаморфизм Украинского щита/И. С. Усенко, И. Б. Щербаков, И. Р. Сироштан и др. Киев: Наукова думка, 1982. 306 с.
24. Федоришин Ю. И. Просторная модель глубинной будовы литосферы Украинского щита у зв'язку з перспективами промислової алмазоносності/Ю. И. Федоришин, О. В. Фесенко, О. Б. Денегал//Мінер. ресурси України. 2006. № 3. С. 8–12.
25. Федоришин Ю. И. Модель прогнозу та пошуків джерел корінної алмазоносності і її реалізація на території Українського щита: Дис. ... д-ра геол. наук: 04.00.01/Федоришин Юрій Іванович. К., 2007. 408 с.
26. Цымбал С. Н. Особенности вещественного состава кимберлитов Украины/С. Н. Цымбал, С. Г. Кривдик//Матер. наук.-

техн. наради “Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні” (Київ, 19–22 мая 2003 г.). К.: УкрДГПІ, 2003. С. 22–31.

#### REFERENCES

1. *Abramovich I. I.* Metallogeny. M.: GEO-KART-GEOS, 2010. 328 p. (In Russian)
2. *Bilibina T. V.* Uranium ore formation of the Aldan and Ukrainian shields and questions prognostication of uranium mineralization. M.: Izd-vo VIMS, 1977. 365 p. (In Russian).
3. *Vaganov V. I., Sokolov S. V.* Thermobarometry of ultramafic parageneses. M.: Nedra, 1988. 149 p. (In Russian).
4. *Galetsky L. S., Orlinska O. V., Pika-rynya D. S.* ta in. Reasons for placing deposits and occurrences in the suture zone of the Ukrainian Shield//*Geol. zhurn.* 2010. № 2. P. 14–21. (In Ukrainian).
5. Genetic types and regularities of location Uranium of deposits in Ukraine/Ja. N. Belevtsev, V. B. Koval, A. H. Bakarzhiev i dr.; pod red. Ja. N. Belevtseva, V. B. Kovalya. K.: Naukova dumka, 1995. 376 p. (In Russian).
6. *Gintov O. B., Mychak S. V.* Reverse faults and thrusts in the crust of the Kirovograd ore district and linking with uranium mineralization//*Geofiz. zhurn.* 2012. V. 34, № 3. P. 84–91. (In Russian).
7. *Kalashnik A. A.* Sources of ore components in the KrivoyRog-Kremenchug mineralogenous zone of the Ukrainian shield. Article 1. Spatial and geochemical connections of uranium-ore, iron-ore objects and kimberlitic-(lamproitic-) magmatism within the Krivoy Rog-Kremenchug zone//*Mineralni resursy Ukrayiny.* 2011. № 3. P. 14–23. (In Russian).
8. *Kalashnik A. A., Moskalenko G. M.* Geological and structural features of the spatial distribution of uranium ore and kimberlitic objects in Kirovograd ore district of the Ukrainian Shield//*Mineralni resursy Ukrayiny.* 2010. № 2. P. 8–18. (In Russian).
9. *Kalashnik A. A.* Mineragenous potential of latitudinal fault zones of the Ukrainian shield//*Mineralni resursy Ukrayiny.* 2010. № 3. P. 24–36. (In Russian).
10. *Kalashnik A. A.* The new conformities to law of placement and features of formation of industrial endogenic uranium deposits of the Ukrainian Shield//*Zb. naukovykh prats UkrDGRI.* 2014. № 1. P. 58–78. (In Russian).
11. *Kalashnik A. A.* The role of the depth factors in the formation of endogenous industrial uranium ore formation of the UkrSh//*Zb. naukovykh prats UkrDGRI.* 2013. № 3. P. 33–48. (In Russian).
12. *Koval V. B., Plotnikov A. V., Petrusenko I. Ju.* About perspectives of discovering in Krivoy Rog-Kremenchug iron ore deposits in the belt of carbonatites and kimberlites lamproites//*Geohimiya ta ekologiya.* K.: DNU RNS NAN ta MNS Ukrayiny, 2000. Vyp. 2. P. 6–19. (In Russian).
13. *Krivdik S. G., Morgun V. G., Dubina O. V.* Types of alkaline metasomatites of the Ukrainian Shield and facies of their depth formation//*Geohimiya ta rudoutvorennja.* 2012. Vyp. 31–32. P. 4–11. (In Ukrainian).
14. *Krupennikov V. A.* Mantle alkaline fluid-magmatic petrogenesis as the main ore-forming process//*Mater. II Mezhd. Simpoziuma “Uran-resursy, proizvodstvo”* (Moskva, 26–28 noyabrya 2008). M.: Iz-vo FGUP VIMS. P. 28–31. (In Russian).
15. *Letnikov F. A.* Maturity of lithospheric blocks and problems of endogenous mineralization//*Glubinnye usloviya endogennogo rudobrazovaniya.* M.: Nauka, 1986. P. 16–24. (In Russian).
16. *Miguta A. K.* Ore-controlling structure and mineral ore types of uranium deposits in the Central Ukrainian metallogenic region//*Sbornik VIMS.* 1980. Vyp. 87. 112 p. (In Russian)
17. *Nikishov K. N.* Petrological, mineralogical model of kimberlite process. M.: Nauka, 1984. 112 p. (In Russian).
18. *Sinchuk V. V.* Interconnection technologies for the extraction and processing of uranium ores and the state of balance reserves//*Doklady Mezhd. nauchno-prakt. konf. “Aktualnye problemy geologii, prognoza, poiskov i otsenki mestorozhdeniy tverdyh poleznyh iskopaemyh”* (Simf.–Sudak, 27 sent.–3 okt. 2010). K.: Akadempriodika, 2011. P. 118–123. (In Russian).
19. *Sollogub V. B.* Lithosphere of the Ukraine. K.: Nauk. dumka, 1986. 184 p. (In Russian).
20. *Stepanjuk L. M., Bondarenko S. M., Somka V. O.* i dr. Source of sodium and uranium of uraniferous albitites on the example of Dokuchaievsk field of the Ingulsky megablock of the UkrSh//*Tezy dopovidey naukovoyi konferentsiyi “Teoretychni pytannya i praktyka doslidzhennya metasomatichnyh porid i rud”.* (Kyiv, 14–16 bereznya 2012). IGMR, 2012. P. 78–80. (In Ukrainian).
21. *Tarhanov A. V., Kudlaev A. R., Petrin A. V.* i dr. Zheltorechenskoe vanadium-scandium deposit//*Geologiya rudnyh mestorozhdeniy.* 1991. № 6. P. 50–56. (In Russian).
22. *Titov V. K., Kotsen M. E., Tyulenev V. N.* Specialized deep geological mapping of the Kirovograd-Novoukrainsky uranium ore district scale 1:50 000 to improve the efficiency of exploration and improve prognostication techniques. M.: Izd-vo VIMS, 1981. 366 p. (In Russian).

23. *Usenko I. S., Shcherbakov I. B., Siroshstan I. R.* i dr. *Metamorphism of the Ukrainian Shield*. K.: Nauk. dumka, 1982. 306 p. (In Russian).

24. *Fedoryshin Ju. I., Fesenko O. V., Deneга O. B.* The spatial model of the deep structure of the lithosphere of the Ukrainian shield at the prospect of industrial diamond//*Mineralni resursy Ukrainy*. 2006. № 3. P. 8–12. (In Ukrainian).

25. *Fedoryshin Ju. I.* Model of forecast and prospecting of primary diamondiferous-

ness sources and its realization in the Ukrainian Shield: *Dis... doktora geol. nauk: 04.00.01* K., 2007. 408 p. (In Ukrainian).

26. *Tsybal S. N., Krivdik S. G.* Material composition of kimberlites of the Ukraine//*Mater. nauk.-tehn. narady "Stan, perspektyvy ta napryamky geologorozviduvalnyh robot na almazy v Ukraini"* (Kyiv, 19–22 maya 2003). K.: UkrDGRI, 2003. P. 22–31. (In Russian).

Рукопис отримано 15.02.2014.

**Г. А. Калашник**, д-р геол. наук, головний геофізик, геологорозвідувальна експедиція № 37 Казенного підприємства "Кіровгеологія" (ГРЕ № 37 КП "Кіровгеологія"), e-mail: kalashnik Anna1@mail.ru

*Представлений комплекс нових прогностико-оціночних критеріїв, які відображають специфіку формування промислового зруденіння на основі використання сучасних поглядів на металогенію урану з позиції глибинних чинників рудогенезу. Розглянуто результати практичного застосування нового підходу в технології прогнозування і пошуку ендегенних промислових родовищ урану УЩ, розробленого на базі концепції первинного астеносферного зосередження рудогенних компонентів.*

**Ключові слова:** прогностико-оціночні критерії, ендегенні промислові родовища урану, технологія прогнозування.

**G. A. Kalashnyk**, Doctor of Geological Sciences (Sc.D.(G)), Chief Geophysicist, Exploration expedition № 37, State enterprise "Kirovgeologiya" (EE № 37, SE "Kirovgeologiya"), e-mail: kalashnik Anna1@mail.ru

*Complex of new prognostic-evaluation criteria is presented in the paper. It reflects the peculiarities of industrial uranium deposits formation based on the modern information about significant role of the depth factors in uranium metallogenesis. A principally new approach to technology prognosis and search of endogenous industrial uranium deposits proposed in the article. It is based on concept of primary concentration uranium ore components on the mantle level and on the investigation of variation of parameters of deep structure of the lithosphere, including its thickness and maturity. These parameters determine potential preconditions for the generation of uranium-bearing mantle fluid flows in certain segments of anomalous asthenosphere at the consistently active geodynamic setting and the formation of uranium deposits on the upper floors of the structure of the crust from the mantle ore components in close connection with deep faults that serves as transport channels for mantle uranium-bearing fluids. The results of practical application this method of prognosis and search endogenous industrial uranium deposits in the Ukrainian Shield was considered in the article. The effectiveness of the proposed method is confirmed by a significant amount of factual material and practical results of specialized studies of uranium in well-studied and drilled objects and areas of the Ukrainian Shield. Reasonable estimates for localization of perspective areas for identify of endogenous industrial uranium deposits of the basic in the UkrSh are made. The most promising areas and sites for further increasing of the industrial potential mineral resources of uranium Ukraine defined. The results can be used to search for new uranium ore objects in similar geological and structural conditions.*

**Keywords:** prognostic-evaluation criteria, endogenous industrial uranium deposits, technology of prognosis.

**Ю. И. Войтенко**, д-р техн. наук, заведующий отделом геофизической техники  
(Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ))

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НОВЫХ МЕТОДОВ ИНТЕНСИФИКАЦИИ ГАЗОДОБЫЧИ ИЗ ПЛОТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ**

*Рассмотрены физико-химические механизмы создания трещин ненулевого раскрытия в плотных газоносных песчаниках.*

**Ключевые слова:** газодобыча, трещина, гидроразрыв пласта, взрыв, горение, импульсный гидроразрыв пласта.

В настоящее время основной технологией, которая применяется для интенсификации газодобычи из плотных песчаников, глинистых сланцев, а в некоторых странах из угольных пластов является гидроразрыв пласта (ГРП). Анализ применения ГРП в традиционных коллекторах показал, что с ГРП успешно конкурируют взрывные и импульсные методы, в которых используется энергия медленного или быстрого горения жидких горюче-окислительных смесей (ГОС) и зарядов твердых топлив, а также детонации взрывчатых веществ (ВВ) [1, 2]. Причем они конкурируют не только по критерию эффективности, но и по эколого-экономическим показателям. Одним из решающих факторов, обеспечивающих эффективность импульсного разрыва в традиционных коллекторах, является высокая пластовая энергия, благодаря которой образующиеся трещины поддерживаются в раскрытом состоянии.

Цель настоящей работы: количественное обоснование возможности применения в плотных песчаниках и карбонатах взрывных и импульсных методов для решения тех же задач, которые решает ГРП.

При ГРП поверхностями сбора газа являются стенки трещины, которые поддер-

живаются в раскрытом состоянии расклинивающим материалом. При взрывной обработке такой поверхностью является граница зоны дилатансионного разуплотнения рис. 1 [14, 15].

При импульсных видах разрыва пласта такими поверхностями являются стенки трещины разрыва, карбонатная или силикатная часть материала которых удалена химическими продуктами реакции горения твердых топлив или ГОС (парами кислот и щелочей), а в стенках трещин разрыва образуются дополнительные микро- и макротрещины под действием горячего водорода [7, 19], а трещина поддерживается целиками породы, не прореагировавшей с продуктами химических реакций (парами кислот, щелочей и т. п.). Кроме того, горячий водород (атомарный и молекулярный), проникая через мельчайшие поры и трещины, насыщая горную породу, производит ее охрупчивание, а внешние напряжения (горное давление) – объемное разупрочнение и разуплотнение геоматериала, особенно в условиях неравных компонент горного давления. Тем самым увеличивается проницаемость пород [7, 18], потому поверхностью сбора газа (эффективным радиусом скважины) является граница проникновения водорода.

Не исключается и такой механизм образования остаточного раскрытия трещины разрыва: часть обломочного материала остается местами в трещине и частично ее поддерживает. Возможны также технологические решения, обеспечивающие подачу в трещину небольших порций расклинивающего материала в процессе горения ГОС.

Какими же должны быть остаточные раскрытия микро- и макротрещин, чтобы газ двигался в них по закону Дарси (идеальный газ или жидкость), и какая критическая величина этого раскрытия, при меньших значениях которой существенной становится вязкость газа?

Напомним, что расход вязкой жидкости через узкую плоскую щель прямо пропорционален кубу ширины щели и обратно пропорционален длине щели. Как только раскрытие трещины  $w_0$  становится сравнимым с длиной свободного пробега молекул окружающего газа, механизм движения газа в полости трещины резко изменяется (вместо гидродинамического механизма по закону Дарси – кнудсеновская диффузия разреженного газа) [18].

Когда ширина канала меньше длины свободного пробега молекул, число молекул, проходящих через канал в единицу времени, убывает с увеличением длины канала обратно пропорционально длине канала и прямо пропорционально квадрату его ширины. Молекулы газа движутся независимо друг от друга, причем компоненты смеси протекают так, как если бы они были взяты в отдельности, и других компонентов не было. Течение определяется парциальным давлением компонента и не зависит от общего давления газовой смеси.

Для водорода воспользуемся данными, полученными в монографии [18].

При нормальных условиях величина свободного пробега  $\lambda$  молекул водорода (диаметр молекулы  $d = 1^{-10}$  м)

$$\lambda = 7 \cdot 10^{-5} \text{ см} = 700 \text{ нм.}$$

Для пластовых термобарических условий  $p_0 = 10^7 \dots 10^8$  Па,  $T = 3730$  К.

Согласно работе [9]

$$\lambda = \frac{kT}{\pi\sqrt{2}d^2p}, \quad (1)$$

где  $k$  – постоянная Больцмана;

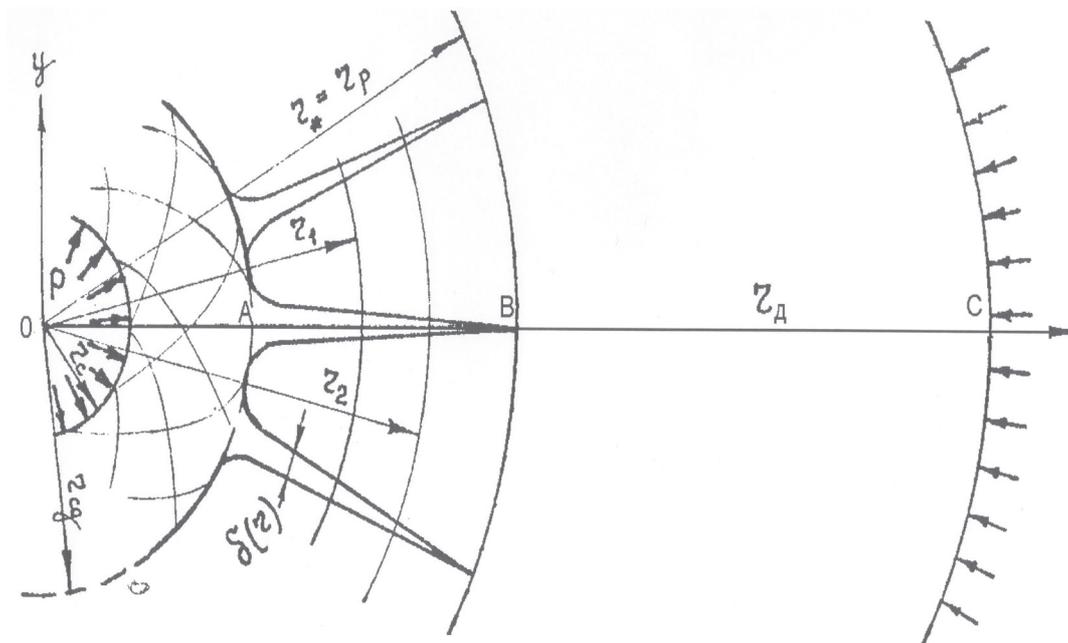


Рис. 1. Схема разуплотнения породы вокруг скважины при взрывной обработке

$p$ ,  $T$  – среднее давление газа и температура в трещине (пластовое давление и температура).

Учитывая, что  $k/\sqrt{2\pi}=3,11 \cdot 10^{-24}$  Дж/К, получим для водорода в пластовых условиях  $\lambda=13,67\dots1,367$  нм.

Для оксида углерода и близкого к нему по свойствам метана оценочные значения длины свободного пробега молекул составят соответственно 356 нм для нормальных условий и 34,8–3,48 нм для пластовых.

То есть движение природных газов  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  в пластовых условиях по закону Дарси возможно в мельчайших трещинах. В еще более мелких трещинах (меньше указанного диапазона) механизм движения газа будет более сложным: проскальзывание свободных молекул газа и прыжковый механизм перемещения адсорбированных молекул [21].

Эти оценки важны для понимания механизма движения газа в образцах плотных горных пород и общей оценки притока газа к скважине. Кроме того, такие оценки могут быть полезны для геологического анализа кернового материала, полученного при бурении скважин на газ в нетрадиционных объектах с развитой или рассеянной микротрещиноватостью.

Таким образом, создание в призабойной зоне скважины трещин в макро-, микро- и нанодиапазоне с остаточным раскрытием от нескольких нанометров до нескольких десятков нанометров и выше обеспечивает приток газа к скважине. Его величина зависит от количества трещин в призабойной зоне скважины и их протяженности. Такие системы трещин можно получать как взрывными методами, так и термобарохимическим воздействием, особенно при наличии в продуктах реакции паров кислот, щелочей и горячего водорода [7, 19].

Покажем, что с использованием современных взрывных и термобарохимических методов и, возможно, их комплексирования, можно получать эффекты, соизмеримые с ГРП, что собственно подтверждает практика нефтегазопромыс-

ловых работ в различных геологических условиях, в том числе в плотных низкопористых коллекторах [1, 2].

Естественно, что расчеты носят оценочный характер.

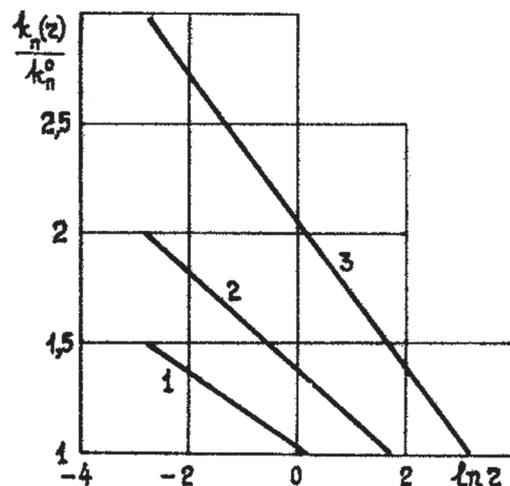
В работах [14, 15] показано, что радиус зоны дилатансионного разуплотнения хрупкого разрушающегося коллектора составляет  $r_3 = (30-50)r_3$  ( $r_3$  – радиус отдельного заряда в торпеде на глубинах до 3–4,5 км).

Требуемое изменение проницаемости пород в области  $r_c \leq r \leq r_3$  ( $r_3$  – эффективный радиус,  $r_c$  – радиус скважины,  $r_b$  – контур питания скважины)  $k_{\Pi}(r)$  при увеличении дебита скважины в соответствующее количество раз рассчитывалось по формуле [14]

$$k_{\Pi}(r) = \beta k_{\Pi}^0 \frac{\ln r_b/r}{\ln r_b/r_c}, \quad (2)$$

где  $\beta$  – кратность увеличения дебита скважины.

В работах [14, 15] показано, что распределение проницаемости в зоне воздействия взрыва, показанное на рис. 2, возможно лишь при дилатансионном разуплотнении прочных упруго-хрупких пород.



**Рис. 2.** Требуемое изменение проницаемости пород в области  $r_c \leq r \leq r_3$  при увеличении дебита скважин в 1,5 (кривая 1), 2 (кривая 2) и 3 (кривая 3) раза ( $r$  в м)

Расчет проводился для условий торпедирования нефтяных скважин Мамонтовского месторождения. Радиус скважины  $r_c = 0,073$  м, радиус влияния  $r_v = 500$  м.

Как видно на рис. 2, в прискважинной зоне изменение минимальной необходимой проницаемости коллектора должно удовлетворять линейно затухающей функции логарифма расстояния от скважины. Причем на стенке скважины относительное изменение проницаемости должно соответствовать увеличению дебита скважины. При этом на границе зоны разуплотнения  $r_s - k_{п}(r_s) = k_{п}^0$ .

Обеспечить закон распределения проницаемости, показанный на рис. 2, в плотном коллекторе, особенно с карбонатной составляющей, можно двойной (а возможно многократной) обработкой: взрывом с последующей термобарохимической обработкой (ТБХО) либо импульсным гидроразрывом с последующей ТБХО.

Проиллюстрируем возможности импульсного гидроразрыва с одновременной ТБХО на примере скв. 9 Восточно-Полтавского газоконденсатного месторождения [19]. В этой скважине в зону перфорации через насосно-компрессорные трубы (НКТ) доставили 310 кг ГОС,

которую поджигали 2,5 кг гидрореагирующим составом (ГРС). Интервал перфорации: ~ 4 800–4 850 м. Порода-коллектор: песчаники разномерные, плотные. Карбонатность – 2–5 %. Пористость не превышает 8–9 %. Кривая изменения давления в скважине  $p(t)$  показана на рис. 3. Зона 1 на кривой соответствует началу химической реакции, точка 2 – моменту разрыва пласта, второй пик 3 на кривой  $p(t)$ , возможно, связан с торможением трещины и последующим ее развитием. Скорость нагружения в скважине до момента разрыва пласта составляла 0,533 ГПа/с. В соответствии с выводами работы [16] при такой скорости нагружения в пласте должны были образоваться одна-две трещины. Дебит скважины после обработки составил 130 тыс. м<sup>3</sup>/сутки. Несколько лет она работала со средним дебитом 90 тыс. м<sup>3</sup>/сутки, что примерно в два раза превышало дебиты соседних скважин.

Предположим, что одна из трещин дискообразная и образовалась по напластованиям. Произведем расчет этой дискообразной трещины в приближении автомодельной асимптотики [10]. Импульс аппроксимировался прямоугольником из условия равенства площадей реального

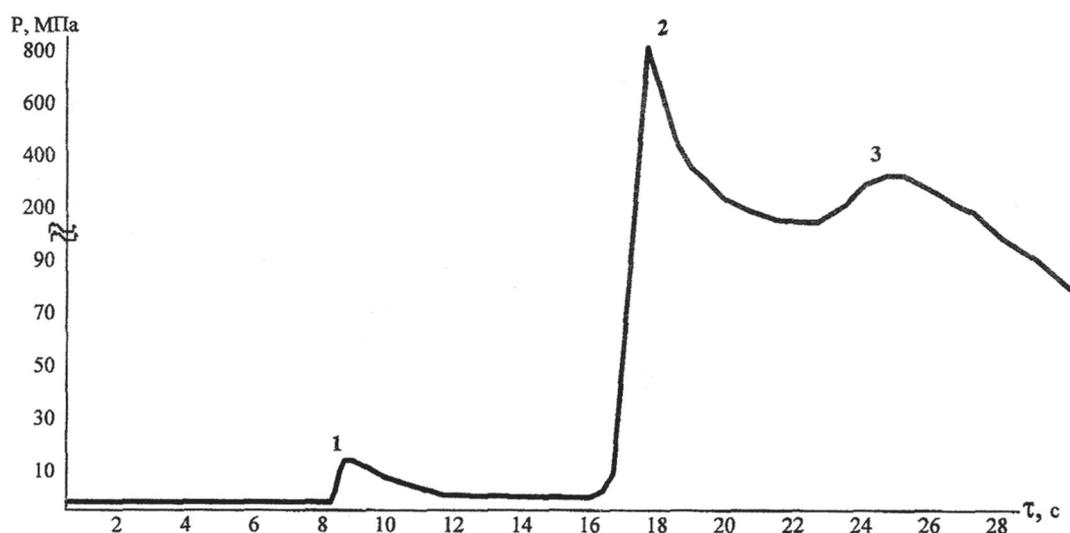


Рис. 3. Изменение давления во времени при горении системы ГРС-ГОС в скв. № 9 Восточно-Полтавского ГКМ. 1, 2, 3 – этапы процесса

импульса и прямоугольного. Расчетная формула проста

$$R(t) = R(\tilde{t}) \exp\{\beta^*(t - \tilde{t})\}, \quad (3)$$

где  $\tilde{t}$  – время начала автомодельного развития трещины;  $\beta^*$  – параметр, зависящий от отношения амплитуды импульса  $p_m$  к величине горного давления  $q_\infty$  ( $N = p_m/q_\infty$ ). Значения параметра  $\beta^*$  для продольных и поперечных трещин и разных значений  $N$  приведены в работе [4].

При горении ГОС образуются окислы углерода CO и CO<sub>2</sub>, окислы азота NO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, водяной пар, атомарный и молекулярный водород, легкие углеводороды, пары кислот, щелочей [7, 19]. Наличие водорода приводит к снижению вязкости смеси и ее расслоению. Водород как наиболее подвижный газ движется впереди в вершине трещины и пористой породе в режиме фильтрации. Для оценки вязкости газа под давлением воспользуемся данными работы [20], где показано, что зависимость вязкости газа Саратовского месторождения от давления близка к линейной до давления 40 МПа. Состав газа Саратовского месторождения (в %): метан (CH<sub>4</sub>) – 91,5; этан (C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>) – 1,8; пропан (C<sub>3</sub>H<sub>8</sub>) – 0,8; бутан (C<sub>4</sub>H<sub>10</sub>) – 0,6; пентан (C<sub>5</sub>H<sub>12</sub>) – 0,3; азот (N<sub>2</sub>) – 5. Предположим, что эта зависимость сохраняется и для больших давлений.

Тогда вязкость продуктов горения ГОС в пластовых условиях под давлением  $\sim 3 \cdot 10^8$  МПа и температуре 100–150 °C можно оценить величиной 1–10 мПа·с, поскольку вязкость остальных продуктов горения при нормальных условиях близка к вязкости метана [9].

Расчет по формуле (3) проведен для следующих исходных параметров: радиус и ширина начальной трещины  $R_0 = 1$  м;  $w_0 = 10^{-3}$  м;  $\mu = 10$  мПа·с;  $p_0 = q_\infty = 120$  МПа;  $P = 3 \cdot 10^8$  Па. Значение параметра  $\beta^*$  в формуле (3) согласно [4] составило  $\beta^* = 0,034$ . Расчет показывает следующие значения радиуса трещины:  $R = 2,32 R_0$  ( $t = 1$  с);  $R = 5,4 R_0$  ( $t = 2$  с);  $R = 29,0 R_0$  ( $t = 4$  с);  $R = 158 R_0$  ( $t = 6$  с) и  $R = 858 R_0$  ( $t = 8$  с). При  $R_0 = 1$  м на шестой секунде радиус

составляет 158 м (1 580 г,  $r_c$  – радиус скважины по долоту). Скорость трещины при таком режиме движения постоянно увеличивается (2,32; 3,08; 11,8; 64,5 м/с).

Увеличивающаяся скорость трещины, большие значения радиуса радиально-кольцевой трещины и еще большие значения длины радиальной трещины  $l(t)$ , которые значительно превышают приведенные выше, вызывают сомнения в адекватности описания реального процесса трещинообразования экспоненциальным законом. Возможно, такой закон развития трещины справедлив только на каком-то участке ее развития (неполная автомодельность по параметру подобия). Второй причиной погрешности расчета может быть грубая аппроксимация импульса давления.

Известны и другие модели развития трещин при импульсном нагнетании в них газа, например, в работе [13]. К сожалению, в этой работе не приведены зависимости  $l(T)$  ( $T$  – время действия импульса давления для создания трещин размером  $\approx 20$  г). Не приведено значение длительности импульса давления  $T$ , неизвестно значение предельной скорости трещин  $V_{max}$  для разных песчаников, поэтому воспользоваться ее результатами не удалось.

Интересно, что при насосном гидро-разрыве маловязкой жидкостью (вода) плотного песчаника на кварцевом цементе время развития дискообразной трещины радиусом 20–25 м (440...555 г по долоту) составляет 70–90 с [8], а ее скорость на стадии установившегося движения близка к постоянной и составляет 0,2–0,25 м/с. Горное давление в этих экспериментах составляло 9,0–10,8 МПа. Статическая трещиностойкость для крепких песчаников согласно справочных данных составляет  $K_{1c} = 0,59$  МПа·м<sup>1/2</sup>[14]. В отсутствие других упругих и прочностных характеристик породы удовлетворительные результаты расчета дает формула А. Ф. Зазовского, полученная также Н. Абе и соавторами [6, 20], для таких значений модуля Юнга  $E$ , коэффициента Пуассона  $\nu$ :  $E = 27,4$  ГПа;  $\nu = 0,17$ . Расчет дает значение радиуса трещины 15,56 м при  $t = 80$  с.

При импульсном ГРП, не нагруженного внешним давлением искусственного песчаника и полиметилметакрилата, скорости трещин в экспериментах составляли  $\approx 5 \dots 60$  м/с (размер трещин –  $5 \dots 20 r_c$  по долоту) [16].

Количественные обоснования импульсных методов интенсификации газодобычи, сравнимых с ГРП, приведем для случаев взрывного разуплотнения и импульсного ГРП. Согласно работе [3] дебит скважины в результате торпедирования  $q$  увеличивается в  $\beta$  раз. Отношение его к начальному дебиту составит

$$q/q_0 = \frac{\ln r_b/r_c}{\ln r_b/r_3} = \beta, \quad (4)$$

откуда

$$r_3 = r_b / \left( \frac{r_b}{r_c} \right)^{-1/\beta}.$$

В соответствии с принципом геометрического подобия  $r_3 = \chi r_c$  ( $r_3$  – радиус заряда в тротиловом эквиваленте,  $\chi$  – коэффициент пропорциональности), поэтому из соотношения легко установить требуемую массу заряда.

Принято считать положительной такую операцию по интенсификации добычи подземных флюидов, в результате которой дебит скважины увеличивается не менее, чем на 70 %. Обычно при расчетах элементов дилатансионных технологий торпедирования скважин по добыче жидких флюидов мы исходили из требования двукратного увеличения дебита. В этом случае формула упрощается

$$r_3 = \sqrt{r_c r_b}.$$

Имеется одна важная особенность подобных расчетов. Законами сохранения подразумевается, что приток флюида к скважине численно равен его расходу через поверхность фильтрации на любом расстоянии от нее. После торпедирования это условие соблюдается лишь при  $r \geq r_3$ , а следовательно в области  $r_c \leq r \leq r_3$  должны быть созданы условия для такого увеличения скорости фильтрации, которое обеспечит поступление флюида к скважине в объеме, проходящем через границу  $r_3$ . Как видно,

единственной возможностью обеспечить требуемую “пропускную способность” призабойной зоны в области  $r \leq r_3$ , является увеличение ее проницаемости. Рассмотрим, каким должно быть распределение проницаемости пород в этой области, чтобы пропустить к скважине весь поток флюида, проходящий через границу  $r_3$ . Не нарушая общности рассуждений, анализ, как и раньше, проведем для простейшего случая плоско-радиального потока. Согласно формуле (4) для произвольного расстояния  $r_c < r < r_3$  должно соблюдаться условие

$$\frac{k_n(r)}{\ln r_b/r} = \frac{k_n^0}{\ln r_b/r_3},$$

откуда с учетом формулы (4) проницаемость пород на произвольном расстоянии  $r_c < r < r_3$  должна быть не ниже, чем

$$k_n(r) = \beta k_n^0 \frac{\ln r_b/r}{\ln r_b/r_3}.$$

После ГРП (импульсного ГРП – ИГРП) приток в скважину определяется раскрытием трещины  $w$ . Отношение притока через трещину ГРП  $q_1$  к притоку через пористый пласт  $q_0$  составит  $q_1/q_0 = w^3/12k_n h$ , где  $h$  – мощность пласта.

Для равенства притоков из трещины ГРП  $q_1$  и зоны взрывной обработки с последующей ТБХО  $q$  нужно, чтобы величина  $r_{31}$  была такой, чтобы выполнялось равенство  $q = q_1$ . Сравнить эти две величины можно из геометрических соображений: скважина после взрывной обработки + ТБХО питается через цилиндрическую поверхность радиусом  $r_3$ , площадью  $2\pi r_3 h$  ( $h$  – мощность обработанной зоны), а после ГРП (ИГРП) через стенки трещины глубиной  $L$  (или  $R$ ) и длиной вдоль скважины  $h$  (в случае продольной трещины). Площадь питания такой трещины  $\sim 2hL$ . Приравняв эти выражения  $2\pi r_3 h = 2hL$ , откуда величина эффективного радиуса скважины после взрыва или ИГРП и ТБХО  $r_{31} = \frac{L}{\pi}$ .

Для импульсного ГРП (ИГРП, ТБХО) оценка может быть проведена путем оценки размеров трещин ГРП и ИГРП

– ТБХО в предположении, что остаточное раскрытие трещины ИГРП будет несколько меньшее, чем трещины ГРП, однако достаточно большое, чтобы обеспечить гидродинамическое движение газа в них по закону Дарси, а не диффузию разреженного газа по закону Кнудсена. Тогда отличие притоков газа из трещины ИГРП и ГРП будет определяться при прочих равных условиях соотношением их раскрытий  $w_1/w_{ГРП}$  ( $w_1$  – раскрытие трещины ИГРП после ТБХО,  $w_{ГРП}$  – раскрытие трещины ГРП).

В зависимости от типа песчаника эффективными могут быть как щелочные обработки берегов трещин ИГРП, так и кислотные [10]. Состав продуктов горения может регулироваться рецептурой ГОС [7, 19]. На больших глубинах в условиях не равных компонент горного давления не исключается механизм развития дилатансионной трещины, когда берега трещины смещаются по отношению друг к другу и трещина частично заполняется обломочным материалом [17].

Предложенная двустадийная схема разуплотнения будет наиболее эффективна в плотных хрупко разрушающихся коллекторах с достаточно высокой пластовой энергией. Некоторые из таких объектов определены в работе [11].

### Выводы

1. Для плотных коллекторов в качестве альтернативы ГРП может быть рекомендована двустадийная схема: разуплотнение взрывом или быстрым горением с последующей термобарохимической обработкой (ТБХО).

2. В зависимости от типа песчаников с карбонатной составляющей их рекомендуется обрабатывать составами ГОС с выделением в продуктах реакции паров щелочи, соляной, плавиковой кислот и горячего водорода, а низкокарбонатные породы – с выделением паров щелочи или их компонентов:  $H_2$ ,  $F_2$ ,  $Cl_2$  ( $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $Cl^-$ ,  $F^-$ ). Не исключается введение в трещину ИГРП небольших порций расклинивающего материала.

3. Для оценки перспектив на газ при разведочном бурении достаточно провести минигидро разрыв пласта с последующей ТБХО, в случае эксплуатационного бурения необходимо проводить массивный импульсный гидро разрыв или дилатансионное торпедирование с последующей ТБХО.

*В заключение автор благодарит д-ра техн. наук С. В. Гошовского за обсуждение возможных механизмов образования трещин ненулевого раскрытия при импульсном разрыве плотных пород в условиях действия горного давления.*

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Войтенко Ю. И., Кравченко О. В., Веллигоцкий Д. А. О возможности изменений фильтрационных и прочностных свойств плотных пород-коллекторов на мезо- и наноразрыве при взрывном и термобарохимическом воздействии//Международная научно-практическая конференция “Перспективы использования альтернативных и возобновляемых источников энергии в Украине (REU 2013)”. 9–13 сентября 2013 года, г. Судак (АР Крым, Украина).*
2. *Войтенко Ю. И., Прожогина О. И. Перспективи використання потужних методів інтенсифікації нафтогазовидобутку для розробки нетрадиційних ресурсів//Международная научно-практическая конференция “Перспективы использования альтернативных и возобновляемых источников энергии в Украине (REU 2013)”. 9–13 сентября 2013 года, г. Судак (АР Крым, Украина).*
3. *Глумов Д. Н., Стрекалов А. В. Аналитический расчет коэффициентов динамической вязкости природных газов//Территория Нефтегаз. 2010. № 10. С. 23–27.*
4. *Гордеев Ю. Н., Кудряшов Н. А. Развитие магистральной трещины под действием движущегося в ней газа//Прикл. мех. и техн. физика. 1986. № 4. С. 116–121.*
5. *Гороновский И. Т. Краткий справочник по химии//И. Т. Гороновский, Ю. П. Назаренко, Е. Ф. Некряч. Киев: Наукова думка, 1987. 829 с.*
6. *Зазовский А. Ф. Распространение плоской круговой трещины гидро разрыва в непроницаемой горной породе//Механика твердого тела. 1979. № 2. С. 102–109.*
7. *Кравченко О. В. Водородная активация в процессах повышения проницаемости нефтегазоносных пород//Восточно-Европей-*

ский журнал передовых технологий. Харьков: НПП "Технологический центр". 2013. № 1/6 (61). С. 21–25.

8. *Красников С. Я.* Анализ результатов испытаний метода гидродинамической стратификации основной труднообрушающейся кровли в шахтных условиях//Взаимодействие механизированных крепей с боковыми породами. Новосибирск, 1987. Вып. 45. С. 53–61.

9. *Кухлинг Х.* Справочник по физике. М.: Мир, 1985. 519 с.

10. *Ланчаков Г. А.* Разработка и опыт применения комплексных щелочно-кислотных обработок призабойных зон эксплуатационных скважин с целью интенсификации притока. М.: ИРЦ Газпром, 1995. 64 с.

11. *Лукин А. Е.* О природе и перспективах газоносности низкопроницаемых пород осадочной толщи Земли//Доповіді Національної академії наук України. 2011. № 3. С. 114–123.

12. *Мартынюк П. А., Панов А. В.* Развитие системы трещин гидроразрыва в нефтегазовом пласте при импульсном нагружении// Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 2012. № 3. С. 55–62.

13. Механика разрушения и прочность материалов. Справочное пособие в четырех томах. Т. 3. Характеристики кратковременной трещиностойкости материалов. Киев: Наукова думка, 1988. 435 с.

14. *Михалюк А. В.* Дилатансионные технологии торпедирования скважин для ин-

тенсификации добычи подземных флюидов/ А. В. Михалюк, Е. А. Мухин, С. А. Михалюк, В. В. Захаров. Киев: ВІПОЛ, 1999. 66 с.

15. *Михалюк А. В.* Дилатансионные методы взрывных работ/А. В. Михалюк, В. А. Поплавский, В. В. Захаров, Е. А. Мухин. Киев: ВІПОЛ, 2002. 120 с.

16. *Михалюк А. В., Войтенко Ю. И.* Импульсный гидроразрыв пород. Киев: Наукова думка, 1991. 204 с.

17. *Николаевский В. Н.* Трещиноватость земной коры как ее генетический признак//Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 646–656.

18. *Черепанов Г. П.* Механика хрупкого разрушения. М.: Наука, 1974. 640 с.

19. *Щербина К. Г.* Хіміко-фізичні основи високотемпературного впливу на привибійну зону свердловини гідрореагуючими складами: Автореф. дис. ... д-ра техн. наук. ВАТ "Український нафтогазовий інститут". К., 1999. 34 с.

20. *Abe H., Mura T., Keer L. M.* Growth rate of penny-shaped crack in hydraulic fracturing of rocks//J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. № 29. P. 5335–5340.

21. *Fathi E.* Mass Transport of Adsorbed-phase in Stochastic Porous Medium with Fluctuating Porosity Field and Nonlinear Gas Adsorption Kinetics/E. Fathi, I. U. Akkutlu//Journal of Transport in Porous Media. 2012. Vol. 91 (1). P. 5–33.

Рукопис отримано 18.02.2014.

**Ю. І. Войтенко**, *д-р техн. наук, завідувач відділу геофізичної техніки (Український державний геологорозвідувальний інститут (УкрДГРІ))*

### **ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ОСНОВИ НОВИХ МЕТОДІВ ІНТЕНСИФІКАЦІЇ ГАЗОВИДОБУТКУ ЗІ ЩІЛЬНИХ ПІСКОВИКІВ**

*Розглянуто фізико-хімічні механізми створення тріщин ненульового розкриття в щільних газоносних пісковиках.*

**Ключові слова:** *газовидобуток, тріщина, гідророзрив пласта, вибух, горіння, імпульсний гідророзрив пласта.*

**Yu. I. Voytenko**, *Dr. of technical sciences, head of department of geophysical equipment (Ukrainian State Geological Research Institute (USGRI))*

### **PHYSICAL AND CHEMICAL PRINCIPLES OF NEW METHODS FOR IMPROVED GAS PRODUCTION FROM TIGHT SANDSTONE**

*Physico-chemical mechanisms for creating cracks nonzero width in tight-gas reservoirs are considered.*

**Keywords:** *gas production, crack, hydraulic fracturing, explosion, burning, pulse hydraulic fracturing.*

**В. П. Лебідь**, канд. геол.-мінерал. наук, *vplebid@ukr.net*  
**О. Л. Раковська**, науковий співробітник,  
(УкрДГГРІ, м. Чернігів)

## **АНАЛІЗ НАФТОГАЗОПРОЯВІВ У ДОКЕМБРІЙСЬКОМУ КРИСТАЛІЧНОМУ ФУНДАМЕНТІ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОГО РОЗСУВУ З МЕТОЮ ПРОГНОЗУ БУДОВИ ПРОДУКТИВНИХ ПАСТОК**

*В основу прогнозування основних характеристик будови докембрійських продуктивних пасток покладено аналіз нафтогазопроявів на пілотних ділянках його вивчення (Хухрянський, Юліївський і Коробочкинський полігони). Продуктивні пастки виникають у тріщинуватих прирозломних зонах, що межують зі щільними породами кристалічного фундаменту. Приурочені вони, як правило, до диз'юнктивних схилів виступів фундаменту, де за рахунок тектонічної тріщинуватості та низькотемпературного метасоматозу формуються вторинно розуцільнені колектори (резервуари). Виділені жильний, штокверковий і квазіпластовий типи пасток, для яких характерні різні особливості будови, а тому потрібні й різні методики їх розвідки.*

**Ключові слова:** виступи фундаменту, облямування схилів, типи пасток, перспективні об'єкти, глибинні вуглеводні.

### **Постановка задачі та структурна позиція прогнозних докембрійських пасток**

Наприкінці ХХ ст. (особливо у 80-ті роки) значні обсяги глибокого буріння на Північному плечі Дніпровсько-Донецького розсуву (ДДР) були задіяні для вивчення нафтогазоносності порід кристалічного фундаменту (КФ). Причому пошук вуглеводнів вівся сумісно (вірніше підпорядковано) з оцінкою нафтогазоносного потенціалу осадового чохла, хоча природні резервуари в докембрії зовсім не схожі на осадові. Це і підтвердилось результатами ГРР – коефіцієнт промислових відкриттів у КФ і його перевідкладеній корі вивітрювання (КВ) на Юліївському пошуково-розвідувальному полігоні становив усього 0,15 [3]. Та він і не міг бути більшим, бо до буріння пастки готувались по осадовому чохлау і розріз КФ розкривався з *недостатньо обґрунтованим пошуковим*

*завданням*, тому що не було достеменно відомо чи є в КФ продуктивна пастка. І навіть за таких обставин на низці свердловин виявлені промислові припливи ВВ-флюїдів, що свідчить про *значне поширення і високий нафтогазовий потенціал докембрійських пасток*.

У працях О. Ю. Лукіна, зокрема в статтях [12, 13], розглянуті теоретичні основи моделювання нафтогазоносності крізьформаційних флюїдопровідних систем і "нанизаних" на них *вторинно-розуцільнених резервуарів (ВРР)*. Показано, що деструктивні субвертикальні тіла в КФ варто розглядати як флюїдопровідні шляхи вуглеводнів, з якими пов'язана не тільки дегазація надр, але і формування покладів нафти й газу. На жаль, морфогенетична специфіка таких резервуарів, і насамперед той факт, що вони майже не зіставляються по площі з осадовими

пастками, не враховується зараз під час проведення нафтогазопозукових робіт. Цю пошукову помилку треба негайно виправляти, бо в ДДР *майбутній стрімкий розвиток нафтогазового комплексу, на думку авторів, буде поновлений якраз за рахунок розвідки та розробки родовищ, які розміщені в приповерхневому розрізі КФ і приурочені до структур облямування схилів виступів кристалічного фундаменту (ВКФ)* [9]. Пріоритетне вивчення цих пасток у регіоні ще не розпочалось, хоча вже обґрунтована велика кількість перспективних ділянок для їх пошуку [10].

Порівнюючи структурну позицію прогностичних докембрійських пасток з розміщенням над ВКФ локальних пасток осадового чохла, вкажемо, що майже всі вони зіставляються зі схилами виступів, площа яких значно перевищує їх гребіневі частини. До речі, в нижньому карбоні над диз'юнктивними схилами ВКФ часто розміщені родовища з максимально високими модулями геотемператур і пластових тисків [2]. А це є показником, що формуються вони за обставин, сприятливих для вертикального руху глибинних вуглеводнів. За міркою тангенціальної тектонічної напруги блоків фундаменту визначено, що склепіння ВКФ розміщується в умовах латерального стиснення, а їх схили – в стані розтягу [4]. Усі ці обставини наводять на думку – склепіння виступів були менш мобільними, тоді як на їх схилах відбувались активні блокові переміщення, які й стали (в низці випадків) першопричиною формування в осадовому чохлі продуктивних пасток. Тектонічно активні ділянки інколи виділяються і на виступах, наприклад, на блокових склепіннях (Анастасівському, Липоводолинському) просторого Липоводолинського ВКФ другого порядку. Тому існує нагальна потреба у *впевненому прогнозуванні продуктивних докембрійських пасток*, беручи за основу аналіз уже отриманих результатів нафтогазоносності КФ. Наразі для розширення доказової бази пошуку продуктивних докембрійських пасток є реальна можли-

вість проаналізувати та систематизувати основні геологічні закономірності результативного випробування докембрію на Хухрянському, Юлівському та Коробочкинському пошуково-розвідувальних полігонах, які були пілотними ділянками його вивчення. Наведемо для цих полігонів як основні риси їх будови, так і характерні параметри виявлених на них продуктивних резервуарів.

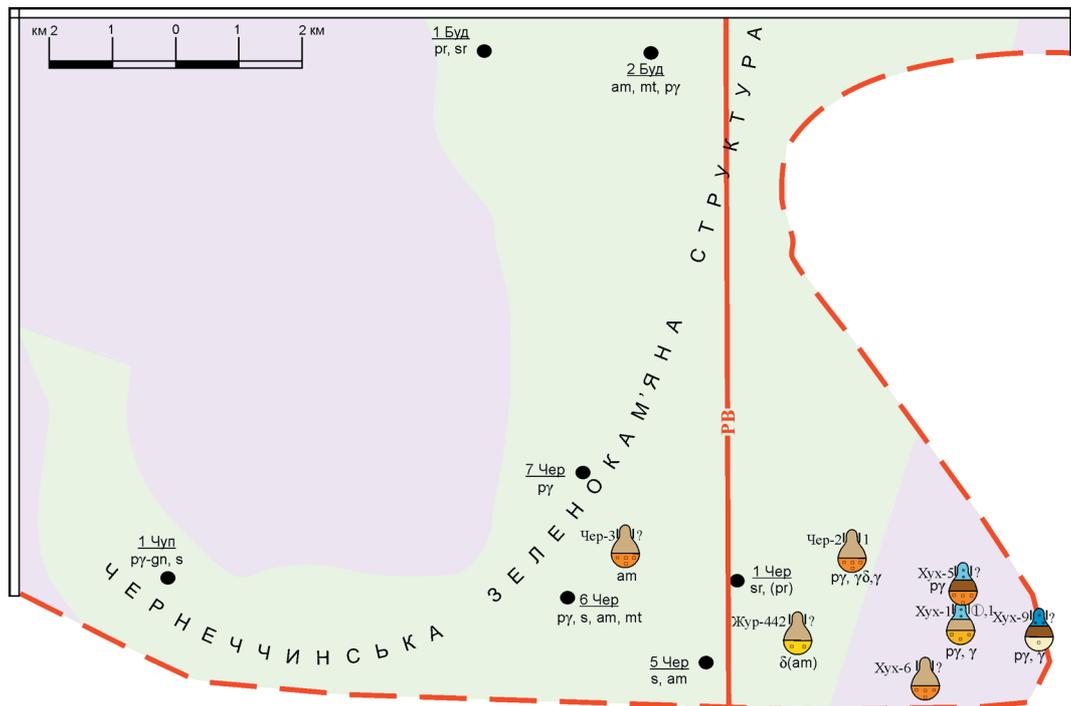
**Систематизація докембрійських нафтогазопроявів на Північному плечі Дніпровсько-Донецького розсуву Хухрянський пошуково-розвідувальних полігон** (рис. 1), де продуктивність докембрію виявлено на однойменній і Чернечинській площах. Докембрійське ложе полігону залягає на глибині до 4 100 м. Тут у покрівельній частині КФ отримано (з певним елементом випадковості) перший у регіоні промисловий приплив вуглеводнів. Пошукова сверд. Хухрянська-1, яка бурилась з метою оцінки нафтогазоносності осадової верхньовізейської пастки, розкрила покрівлю КФ на значно меншій глибині, ніж прогнозувалось, тобто виконала своє геологічне завдання і підлягала ліквідації. Але всупереч проекту, за відповідальною ініціативою Е. М. Довжика і М. І. Пономаренка, її заглибили й випробували в колоні, хоча тоді за ГДС у докембрії ще не було виявлено перспективних об'єктів. Свердловиною (поверхня КФ з 3 209 м, вибій на глибині 3 455 м) у перфорованій колоні з інтервалу 3 200–3 280 м (дезінтегрована КВ і тріщинуваті плагіогнейси), отримано *фонтануючий приплив нафти з газом*. На 10-міліметровому штуцері дебіт нафти становив 58 м<sup>3</sup>/д, а газу – 69,1 тис. м<sup>3</sup>/д. По термодобітометрії працювали інтервали 3 204–3 206 і 3 257–3 272 м (перший відповідає КВ, другий – фундаменту). За петрографічним описом керна охарактеризовані такі інтервали розрізу: 3 199–3 209 м – вивітрілі плагіограніти; 3 209–3 215 м – тріщинуваті, частково метасоматично змінені плагіогнейси (тріщини вповнені епідотом, кальцитом і гематитом, а пустотілі – нафтою);

3330–3334 м – тріщинуваті граніти (у свіжорозкритих тріщинах – нафта); 3420–3421 м – порфіроподібні граніти.

Для Чернечинської площі (рис. 1) наведемо характеристику продуктивного розрізу у сверд. Чернечинська-3 (покрівля КФ з 3238 м, вибій на глибині 3608 м), де з інтервалу 3240–3260 м на 3-міліметровому штуцері отримано нафту дебітом 24 м<sup>3</sup>/д. За описом піднятого ядра породи КФ представлені: на глибині 3290–3384 м – гідротермальньо-метасоматично зміненими ультрабазитами (кварц-хлорит-амфіболітові, кварц-амфіболітові та епідот-хлорит-кварцові сланці); в інтервалі 3418–3422 м – метасоматично зміненими окварцованими амфіболітами; на глибині 3545 м – катаклазитами по біотитовому плагіограніту і плагіоклазу.

На рис. 1, окрім узагальнених відомостей про виявлену на полігоні нафтогазоносність КФ, за інтерпретацією потенцій-

них геофізичних полів наведені основні елементи розломно-блокової тектоніки і речовинний склад порід. Докембрійські утворення представлені полями розвитку гранітоїдів протерозойського віку (понижені й мінімальні значення гравітаційного й магнітного полів), які складені мікроклінізованими плагіогранітами та витягнутими структурами зеленокам'яних неоархей-палеопротерозойських порід (ЗКС) та їх останцями. У гравімагнітному полі останні виділяються як гравітаційні максимуми і локальні магнітні максимуми серед гранітоїдів. Центральне місце на полігоні займає Чернечинська ЗКС, яку пересікає субмеридіальний Решетилівсько-Великописарівський глибинний розлом внутрішньокорового закладення. На Хухрянському пошуково-розвідувальному полігоні продуктивні розрізи докембрію були виявлені лише в декількох відсотках пробурених свердловин. Такий низь-



**Рис. 1. Чернечинсько-Хухрянська ділянка. Нафтогазоносність, структура і речовинний склад порід кристалічного фундаменту (за матеріалами АК “Укрнафта”; ДП “Північгеологія”; ДП “Дніпрогеофізика”)**

Умовні позначення див. на рис. 2

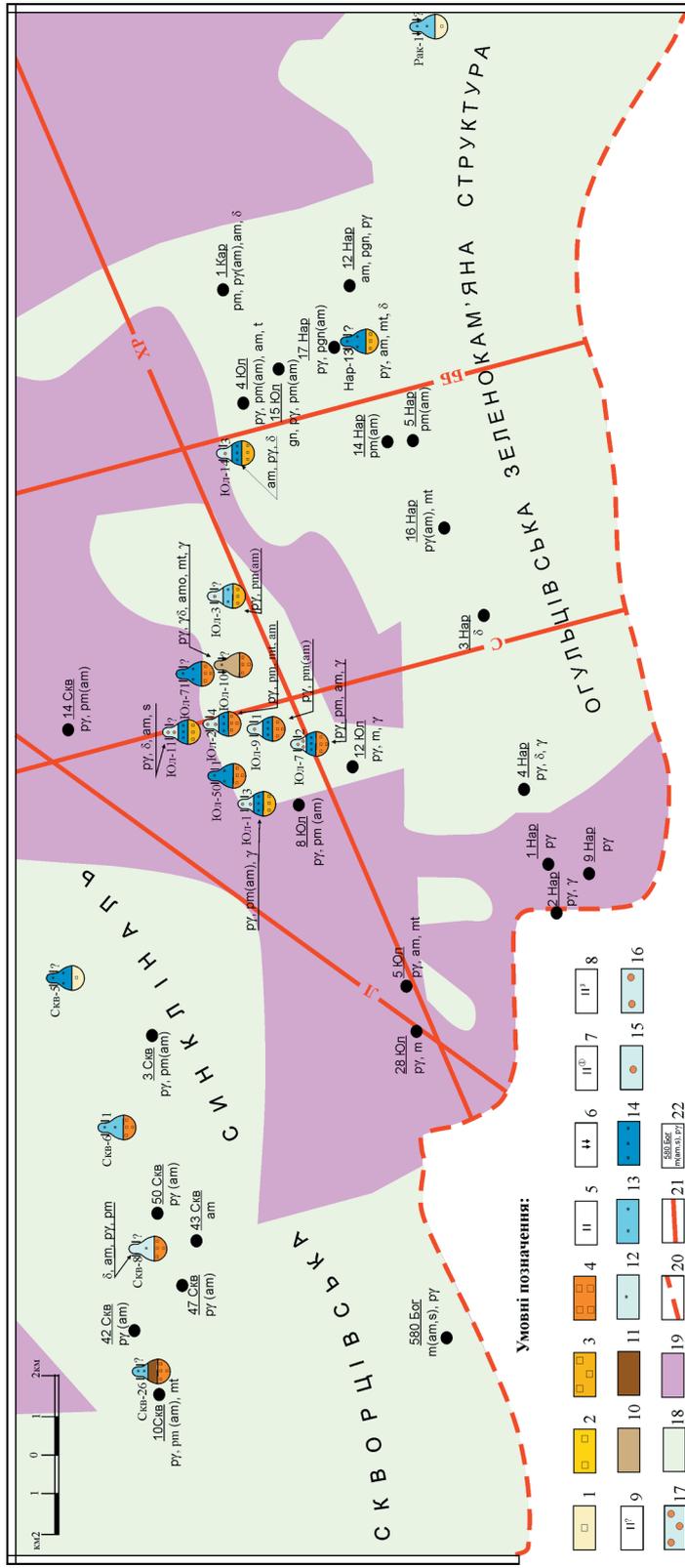
кий рівень їх продуктивності пояснюється тим, що по фундаменту вони бурились, як уже відзначалось, без чіткої пошукової мети і, як результат, несли не пошукову, а здебільшого лише пізнавальну інформацію.

**Юліївський пошуково-розвідувальний полігон.** Основні припливи з КФ отримані на Юліївській, Скворцівській і Наріжнрянській площах (рис. 2). Поклади вуглеводнів приурочені, в основному, до прирозломних зон північних схилів горстових ВКФ. Сформовані вони тектонопарою, що складена прямим і зворотним скидами. Особливістю розкритого свердловинами розрізу КФ є те, що в товщі плагіомігматитів і плагіогранітів розміщені останці мета- та ультрабазитів, які під дією метасоматозу утворюють хлорит-апатит-амфібол-кварцит-плагіоклазові сланцеві породи. Як приклад, наведемо продуктивний розріз сверд. Юліївська-2 (покрівля КФ з 3464 м, вибій на глибині 3800 м), де, як і на Хухрянській-1 попередньо були від'ємні висновки ГДС щодо продуктивності КФ [4]. Наразі з інтервалу 3468–3486 м отримано на 6-міліметровому штуцері дебіт газу 172 тис. м<sup>3</sup>/д, конденсату – 7,6 м<sup>3</sup>/д. При перфорації в інтервалі 3636–3735 м і випробуванні у відкритому стовбурі (інтервал 3735–3800 м) на 7-міліметровому штуцері дебіт газу становив 77 тис. м<sup>3</sup>/д, а конденсату – 13,5 м<sup>3</sup>/д. За даними термодобітметрії працювали інтервали 3516–3529, 3547–3550 м і 3670–3710 м. Породи КФ (за визначенням Г. Л. Кравченко) представлені в інтервалах: 3533–3541 м – катаклазованими плагіогранітами, 3541–3549 м – плагіогранітами, 3589–3590 м – метасоматитами по плагіомігматитах (епідот-хлорит-плагіоклазова сланцева порода), 3675–3687 м – горнблендитами (тріщини залізовані хлоритом та епідотом), 3687–3710 м – метасоматитами по амфіболітах (хлорит-карбонат-плагіоклаз-амфіболітова сланцева порода), 3740–3745 м – кварц-плагіоклаз-роговообманковими метасоматитами і плагіогранітами. За З. Г. Волошиною, в метасоматитах по амфіболітах 10–15 % керна тріщинувата, де

відкриті тріщини мають розмір 0,2–0,3 мм, одиничні – до 2 мм. Забій свердловини так і не вийшов із метасоматитів, що розвинуті по плагіоклазових амфіболітах, які являють собою останцеві (збережені після гранітизації) зеленокам'яні породи. Як приклад, наведемо зразок керна К-25, де чітко видно, особливо при невеликому збільшенні (рис. 3В), заміщення метасоматитами первинних мінералів амфіболіту. Тут плагіоклази (темний андезин) унаслідок низькотемпературного інфільтраційного навколорозломного метасоматозу за умов помірного тиску заміщуються метасоматитами (епідот, хлорит, серицит). Текстура зразка керна масивна, структура – псевдоморфна.

Для Скворцівської і Наріжнрянської площ (рис. 2) видобувні характеристики покладів наведемо на прикладі сверд. № 26 і 13. У сверд. Скворцівська-26 (покрівля КФ з 3137 м, вибій на глибині 3600 м) з інтервалу 3141–3150 м під час випробування в колоні отримано нафти 283,2 т/д, газу – 28 тис. м<sup>3</sup>/д. Ефективна газонасиченість товщі 5,2 м, середньозважені коефіцієнти пористості 21,3 % і газонасиченості – 93,8 %. Ефективна нафтонасиченість – 6,6 м, а коефіцієнти пористості і нафтонасиченості – відповідно 10,5 та 83,7 %. Свердловина має робочий дебіт нафти 3,9 т/д. Сверд. Наріжнрянська-13 (покрівля КФ з 4010 м, вибій на глибині 4306 м). Під час перфорації інтервалу 4020–4041 м отримано на 8-міліметровому штуцері приплив газу 222 тис. м<sup>3</sup>/д.

Згідно з інтерпретацією потенційних полів (Т. Нечаєва, 2000 та В. Шеремет, В. Омельченко, 2004) на ділянці виділяються два основні елементи докембрійської структури. До першого належать зони розвитку протерозойських гранітоїдів. У потенційному геофізичному полі їм відповідають понижені значення щільності і магнітності порід. Другим елементом є Скворцівська та Огульцівська ЗКС. Вони за даними гравімагніторозвідки фіксуються ізометричними тілами гравітаційних максимумів, з якими корелюються малоінтенсивні максимуми магнітного поля.

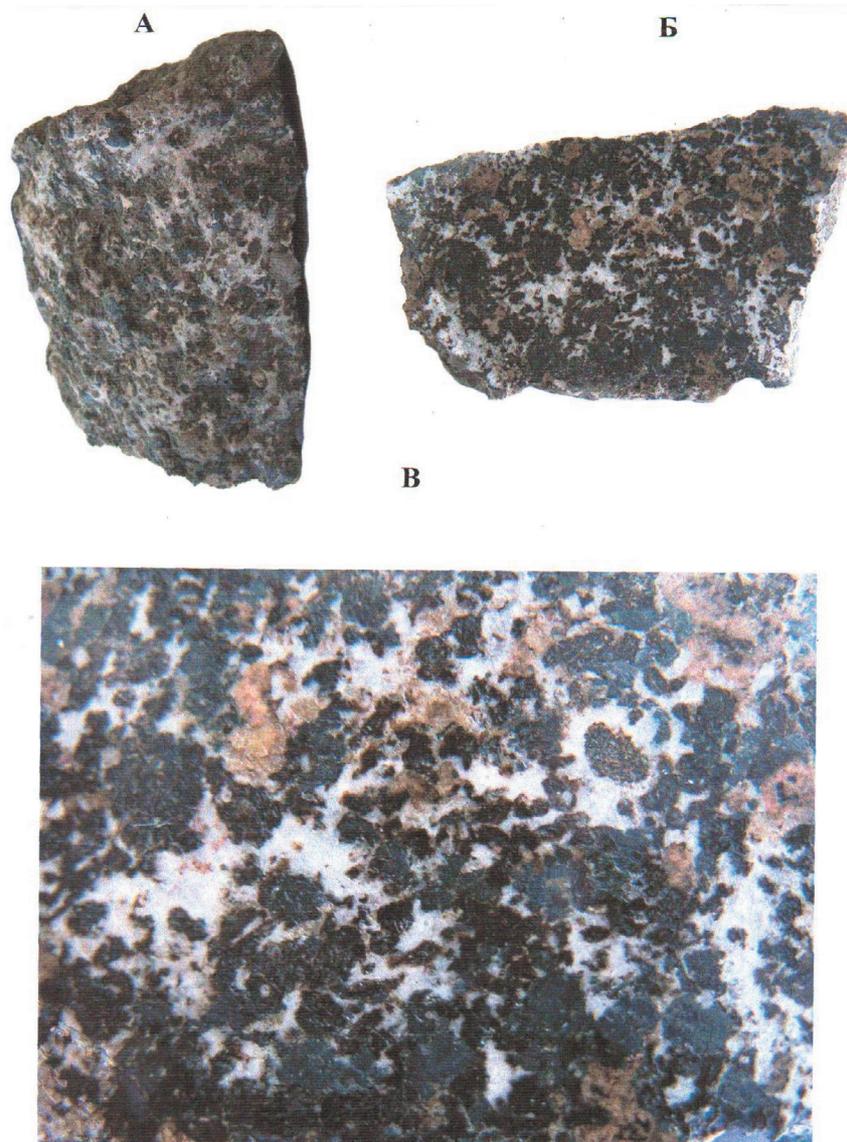


**Рис. 2. Скворцівсько-Наріжнисяська ділянка. Нафтогазоносіть, структура і речовинний склад порід кристалічного фундаменту (за матеріалами ДП “Полтаванaftогазогеологія”, ДП “Північгеологія”, ДП “Дніпрогеофізика”)**

А) Свердловини, де виявлені припливи ВВ-флюїдів. Товщини Кф, що розкриті свердловинами: 1 – до 100 м, 2 – до 200 м, 3 – до 300 м, 4 – більше 300 м; види випробування: 5 – в експлуатаційній колоні, 6 – у процесі буріння; кількість інтервалів, з яких отримано припливи вуглеводнів: 7 – стільно з осадковим чохлам, 8 – у Кф, 9 – не з’ясовано; дебіт і припливи ВВ-флюїдів: 10 – нафти десяткі м<sup>3</sup>/д, 11 – нафти сотні м<sup>3</sup>/д, 12 – газу до тисячі м<sup>3</sup>/д, 13 – газу десяткі тисяч м<sup>3</sup>/д, 14 – газу сотні тисяч м<sup>3</sup>/д, 15 – конденсату одиниці м<sup>3</sup>/д, 16 – конденсату десяткі м<sup>3</sup>/д, 17 – конденсату сотні м<sup>3</sup>/д. Б) Основні елементи докембрійської структури, речовинний склад КФ 18 – неозархейські ЗКС, 19 – протерозойські гранітоїди (граніти, плагіограніти, мігматити), 20 – північний шов (крайовий розлом) розсуву, 21 – глибинні розривні порушення за даними гравімагніторозвідки: ББ – Баштанівсько-Білгородське, ХР – Хорольсько-Росошанське, С – Сквородинське, Л – Люботинське; 22 – свердловини, з яких не отримані припливи вуглеводнів – у чисельнику номер свердловини, знаменнику (породи КФ у порядку зменшення вмісту): γ – граніти, ру – плагіограніти, п – мігматити, mt – метасоматити, gn – гнейси, рgl – плагіогнейси, δ – діорити, γδ – гранодіорити, ам – амфіболіти, s – сланці, t – талькіти, sr – серпентиніти, рг – перидотити

Зеленокам'яні неоархей-палеопротерозойські утворення, де виявлені основні нафтогазопродуктивні розрізи, представлені породами, що змінені постмагматичними процесами аж до діоритового і гранодіоритового складу. Юліївський полігон пересікають Баштанівсько-Білгородський, Хорольсько-Росошанський, Сквородинський і Люботинський глибинні розломи (рис. 2).

**Коробочкинський пошуково-розвідувальний полігон.** Максимальна глибина його занурення сягає відмітки мінус 5 000 м. Промислові припливи вуглеводнів у докембрії отримані на Коробочкинській, Білозірській і Гашинівській площах. Основні характеристики нафтогазопроявів наведені на рис. 4. На найбільшій Коробочкинській площі свердловинами розбудувався одинименний горстовий ВКФ, який розділений

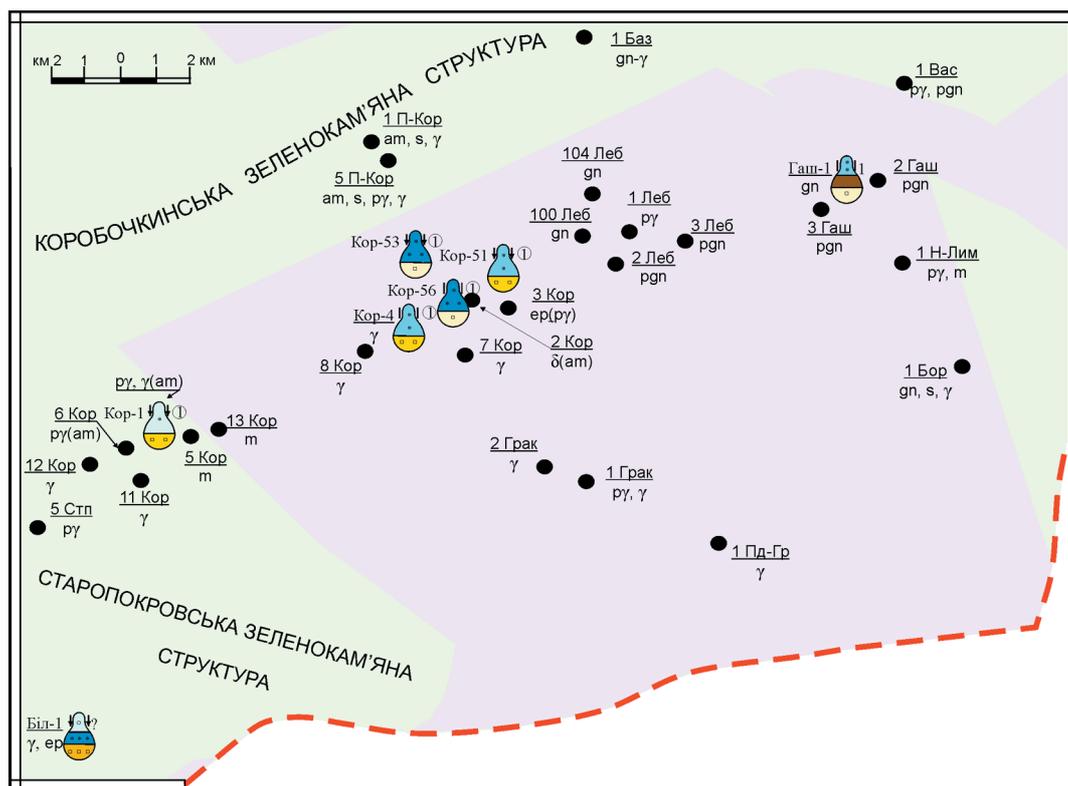


**Рис. 3.** Юліївська площа, сверд. № 2, К-25 (інт. 3 772–3 776 м). Метасоматити по плагіоклазовому амфіболіту

поперечними порушеннями на Старопокрівський, Ртищівський, Коробочкинський і Лебезький блоки. Як приклад промислової продуктивності КФ наведемо унікальний докембрійський поклад на Гашинівській площі, в якого вперше відсутній аналог у вищерозміщеній осадовій пастці. Сверд. № 1 (покрівля КФ з 3554 м, вибій на глибині 3650 м) докембрій пройшла без відбору зерна. По шлам прогнозується, що породи фундаменту представлені тріщинуватими кварцитами та метасоматично зміненими лейкократовими гнейсами. У вибійній частині (3647–3650 м) розкриті кварцити і гранат-кварц-біотитові сланці. Під час випробування інтервалу 3555–3647 м (через фільтр, робочий тиск 8,7 МПа) дебіт нафти був 264 м<sup>3</sup>/д, газу – 15 тис. м<sup>3</sup>/д. За даними ГДС основні припливи надходили з глиби-

ни 3588–3601 м. Свердловина пробурена в склепінній частині вузького субмеридіанного ВКФ [7, рис. 5]. Станом на 2007 рік (за 7 років експлуатації) з неї отримано понад 10 тис. т нафти і видобуток усе ще триває.

Газоносність КФ на полігоні часто оцінювалась за результатами спільного випробування разом з КВ чи осадовими породами. Покажемо це на прикладі сверд. Коробочкинська-4 і Білозірська-1 (рис. 4). Сверд. Коробочкинська-4 (покрівля КФ з 3134 м, вибій на глибині 3251 м) в інтервалі 3127–3142 м під час спільного випробування КФ (тріщинуваті кварцові метапорфірити і граніти) з базальними шарами осадового чохла, на 6,6-міліметровому штуцері отримано дебіт газу 61,3 тис. м<sup>3</sup>/д. Сверд. Білозірська-1 (поверхня КФ з 4746 м, вибій на глибині 4950 м) в інтервалі 4634–4786 м



**Рис. 4.** Гашинівсько-Коробочкинська ділянка. Нафтогазоносність, структура і речовинний склад порід кристалічного фундаменту (за матеріалами НАК “Нафтогаз України”; ДП “Укр-газвидобування”; ДП “Дніпрогеофізика”)

Умовні позначення див. на рис. 2

пластовипробувачем було отримано газу з конденсатом 221,7 тис. м<sup>3</sup>/д. Без моста перфоровані в колоні інтервали 4697–4687, 4664–4656 і 4653–4647 м. На 7-міліметровому штуцері отримано 216 тис. м<sup>3</sup>/д газу і 6,5 м<sup>3</sup>/д конденсату. Робочі інтервали не виявлені, бо не зроблена термодобітметрія.

На рис. 4 показані узагальнені для полігона відомості про виявлені нафтогазопрояви в КФ та основні речовинно-структурні елементи докембрію. За геологічною інтерпретацією гравімагнітного поля полігон приурочений до витягнутих неархейських ЗКС, що межують з протерозойськими гранітоїдними зонами. Зеленокам'яні утворення складені амфіболітами, горнблєндитами, амфіболовими сланцями і біотит-амфіболовими гнейсами.

**Основні тенденції та особливості нафтогазоносності докембрію, що виявлені на полігонах.** На картах (рис. 1, 2, 4) показані здебільшого свердловини, де в КФ отримані припливи ВВ-флюїдів. Завдяки детально розробленій легенді (рис. 2), на них вдалось показати основні геологічні і видобувні характеристики виявлених покладів ВВ і зокрема дані про: розкриті свердловинами товщини фундаменту і його петрографічний склад; умови й результати випробування проникних інтервалів докембрію; тип вуглеводневих флюїдів; дебїти і кількість інтервалів, з яких отримані припливи та інші не менш важливі відомості. Щоб оцінити геологічні умови, за яких була виявлена продуктивність КФ, на картах наведені основні елементи докембрійської структури (гранітоїдні поля, ЗКС), речовинний склад фундаменту і глибинні розривні порушення.

Підсумовуючи проаналізований матеріал, зазначимо, що за даними ГРР [16] на розглянутих полігонах у докембрійських утвореннях отримано (інколи під час спільного випробування з дезінтегрованою КВ і базальними шарами осадового чохла): *припливи нафти* з п'яти свердловин (Чернечинська-2, Чернечинська-3, Хухрянська-6, Юліївська-10, Журавненська-442); *припливи нафти з газом* у шести свердловинах (Хухрянська-1, Хухрянська-5, Хухрянська-9, Скворцівська-261, Безлюдів-

ська-612, Гашинівська-1); *припливи газу* з 12 свердловин (Юліївська-50, Юліївська-71, Наріжнянська-13, Скворцівська-5, Скворцівська-6, Скворцівська-8, Рокитнянська-1, Коробочкинська-1, Коробочкинська-4, Коробочкинська-51, Коробочкинська-53, Коробочкинська-56); *припливи газу з конденсатом* із семи свердловин (Юліївська-1, Юліївська-2, Юліївська-3, Юліївська-7, Юліївська-9, Гостроверхівська-551, Білозірська-1). Нафтогазоносними були різноманітні породи докембрію: тріщинуваті граніти (Хухрянська-6, Безлюдівська-612, Коробочкинська-1) і плагіограніти (Чернечинська-2, Юліївська-2, Юліївська-3), гнейси і гранітогнейси (Коробочкинська-51, Хухрянська-1, Гостроверхівська-551), метасоматити (Чернечинська-3, Юліївська-1, Юліївська-2), діорити (Журавненська-442). Породи-колектори КФ, як правило, повністю чи частково змінені гідротермально-метасоматичними процесами. Розглянутий матеріал безумовно ще далекий до представницької статистичної вибірки. Тому неможливо зробити правильний висновок, який тип ВВ-флюїдів поширеніший у докембрії та з якими породами частіше пов'язана його нафтогазоносність. Зараз можна говорити лише про певні тенденції, що намітились. Так, *нафтові* та *нафтові з газом* поклади частіше пов'язані з Хухрянським полігоном (рис. 1). На Юліївському полігоні (рис. 2) майже всі поклади (за винятком нафтових з газом у сверд. Скворцівська-26, Безлюдівська-612 і газового у сверд. Рокитнянська-1) *газові з конденсатом*, а на Коробочкинському – *газові* (рис. 4) і лише на Гашинівській площі поклад нафтовий з газом. Зазвичай усі великодебітні припливи були отримані на тих свердловинах, де КФ розкрито більше ніж на 300 м. Під час випробування в експлуатаційній колоні тут працював не один, а три і навіть чотири інтервали. Причому продуктивний розріз вимірювався десятками метрів (рис. 2). І навпаки, коли КФ розкритий на 200 і менше метрів, то випробування зазвичай виконувались для спільного інтервалу з осадовим чохлам

чи з КВ. На Коробочкинській площі продуктивність цих інтервалів частіше за все відповідала тріщинуватим породам фундаменту (рис. 4).

Систематизуючи нафтогазопрояви в поверхневому розрізі КФ, було визначено, що: 1) у непроникному фундаменті пористість розуцільнених порід сягає 9–17 %, товщина продуктивної зони – більше 60 м, а дебіт газу може перевищувати 170 тис. м<sup>3</sup>/д. (сверд. Юліївська-2, [16]); 2) промислові припливи ВВ-флюїдів часто (Юліївське, Хухрянське родовища) пов'язані з ВРР, що виникли в результаті метасоматичного заміщення корінних порід, яке відбувалось у неоархейських зеленокам'яних утвореннях (сланці, амфіболіти). Як показав аналіз, для покладів вуглеводнів у докембрій характерні: – *різка зміна* колекторських властивостей порід по площі і в розрізі; – *стовбуроподібна* будова складно упорядкованих субвертикальних проникних зон, що можуть мати значні товщини; – в розкритих свердловинами розрізах порово-кавернозно-тріщинні утворення по вертикалі зазвичай *розмежовуються перемичками* зі щільних порід КФ; – у продуктивній товщі відкриті тріщини заповнені вуглеводнями, а закриті – новоутвореними мінералами; – *гідротермально-метасоматична природа* епігенетичних вторинних колекторів; – *різкі контакти* між зонами навколорозломної інфільтраційної метасоматичної колонки (зони окварцювання, карбонатизації, апатитизації тощо).

Вуглеводні в докембрій мають високу товарну якість. Нафта легка (0,82–0,85 г/см<sup>3</sup>) з низьким вмістом сірки (0,10–0,16 %) і парафінів (3–4 %). Природний газ уміщує (у %) метану 70–85, етану 7–10, пропану 4–9, пентану 0,2–1,6, гексану 0,03. Конденсат так само легкий (0,70–0,79 г/см<sup>3</sup>) і вміщує (у %) бензинової фракції 43–70, реактивного палива 12–18, сірчаних сполук 0,1–0,2.

#### **Прогнозування основних рис будови докембрійських пасток**

Готувати перспективні об'єкти пошуку покладів ВВ у розуцільненому КФ пропонується за допомогою сейсмозвідки 3D

у комплексі із сучасною високоточною дрібномасштабною гравімагніторозвідкою. Щоб виконати цю роботу якісно, необхідно не тільки врахувати принципові особливості будови пастки, але й подолати певні труднощі під час її картування. Тому нижченаведена характеристика основних ознак будови докембрійських пасток, які треба враховувати під час підготовки об'єктів до опощування.

**Уточнення гіпсометрії покрівлі докембрійських пасток.** Звернемо увагу, що в низці випадків доводиться прогнозувати навіть глибину покрівлі докембрійської пастки, бо під час сейсмокартування методом СГТ відсутня хвильова границя між осадовим чохлам і поверхнею КФ. Проте в покрівельному розрізі КФ навпаки часто фіксуються сейсмічні площадки, утворюючи інколи єдиний горизонт відбиттів. Виникненню в приповерхневому нешаруватому масиві КФ чітких осей синфазності сприяли не тільки умови контракційного усадження, дилатаційного тріщиноутворення та низькотемпературної гідротермально-метасоматичної мінералізації, а й можливі дії процесів стилілізації і тангенціальної напруженості порід, яка виникає під час занурення ДДР. Сейсмічні відбиття, як правило, пов'язані зі сланцюватими породами субстрату, де вони бувають настільки чіткими, що їх виділяють як VII опорний горизонт. Під час зіставлення осей синфазності з кривими стандартного каротажу вони часто відповідають зонам розуцільнення і зміні складу порід КФ. Як приклад, наведемо розрізи сверд. № 12 і 13 на Наріжнянській площі, де горизонт VII приурочений до прошарку амфіболітів серед плагіогранітів. Тому для впевненої геологічної інтерпретації цього горизонту треба вивчити його сейсмічну природу, зіставляючи з даними керн, свердловинної геофізики і структурно-речовинної будови КФ.

У КФ поверхня осей синфазності часто задовільно корелюється із суміжним опорним горизонтом відбиттів в осадовому чохлах. Це і спонукало помилкове сейсмостратифікування їх як базальні шари

осадового чохла. Причому на Північному плечі така помилка вже набула системного характеру [5] і вимірюється приблизно в межах 50–100 м. Як показав аналіз ГРР [2], у внутрішній частині ДДР похибка в сейсмокартуванні поверхні фундаменту може бути ще більшою ніж на Північному плечі. Так, наприклад, за початковим варіантом сейсмозрозвідки (А. П. Самойлюк, 1984) занурення покрівлі КФ у районі сверд. 499-Сотниківська прогнозувалось на рівні – 7200 м, тоді як за результатами буріння докембрій залягає майже на 2 км вище. Тому існує нагальна потреба, якщо не уникнути цих помилок, то хоча б зменшити їх похибку. Відправні положення під час відпрацювання прийому уточнення реальних глибин залягання покрівлі КФ *грунтуються на порівняльному аналізі матеріалів буріння і площадної сейсмозрозвідки*. Щоб якоюсь мірою уникнути ці помилки пропонується будувати *графіки залежності відміток залягання суміжних геологічної і геофізичної границь*. Структурні карти по відбиваючому горизонту в базальній осадовій товщі та по геологічній поверхні КФ, хоча багато в чому і конформні, але повністю ототожнювати їх (перещифрувати ізолінії), як показала практика ГРР, буде неправильно. Цю неточність якраз і фіксує графік залежності між геологічною та геофізичною поверхнями. Зокрема під час складання такого графіка для північних пришовної та приосової зон ДДР (В. П. Лебідь, 2011) були враховані всі свердловини, що розкрили покрівлю КФ і відповідні їм глибини відбиваючого горизонту в підсольовому девоні. За допомогою цього графіка на ряді площ були зроблені якісніші структурні побудови по поверхні КФ.

**Глибинне “вивітрювання” як основний процес формування вторинних колекторів.** Формування в КФ вторинних колекторів напряму пов’язане не тільки з тектонічною тріщинуватістю, але і з дією глибинних геофлюїдних чинників [11, 15, 1]. Мається на увазі *механізм глибинного ендегенного розуцільнення корінних порід за рахунок дії низькотемпературних*

*гідротермально-вадозних процесів*, які відбуваються в умовах помірних тисків. У першому наближенні масштаб цього глибинного “вивітрювання” оцінювався [6] співвідношенням результатів палінологічного, рентгеноструктурного і петрографічного вивчення ядерного матеріалу. За першим визначалась можлива глибина проникнення вадозних розчинів, з якими і пов’язані низькотемпературні метасоматичні процеси розуцільнення (вилуговування лужно-земельних елементів) КФ. Ці проникнення фіксувалися знаходженням у kernі екзиви мікроспор (діаметр їх дорівнює 0,02–0,006 мм), які на фоні активного тектонічного і водообмінного режимів (періоди імпульсивних сейсмічних збуджень) у застійні геодинамічні етапи опускались по тріщинуватому КФ на досить значні глибини. Зауважимо, що досягнення сучасних нанотехнологій (зокрема виготовлення на замовлення військових мікромініатюрних вимірювальних приладів) створюють реальні передумови для детального сканування в недалекому майбутньому нанороботами тріщинуватих зон КФ з активним водообмінним режимом. За рентгеноструктурним і петрографічним аналізами вивчався процес метасоматичного вилуговування КФ, коли по мірі зменшення термобаричних показників виникала, зокрема, хлоритизація, гідролудитизація та монтморилонітизація корінних порід [6]. Їх метасоматичне заміщення відбувається *як за рахунок розчину та перекристалізації первинних мінералів, так і виносу речовини в результаті дифузії*. Згідно з правилом сталості рівних об’ємів Ліндгрена, збереження первинного об’єму порід досягається за умов *виникнення пористості і кавернозності в новоутворених метасоматитах*. Формування порово-каверно-тріщинних колекторів відбувається на стадії проплітизації, коли розчини виносять лужно-земельні елементи, а під час змішування ювенільних і вадозних вод збільшується їх кислотність і корінні породи заміщуються, в основному, зеленокольоровими метасоматитами масивної текстури. Породофор-

муюча здатність низькотемпературних метасоматитів залежить від гідродинаміки підземних вод, хімічних реакцій в мінеральних розчинах, від фільтруючих властивостей і речовинного складу вмісних порід. Унаслідок метасоматичних перетворень у корінних породах відбувається їх серицитизація, хлоритизація, кальцитизація, епідотизація, окварцювання, озалізнання, сульфідитизація. У ДДР часто промислові припливи (Юліївське, Хухрянське родовища) пов'язані з ВРР, що виникли при частковому чи повному метасоматичному заміщенні корінних порід. До того ж О. Ю. Лукін установив (2007 р.), що приroda цих вторинних колекторів на родовищах Білий Тигр та Юліївському дуже схожа. Якщо існують аналогові зв'язки між далекими розрізами розущільненого нафтогазонасиченого КФ, то в різних частинах одного регіону такий прогноз беззаперечний. Тому на ділянці, де в приповерхневому КФ прогнозується розвиток метасоматитів, варто звернути особливу увагу як на потенційно можливі об'єкти пошуку продуктивних ВРР.

**Прогнозування у ВРР покрівельних покришок.** Як показав проаналізований матеріал, поклади ВВ-флюїдів часто розміщені на певній глибині від поверхні КФ. Це типово не тільки для продуктивних розрізів на розглянутих нами полігонах, але і для родовищ в інших регіонах (Білий Тигр, Ля-Пас, Оймаша, Ромашківське тощо). Отже є підстава вважати, що в покрівельній частині ВРР може сформуватись товща, яка виконуватиме роль покришки. У ДДР її потужності змінюються від 0 до 45–50 м, а максимальна сягає понад 150 м. *Формування покрівельної покришки в приповерхневих ВРР відбувається на фоні зниження температурного режиму і міграційних тисків флюїду.* Виходячи з прикладних положень флюїдогеодинаміки, ці два явища тісно пов'язані між собою. Так, під час падіння міграційних напруг у поверхневій частині КФ відбувається не тільки механічне стиснення тектонічних тріщин, але і формуються пересичені розчини, які при критичному

зниженні температури переходять в осад, що цементує і заліковує ще залишені тріщини. Найчастіше цю роль виконує кальцит, який утворюється з найрухомішого тут елемента – вуглекислоти. Окрім кальцитизації, часто відбувається сидеритизація та окварцювання гірських порід. Асоціації цих і подібних їм порід і формують (за сприятливих обставин) у флюїдопровідних зонах КФ щільну поверхневу покришку. Отже низькотемпературні гідротермальні процеси сприяють не тільки формуванню порід-колекторів, а, в кінцевому варіанті, утворенню покрівельних покришок (перемичок), особливо коли відбувається активне заміщення алюмосилікатів мінералами групи каолінітів. Покрівельні покришки мають зональний, а інколи і локальний характер поширення. Із 74 проаналізованих нами розрізів свердловин (В. П. Лебідь, 2011), що пробурені на Північному плечі, тільки в 30 % були відсутні покрівельні покришки. А на північному заході ДДР, де 67 свердловин розкрили КФ, основна причина, яка унеможливила тут відкриття докембрійських покладів, пов'язана, на нашу думку, з тим що, по-перше, майже всі свердловини не подолали поверхневу щільну перемичку (більшість їх розкрила КФ менше ніж на 50 м) і, по-друге, свердловини були розміщені на великій площі, а не зосереджені в перспективних місцях пошуку вуглеводневих пасток. *Отже прогноз можливого розвитку покрівельного флюїдоупору, наряду з іншими особливостями будови ВРР, у край необхідний під час наукового обґрунтування пошуку в КФ покладів ВВ-флюїдів і насамперед для визначення потрібні оптимальні товщини його розкриття.*

**Особливості будови різних типів ВРР.** Флюїдопровідні зони КФ, на відміну від природних резервуарів в осадовому чохлі, мають не горизонтальне, а субвертикальне розміщення. Це пов'язано з тим, що у вертикальні деструктивні зони проникають розчини, які в межах низькотемпературного метасоматозу формують тут як вуглеводневопровідні канали, так

і тупикові пастки ВВ-флюїдів. За таких умов виникають складні *флюїдодинамічні системи закритого і напівзакритого типу*, усі складові яких гідравлічно з'єднані, бо розчини знаходяться під дією глибинних міграційних тисків. Для створення реальної моделі нафтогазонакопичення цих систем треба з'ясувати не тільки подібність метасоматичних процесів, а і визначити схожість термобаричних показників і хімічного складу низькотемпературних розчинів. Причому деструктивні зони не можна корелювати по площині, бо вони представлені вертикально ізольованими інтервалами розрізу. Та навіть на Юліївській площі не вдалось уникнути "осадового синдрому" – цільовим завданням сверд. № 54 і 71 було розкриття в горизонтальній площині покладу, який виявлено сверд. № 2. Як і можна було передбачити, вони виявили зовсім інші зони тріщинуватості [8]. Тому ми вважаємо [2], що під час вибору місця буріння свердловин і для прогнозування в її розрізі перспективних деструктивних зон для випробування, особливо значення набувають геофізичні навколосвердловинні дослідження за допомогою сучасних методик вертикального сейсмічного профілювання. Під час оцінки сприятливих чинників формування продуктивних пасток важливе значення має і речовинний склад порід докембрію. На полігонах, які розглядаються, фундамент представлений, в основному, гранітоїдними масивами (рис. 1, 2, 4.), що різною мірою змінені метасоматичними процесами. Ці гранітоїди мають найкращі емнісно-фільтраційні властивості, їм притаманні найвища твердість і значна опірність геостатичному стисненню. Тому в поверхневому розрізі ці тріщинуваті породи *найнадійніше зберігають свою дезінтеграційну порожнинну матрицю*.

Усі ці особливості флюїдопровідних зон КФ і були враховані в типізації ВРР. В її основу покладені різні геодинамічні умови консервації (збереження) глибинних ВВ-флюїдів. За аналізом розрізів свердловин виділено три типи ВРР [8]: *жильний, штокверковий і квазіпласто-*

*вий*. Перший тип відповідає кризній субвертикальній флюїдопровідній системі, де бортовими екранами слугують бокові стінки щільних порід КФ, а покрівельними флюїдоупорами – елювіальні та осадові глини, тобто покрівельна покришка в КФ тут відсутня (сверд. Наріжнянська-13, Хухрянська-1 та інші). Другий тип ВРР формується при недостатній міграційній нарузі ВВ-флюїдів, яка потрібна для остаточного прориву вертикального опору кристалічних порід. За таких умов формуються крутонахилені тупикові резервуари (сверд. Юлівська-2, Гашинівська-1 та ін.). Третій тип ВРР виникає, коли напруга ВВ-флюїду не здатна подолати вертикальний опір гірських порід і її розвантаження відбувається при субгоризонтальній розрядці міграційних тисків через природні гідророзриви по площинах сланцюватості, надвиговим зривам тощо (проблематичний розріз КФ у сверд. Чернечинська-3 [8, рис. 3]). Тут рушійною силою ін'єкцій ВВ-флюїдів були не вертикальні перепади тисків, а складно побудовані горизонтальні тріщини (стилоліти) гідророзривів, що являли собою потужні природні вакуумні насоси [11]. Як витікає з вищенаведеного, для кожного типу ВРР характерний свій *оптимальний варіант методики пошуково-розвідувальних робіт на нафту й газ*.

## Висновки

1. У КФ вуглеводневі пастки побудовані значно складніше, ніж осадові. *Жильні і штокверкові пастки* КФ приурочені, в основному, до тріщинуватих зон тектонічно активних схилів ВКФ. У внутрішній частині КФ флюїдоупором субвертикальних тупикових (ізольованих) пасток є незмінені щільні породи докембрію, а в поверхневій – досить часто під дією ендегенних чинників формується *покрівельна покришка*. Боковим екраном для ВРР слугують стінки "свіжих" порід КФ. Внутрішня структура цих резервуарів побудована досить складно. Формується вона за умов застійного флюїдодинамічного режиму в зонах зубчасто-тупикових стінок мета-

соматичних штоків чи “сліпих” осередків деструкції, що відходять від домінуючої розломної зони. Нелінійні геодинамічні, гідрогеодинамічні та геотермодинамічні зміни у флюїдопровідних зонах сприяють утворенню у ВРР дискретних тіл з різними петрофізичними властивостями. Не виключено, що під час вивчення природи відбиттів VII опорного горизонту з’явиться спосіб прогнозування *квасіпластових ВРР*, а за результатами вертикального сейсмопрофілювання – прогнозування *жильних і штокверкових ВРР*.

2. Промислова нафтогазоносність докембрійського фундаменту в ДДР контролюється гранітоїдами, амфіболітами і кристалічними сланцями різною мірою ускладненими (накладеними на них) гідротермально-метасоматичними процесами. Наведений матеріал підтверджує вже зроблений О. Ю. Лукіним висновок, що “основні типи вторинних колекторів (резервуарів) у різноманітних формаціях КФ являють собою метасоматити” [11]. Вони утворюють (часто на фоні попереднього катаклазу порід) складно побудований резервуар, який формується в умовах постмагматичних низькотемпературних гідротермально-метасоматичних перетворень корінних порід. Активне метасоматичне заміщення первинного субстрату відбувається лише тоді, коли йде інтенсивна фільтрація приповерхневих розчинів. Їх склад залежить не тільки від температури і хімічних компонентів джерела живлення, а й від порід, через які розчини фільтрувались. В остаточному підсумку вторинний пустотний простір у КФ, поряд з тектонічною тріщинуватістю, пов’язаний з процесами розчину, перекристалізації та метасоматичного вилуговування (як провідного чинника), що ведуть до формування міжмінеральної (матричної) пористості, тріщинуватості і кавернозності. Отже на фільтраційно-ємнісні властивості докембрію впливають різноманітні чинники і процеси (тріщиноутворення, перекристалізація, фільтрація розчинів, метасоматичне вилуговування, механічне руйнування).

3. За економічної ситуації, що зараз скла-

лася, добробут країни як ніколи залежить від забезпечення її власними вуглеводнями. Цю проблему можна вирішити вже в *перші роки активного науково обґрунтованого самостійного пошуку покладів у докембрії*, де (на відміну від осадового чохла) в ДДР *ще залишились невиявленими великі родовища вуглеводнів* [10]. Зараз же при сумісній оцінці нафтогазоносності осадових пасток і ВРР останні опошуковуються, в кращому разі, не в оптимальних ємнісно-фільтраційних умовах резервуару. За таких обставин наврайд чи з випадково виявленої продуктивної пастки можна отримати максимальні припливи вуглеводнів. Разом з тим, як показала світова практика, у ВРР можуть розміщуватись високодебітні (до 2 000 т/д) нафтові поклади з накопичувальним видобутком на одну свердловину понад 1,5 млн т (родовище Білий Тигр). На жаль, у влади зараз немає на ці роботи, ні коштів, ні сучасного технічного обладнання. Тому існує нагальна потреба в залученні іноземних компаній, які мають гроші та володіють передовими технологіями буріння й видобутку вуглеводневої сировини.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. *Багдасарова М. В.* Роль гидротермальных процессов при формировании коллекторов нефти и газа//Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 42–46.
2. *Гладун В. В., Зейкан О. Ю., Крупський Б. Л., Лебідь В. П.* та ін. Схили виступів фундаменту – перспективні об’єкти пошуку вуглеводнів на Чернігівщині//Нафтова і газова промисловість. 2010. № 1. С. 81–86.
3. *Лебідь В. П., Ченіль П. М.* Освоєння нафтогазоносного потенціалу Північного борту ДДЗ (проблеми та шляхи їх вирішення)//Мінеральні ресурси України. 2002. № 1. С. 32–35.
4. *Лебідь В. П.* Новая стратегия поиска месторождений УВ на бортах Днепровско-Донецкой впадины//Е. В. Зубакова, Т. П. Ломыко//Матер. Междунар. конф. памяти акад. П. Н. Кропоткина. Москва, 2002. С. 389–391.
5. *Лебідь В. П.* Принципи виділення та перспективи нафтогазоносності кори вивітрювання на бортах ДДЗ//В. П. Лебідь, І. В. Ахромкіна., О. В. Зубакова//Нафтова і газова промисловість. 2002. № 1. С. 14–16.
6. *Лебідь В. П.* Щодо проблеми виділення кір вивітрювання фундаменту в розтині сверд-

ловин Північного борту Дніпровсько-Донецького авлакогену/В. П. Лебідь, А. М. Вертюх, В. І. Філіппов та інші//Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2006. № 2. С. 84–91.

7. *Лебідь В. П.* До проблеми нафтогазоносності виступів фундаменту Дніпровсько-Донецького розсуву//Мінеральні ресурси України. 2007. № 4. С. 34–38.

8. *Лебідь В. П.* Будова вторинних резервуарів та особливості пошуку нафтогазоносних пасток у кристалічному фундаменті на структурах юліївського типу/В. П. Лебідь, О. Ю. Лукін, В. В. Макогон, М. Б. Поліщук, А. В. Пупов//Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2007. № 2. С. 279–287.

9. *Лебідь В. П.* Про шляхи розвитку нафтогазового комплексу в Східному регіоні України//Матер. IX Міжнар. конф. “Нафта і газ України – 2013”, м. Яремча, 2013. С. 31–32.

10. *Лебідь В. П.* Потужний резерв пошуку великих родовищ у Східному нафтогазоносному регіоні України//Матер. XI Міжнар. конф. “Крим-2013”, м. Сімферополь, 2013. С. 95–97.

11. *Лукін О. Ю.* Гіпогенно-алогенетичне розуцільнення//Геологічний журнал. 2002. № 4. С. 15–32.

12. *Лукін А. Е.* О сквозьформационных флюидопроводящих системах в нефтегазоносных бассейнах//Геологічний журнал. 2004. № 3. С. 34–45.

13. *Лукін А. Е.* Контуры учения о нефтегазоносных кристаллических массивах//Геолог Украины. 2005. № 4. С. 33–52.

14. Нафтогазоносний потенціал Північного борту Дніпровсько-Донецької западини/С. М. Довжок, Б. О. Бялюк, В. П. Клочко, І. І. Чебаненко та ін. К.: Укр. нафтогаз. ін-т, 1996. 241 с.

15. *Разумова В. Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс//Труды ГИН АН СССР. Вып. 303. М.: Наука, 1991. 157 с.

16. *Чебаненко И. И.* Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоперспективность фундамента осадочных бассейнов/И. И. Чебаненко, В. А. Краюшкин, В. П. Клочко и др. К.: Наукова думка, 2002. 295 с.

#### REFERENCES

1. *Bagdasarova M. V.* The role of hydrothermal processes in the formation of oil and gas reservoirs//*Geologija nefiti i gaza*. 1997. № 9. P. 42–46. (In Russian).

2. *Gladun V. V., Zejkan O. Yu., Krups'kiy B. L., Lebid' V. P.* ta in. The slopes of the performances of the Foundation – perspective objects in search

of hydrocarbons in Chernihiv oblast//*Naftova i gazova promyslovist*. 2010. № 1. P. 81–86. (In Ukrainian).

3. *Lebid V. P., Chepil P. M.* The development of oil and gas potential of the northern edge of PPD (problems and solutions)//*Mineralni resursy Ukrayiny*. 2002. № 1. P. 32–35. (In Ukrainian).

4. *Lebed V. P., Zubakova E. V., Lomyko T.* New search strategy of bonhydrocar deposits on the sides of Dniprovsko-Donetska cavity//*Mater. Mezhdunar. konf. pamyaty akad. P. N. Kropotkyna*. M., 2002. P. 389–391. (In Russian).

5. *Lebid V. P., Ahromkina I. V., Zubakova O. V.* The principles of selection and prospects of oil crust of weathering on the side DDZ//*Naftova i gazova promyslovist*. 2002. № 1. P. 14–16. (In Ukrainian).

6. *Lebid V. P., Vertyuh A. M., Filippov V. I.* ta in. With respect to the problem of choice of measles weathering Foundation in showdown of wells north board member of the Dnieper-Donetsk-avlakogen//*Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI*. 2006. № 2. P. 84–91. (In Ukrainian).

7. *Lebid V. P.* The problem of oil and the achievements of the Foundation Dnieper-Donetsk-rozsuvul//*Mineralni resursy Ukrayiny*. 2007. № 4. P. 34–38. (In Ukrainian).

8. *Lebid V. P., Lukin O. Yu., Makogon V. V.* ta in. Structure of the secondary reservoirs and functions looking for oil fall in the crystalline basement of the structures of the type ūliivskogol//*Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI*. 2007. № 2. P. 279–287. (In Ukrainian).

9. *Lebid V. P.* About the possibilities of the development of the oil and gas industry complex in the eastern region of Ukraine//*Mater. IX Mizhnar. konf. “Nafta i gaz Ukrayiny-2013.” m. Yaremcha*, 2013. P. 31–32. (In Ukrainian).

10. *Lebid V. P.* Finding a strong reserve large deposits in the East-bearing region of Ukraine//*Mater. XI Mizhnar. konf. “Krym-2013”*, m. Simferopol, 2013. P. 95–97. (In Ukrainian).

11. *Lukin O. Yu.* Hypogene-alohenetychne thinnin//*Geol. zhurn*. 2002. № 4. P. 15–32. (In Russian).

12. *Lukyn A. E.* On cross-formational conductive fluids system in oil and gas basins//*Geol. zhurn*. 2004. № 3. P. 34–45. (In Russian).

13. *Lukyn A. E.* Outlines of the doctrine of oil and gas bearing crystalline arrays//*Geolog Ukrayiny*. 2005. № 4. P. 33–52. (In Russian).

14. Petroleum potential of the northern edge of the Dnieper-Donets basin/Ye. M. Dovzhok, B. O. Byalyuk, V. P. Klochko, I. I. Chebanenko ta in. K.: *Ukr. naftogaz. in-t*, 1996. 241 p. (In Ukrainian).

15. *Razumova V. N. Ancient weathering crust and hydrothermal process//Trudy GYN AN SSSR. Vyp. 303. M.: Nauka, 1991. 157 p. (In Russian).*

16. *Chebanenko I. I. Oil and gas promising objects of Ukraine. Oil and gas prospects of the*

*foundation of sedimentary basins/I. I. Chebanenko, V. A. Krayushkyn, V. P. Klochko i dr. K.: Naukova dumka, 2002. 295 p. (In Russian).*

Рукопис отримано 31.03.2014.

**В. П. Лебедь**, канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник Украинского государственного геологоразведывательного института, *vplebid@ukr.net*,

**Е. Л. Раковская**, научный сотрудник Украинского государственного геологоразведывательного института

#### **АНАЛИЗ НЕФТЕГАЗОПРОЯВЛЕНИЙ В ДОКЕМБРИЙСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО РАЗДВИГА С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗА СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ЛОВУШЕК**

*В основу прогнозирования основных характеристик строения докембрийских продуктивных ловушек положен анализ нефтегазопроявлений на пилотных участках его изучения (Хухрянский, Юлиевский и Коробочкинский полигоны). В плотных породах кристаллического фундамента продуктивные ловушки возникают в трещиноватых приразломных зонах. Приурочены они, как правило, к дизъюнктивным склонам выступов фундамента, где за счет тектонической трещиноватости и низкотемпературного метасоматоза формируются вторично разуплотненные коллекторы (резервуары). Выделены жильный, штокверковый и квазиластовый типы ловушек, для которых характерны различные особенности строения, а, следовательно, и различные методики их разведки.*

**Ключевые слова:** выступы фундамента, облекание склонов, типы ловушек, перспективные объекты, глубинные углеводороды.

**V. P. Lebed**, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Research Fellow Ukrainian State Geological Research Institute, *vplebid@ukr.net*,

**E. L. Rakovska**, Fellow Ukrainian State Geological Research Institute

#### **ANALYSIS PRECAMBRIAN OIL AND GAS SHOWS IN THE DNIEPER-DONETS PUSHING PURPOSE OF FORECASTING PRODUCTIVE STRUCTURE TRAPS**

*The basis of the prediction of the main characteristics of the structure of the Precambrian productive traps on the analysis of oil and gas shows in pilot areas to study it (Huhryansky, Yulievsky, Korobochkinsky and polygons). In dense crystalline basement rocks productive traps occur in fractured near-fault zones. They are confined, as a rule, to disjunctive slopes projections foundation where by tectonic fractures and low-temperature metasomatism formed secondarily decompressed collector (tanks). Highlighted vein, stockwork and kvaziplastovy types of traps, which are characterized by different structural features and hence different methods of exploration.*

*Analysis Precambrian oil and gas shows in the Dnieper-Donets pushing purpose us to predict that the ancient traps have tire roofing, sole which can be up to 150 meters below the roof of the basement. Oil and gas industries in the region controlled by Precambrian formations, which are complicated by varying degrees of secondary processes "weathering". If the productive section of the foundation reveal wells for at least 300 meters, there is a chance to identify it three times or more workers. In the basement of the Dnieper-Donets pushing purpose Dnieper-Donets sliding, as has the author may have put a high flow rate and significant cumulative production of oil and gas. Precambrian hydrocarbons that are found in the region are highly marketable quality. Therefore, the proposed energy strategy in the region linked to the search of oil and gas in the Precambrian, where, in contrast to the sedimentary cover has remained undetected large deposits of hydrocarbons. To find them offered to attract foreign companies that have advanced technologies searching, drilling and production of hydrocarbons.*

**Keywords:** foundation flange, enveloping of slopes, types of traps, potential objects, deep hydrocarbons.

**Н. Н. Зинчук**, д-р геол.-минерал. наук, профессор, академик АН РС(Я), председатель Западно-Якутского научного центра Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

## ИЗМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТРАППОВ

*Проведено комплексное исследование вещественного состава участков воздействия трапповых интрузий на кимберлитовые породы. Показано, что существенно могут в таких случаях изменяться первичные минералы кимберлитов (алмаз и его парагенетические минералы-спутники). Изменяются также породообразующие минералы (серпентины и карбонаты), вторичные образования и слоистые силикаты (флогопит и продукты его преобразования – хлорит). В начальной стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Затем по мере приближения к интрузии степень упорядоченности флогопита выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса хлоритизации минерала. Все описанные изменения связаны только с интрузиями дифференцированных траппов, а “сухие” породы слабо оказывают влияние на изменение кимберлитов.*

**Ключевые слова:** трапповые интрузии, кимберлитовые породы, алмаз и его парагенетические минералы-спутники, слоистые силикаты.

О влиянии физико-механических свойств пород трапповой формации на характер геолого-геофизических полей и эффективность поисков погребённых кимберлитовых тел с различной степенью детальности рассматривали многие исследователи [7–11, 27–41]. Особое внимание при этом уделялось отрицательному влиянию на поиски пород трапповой формации. Однако по мере наращивания объёмов фактического материала в связи с увеличением количества буровых скважин и геолого-вещественному их изучению стали выявляться факты динамического и физико-химического воздействия траппов на вмещающие породы [11, 22–26], существенно влияющие на условия проведения поисков алмазных месторождений. Так, на ряде участков Далдыно-Алакитского алмазоносного района были установлены значительные деформации и перемещения трапповыми интрузиями как самих кимберлитов

[30–32], так и вмещающих их нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, а также перекрывающих терригенных отложений позднего палеозоя [8–9, 39–41], вмещающих шлиховые ореолы кимберлитовых минералов [1–6, 12, 13]. Поэтому важной и актуальной является постановка на следующий важнейший вопрос: в какой мере и как влияли огромные массы магмы основного состава на кимберлитовые минералы шлиховых ореолов, когда базиты интродировали или перекрывали верхнепалеозойские отложения, и как в целом влияют породы трапповой формации на условия ведения поисков кимберлитов шлихоминералогическим методом. Несмотря на крупнейшие обобщения по этому направлению [2] этот вопрос разработан недостаточно. Это обусловлено тем, что на сегодняшний день наиболее детально изучены те шлиховые ореолы основных алмазоносных районов Сибирской платформы [2], на минералах кото-

рых не удаётся выявить специфические признаки изменений, связанных с траппами. Постепенно сложилось в некоторых исследователей убеждение, что трапповая магма не оказывает на минералы кимберлитов практически никакого влияния и с точки зрения минералогических методов поисков его можно игнорировать. Однако расширение поисковых работ на левобережье нижнего течения р. Улахан-Ботуобия и в бассейне верхнего течения р. Алакит позволило обнаружить существенные изменения кимберлитовых минералов шлиховых ореолов, которые определенно связываются с интрузиями пород трапповой формации. Хорошей моделью для исследования данных изменений послужила трубка Краснопресненская, открытая в верховьях р. Алакит [30–32, 38–41], интродуцированная пологосекущим пластовым телом траппов средней мощностью до 90 м, от которого отходит серия оперяющих апофиз мощностью от десятков сантиметров до 20 м. За пределами трубки тело траппов сечет нижнепалеозойские терригенно-карбонатные и верхнепалеозойские терригенные отложения.

При микроскопическом изучении разреза интрузива установлена его вертикальная зональность [31, 32]. Сверху вниз выделяются три зоны с постепенными переходами между ними. Кровля интрузива сложена мелкозернистыми гранулит-офитовыми долеритами (1,5–2,0 м), переходящими в мелко-среднезернистые пойкилоофитовые габбро-долериты (до 10 м). Средняя часть интрузива, в пределах которой развиты средне-крупнозернистые породы, состоит из двух горизонтов: а) пойкило-, габбро-офитовые габбро-долериты со шлирами кварцевых габбро повышенной щёлочности (20 м); б) такситоофитовые оливиновые и кварцсодержащие оливиновые габбро-долериты (2,5 м). В нижней части интрузива выделяются мелко-среднезернистые пойкило- и такситоофитовые оливиновые габбро-долериты (30 м), переходящие в мелкозернистые гранулит-офитовые долериты подошвы (2 м). Верхняя и нижняя

часть интрузива содержат 30–45 % плагиоклаза, 25–50 % клинопироксена, 5–15 % оливина, 5–10 % титаномагнетита при заметном обогащении им нижней части. Минеральный состав центральной части разреза более многообразен. Породы состоят на 30–55 % из плагиоклаза, 20–35 % из клинопироксена и 5–15 % – из титаномагнетита. Содержание оливина резко меняется от 0–2 % в верхнем горизонте и до 10–15 % в нижнем. Характерно обогащение отдельных участков биотитом и зеленым амфиболом – до 5–7 %, кварцем (включая микропегматитовые срастания с полевым шпатом) – до 5–8 %. Встречаются отдельные зерна калиевого полевого шпата, а также игльчатые кристаллы апатита (до 3 %) и сфена (до 3 %).

Характер изменения минерального состава по вертикали говорит об общей тенденции увеличения кислотности, щёлочности и железистости пород по направлению от краевых частей интрузива к центру, что является следствием процесса кристаллизационной дифференциации. Обогащение оливином нижних частей интрузива можно, вероятно, объяснить гравитационной дифференциацией. По особенностям строения, минералого-петрографическим особенностям описываемый интрузив обнаруживает наибольшее сходство с Аламджахской и Эрбейэкской дифференцированными трапповыми интрузиями, детально описанными другими исследованиями раньше [14, 15, 35–37]. Для экзоконтактных зон подобных интрузивов характерны метасоматические изменения вмещающих пород.

Кимберлитовые породы трубки сложены в основном [20, 21, 26] серпентином и карбонатами с хорошо сохранившимися структурно-текстурными особенностями автолитовой кимберлитовой брекчии. Серпентин представлен лизардитом и хризотилом, а карбонаты (значительная часть которых является составной частью ксенолитов известняков и мергелей) – кальцитом и (или) доломитом. Из реликтовых силикатов исходного кимберлита присутствует свежий или в различ-

ной степени изменённый флогопит. На контакте с долеритами выполняющие кимберлитовую трубку породы претерпели изменения, более мощные в висячем боку силла, где от него отходит ряд мелких апофиз; в лежащем боку преобразование сравнительно небольшие [27, 30–32]. Наличие зоны закалки и мелкозернистость самого долерита у контакта с вмещающими породами свидетельствуют о незначительных изменениях их в магматическую стадию становления силла [21]. На ход изменения выполняющих до внедрения основной магмы пород трубки оказывали такие факторы, как степень их неоднородности и место расположения по отношению к контакту с вмещающими терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя. Поэтому возникшая под влиянием внедрившейся магмы зональность не является стабильной для больших участков [21].

Поскольку “видимая” мощность установленной приконтактной зоны (около 100 м) совпадает с истинной (или близка к таковой), то можно заключить, что столь значительные изменения серпентин-карбонатной породы могут быть вызваны сильным её пропариванием. Летучие компоненты для подобного рода пропаривания частично поступали из самой магмы или пополнялись из вмещающих пород в процессе их подогрева магматическим расплавом. Этому способствовала хорошая трещиноватость вмещающих долеритов пород. Об этом свидетельствует также наличие в висячем боку силла мелких жил долерита, которые всю переработанную стометровую часть кимберлитовой трубки разделяют примерно пополам. Надсилловая часть тела описываемой кимберлитовой трубки сложена породами, возникшими в разное время и различных условиях преобразования кимберлитовой брекчии, в связи с чем все они являются апородами [21, 28]. Верхняя часть кимберлитового тела представлена серпентин-карбонатной породой с сохранившимися структурно-текстурными особенностями исходной породы, по которым,

согласно общепринятой классификации [8, 9, 16], можно выделить две зоны: кимберлитовой туфобрекчии (КТБ) и автолитовой кимберлитовой брекчии (АКБ).

Характерной особенностью первой зоны является постоянное присутствие во всех исследованных образцах триоктаэдрического Са-сметита, гидрохлорита и кальцита, который является главным породообразующим минералом. В некоторых отобранных по разрезу пробах отмечается повышенное содержание слюды и доломита. Структура исходной породы реликтовая брекчиевая, а новая структура – гетеробластовая с субизотропной основной тканью. Вторая зона сложена в основном серпентином с переменным содержанием (иногда значительным) доломита. Почти постоянно присутствуют слюды, иногда встречается тальк. Структура породы также реликтовая брекчиевая и новая гетеробластовая (в ксенолитах гомеобластовая), в выделениях серпентина – ленточная, секториальная, а в нижней части зоны переходит в петельчатую или сетчатую.

Нижняя надсилловая часть тела кимберлитовой трубки изменена сильнее под влиянием внедрявшейся в него основной магмы, что привело к постепенному исчезновению реликтовых структурно-текстурных особенностей автолитовой кимберлитовой брекчии. В непосредственной близости к контакту с долеритами в породе практически полностью исчезают структурно-текстурные признаки, которые могли бы напомнить [21, 30–32] кимберлитовую брекчию (исходную породу). Нижнюю надсилловую часть тела трубки по минеральному составу также можно разделить на две зоны: хлорит-кальцит-серпентиновую и серпентин-диопсид-хлоритовую. В породах *первой зоны* наряду с обычными для серпентинизированных кимберлитовых брекчий минералами (серпентин и кальцит) появляется и хлорит. В средних частях зоны отмечено начало перекристаллизации серпентина. На общем фоне слабоизотропных волнисто-гаснущих агрегатов наблюдаются индиви-

ды антигорита, количество и размер которых с глубиной несколько увеличиваются и только на отдельных участках встречаются лучистые микроагрегаты (структура метельчато-лучистая). Это и есть начало интенсивного повторного метаморфизма исходной кимберлитовой брекчии, обусловленного воздействием теплоты внедрившейся основной магмы. Во второй, *нижней*, зоне карбонаты (в первую очередь кальцит) в изученных образцах отсутствуют или находятся в очень малом количестве. Порода в основном сложена хлоритом, кроме которого в переменном количестве присутствуют антигорит, а также специфический для этой подзоны минерал – диопсид. В некоторых пробах установлено также присутствие талька и везувиана. В отдельных участках подзоны отмечена полная перекристаллизация породы с образованием антигорита, хлорита и магнетита. Структура породы лепидобластовая или сноповидная. Ниже по разрезу обнаружены волластонит и эпидот, встречаются также тальк, везувиан и кальцит. На отдельных участках наблюдается повышенное содержание в породе магнетита. Здесь структура породы кристаллогранолепидобластовая.

Проведёнными исследованиями прослежено изменение минерального состава пород по направлению к силлу. Одни минералы (магнетит и тальк) встречаются по всему изученному разрезу. Они являются сквозными и не могут отражать тех условий, которые связаны непосредственно с внедрением основной магмы. Другие (хлорит, диопсид, волластонит и везувиан) располагаются на определённом расстоянии от силла и характеризуют изменение физико-химической среды, в которой происходило их образование. По мере приближения к контакту с долеритами заметного увеличения содержания диопсида не наблюдается. Апокимберлитовые породы трубки, которые расположены между силлом и его нижней апофизой, во многом аналогичны таковым из надсилловой части. Они представлены вторичными образованиями по автоли-

товой кимберлитовой брекчии и так же, как и в надсилловой части, являются неоднородными уже по своей природе. Что касается изменений, вызванных внедрением основной магмы, то они в лежачем боку силла выражены слабо. Так, на расстоянии 2–4 м ниже силла долеритов в апокимберлитовой брекчии наблюдается только повышение степени карбонатизации. Порода сложена угловатыми обломками серпофита, псевдоморфозами по оливину, сцементированными серпентин-карбонатным цементом; встречаются также эллипсоидные зерна пирропа. Мелкие пустоты выстланы карбонатом. Отмечаются чешуйки хлоритизированной слюды и зерна ильменита.

Вниз по описываемому разрезу заметные изменения, вызванные внедрением основной магмы, отмечаются только на глубине примерно 559 м, уже в непосредственной близости от апофизы долеритового силла. Контакт между свежей породой апофизы (представляющей собой инъекцию мощностью 2–3 м, сложенную сверху долеритом и габбро-долеритом) и полностью изменённой породой настолько резкий, что нередко наблюдается даже в пределах одного шлифа, а “закалка” составляет всего 1–2 мм. Магматическая порода темно-серого цвета выглядит совершенно свежей, плотной, крепкой вплоть до сложенного гроссуляром участка “закалки”. У самого контакта порода заметно биотитизирована. При рассмотрении полностью изменённой породы, примыкающей к участкам “закалки”, нередко не представляется возможным определить, за счет чего она образовалась, поскольку реликтов структуры ни долерита, ни апокимберлита не сохраняется. Такие породы, по данным рентгенодифрактометрических исследований [21, 29], сложены в основном хлоритом и тальком. Но поскольку в ней встречается малинового цвета гранат, который можно отнести к реликтовым минералам, то контактирующая с долеритом порода является, по-видимому, экзоконтактной и представляет собой апокимберлит [28]. По минерально-

му составу, геологическим особенностям и происхождению приконтактовые образования имеют много общего с родингитами, которые сложены хлоритом и диопсидом, чем напоминают хлорит-диопсидовые родингиты, описанные в работе [17] для офиолитов.

Под воздействием интрузии долеритов как во вмещающих карбонатных породах нижнего палеозоя, так и в кимберлитах ( $\sigma D_3-C_1$ ) образовалась зона метаморфически изменённых пород, мощность которой висячем (по отношению к силлу) блоке соизмерима с мощностью собственно долеритового силла [31–32]. Во вмещающих кимберлиты мергелях кылахской свиты ( $O_{2,3}kl$ ) вскрыты (скв. 45) сохраняющие первичный облик прослои и линзы скарнов андрадит-гроссулярового состава, а в известняках сохолоохской свиты ( $O_{1,2}ss$ ) – существенно хлоритовые метасоматиты. Последним свойственно рыхлое сложение и обилие мелких пустот, в которых развиты идиоморфные псевдогексагональные кристаллы хлорита, покрытые ограниченными зёрнами марказита, пирита и кальцита. Окраска хлоритов зелёная, размер кристаллов 5–8 мм. Под бинокуляром у чешуек хлорита наблюдается отчетливо выраженное зональное строение. Центральная часть кристаллов имеет наиболее темную окраску и содержит вкрапленность пирита, средняя часть прозрачная и светлоокрашенная, а периферическая более низкого порядка. По данным электронографического исследования [21, 27], хлориты из скарнов характеризуются в целом относительно высокой степенью совершенства. В ряде случаев проявляется трехмерная упорядоченность в наложении слоев, последовательность которых отвечает политипной модификации 1ТС. Наиболее четко эта модификация фиксируется во внешней части индивидуальных хлорита зонального строения, например, с глубины 326 м в скв. К-45. Параметры элементарной ячейки политипа таковы:  $a = 0,532$  нм;  $b = 0,922$  нм;  $c = 1,46$  нм;  $\beta = 96^\circ$ ; ф. гр.  $C1$ ; последовательность слоёв –  $s_2 s_2 t_1$ . В промежуточной части кристаллов

структура хлорита, теряя пространственную упорядоченность (что проявляется в отсутствии или диффузном характере рефлексов с  $k \neq 3n$  на II эллипсе электронограмм от текстур), сохраняет высокое совершенство строения отдельных слоёв (рефлексы  $13l$  и  $20l$  с  $k = 3n$  на II эллипсе электронограмм весьма четкие), которые статистически смещены относительно друг друга на  $\pm b/3$ . На контакте с силлом хлорит теряет трехмерную упорядоченность и характеризуется полубеспорядоченной структурой, состоящей из пакетов  $A$  в символах Б. Б. Звягина [18] или  $Pb$  в символах С. Бейли [19]. Отсюда следует, что повышение температуры вблизи силла приводит к возникновению хлоритов с более низкой упорядоченностью структуры.

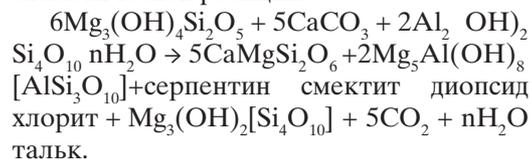
В апокимберлитовых метасоматитах трубки Краснопресненская развиты [27] скарновая (воластонит-диопсид-гроссуляр-андрадитовая) и более поздняя (наложенная) пропилитовая (кальцит-серпентин-хлоритовая) минеральные ассоциации. Хлориты из этих метасоматитов характеризуются отсутствием трехмерной структурной упорядоченности и представлены полубеспорядочными разновидностями из пакетов  $A$  с достаточно совершенным строением отдельных слоёв, что отражается в четкости рефлексов II эллипса электронограмм. В некоторых случаях в ассоциации с хлоритом отмечается примесь серпентина структурного типа  $A$ . В наибольшем количестве этот минерал установлен на глубине 357 м, т. е. на некотором удалении от силла. Соответственно наблюдающаяся в интервале 349–368 м (скв. К-68) структурная однородность хлоритов непосредственно на контакте с силлом (глубина 371 м) исчезает. Судя по диффузному характеру II эллипса [27], степень совершенства структуры хлорита в этом случае снижается до полностью беспорядочной.

В связующей массе кимберлитовой туфобрекчии и автолитовой брекчии вне указанной метасоматической зоны, а также в цементе слабо метасоматически из-

мененной автолитовой кимберлитовой брекчии и в виде порфириновых вкрапленников встречаются пластинчатые индивиды флогопита, в различной степени затронутого процессами хлоритизации. Флогопит из туфобрекчии верхних горизонтов трубки (скв. К-45, гл. 155 м) существенно разупорядочен, но всё же на I эллипсе его электронограммы наблюдаются [21] слабые отражения, соответствующие смеси модификаций  $1M+2M_1$ . У флогопитов из автокимберлитовой брекчии на глубинах 267 м (скв. К-66) и 324 м (скв. К-67) степень упорядоченности резко ухудшается, вплоть до полного исчезновения отражений на I эллипсе электронограмм. Однако затем с увеличением глубин залегания кимберлитов упорядоченность структуры минерала начинает закономерно улучшаться. Максимального совершенства флогопит достигает на глубине 337 м (скв. К-67), причём ему свойственна в этом случае политипная модификация  $1M$  с очень слабой примесью  $2M_1$ . На глубине 342 м из этого же разреза упорядоченность флогопита постепенно ухудшается (за счёт его хлоритизации), и структура характеризуется наличием некоторых нарушений в наложении слоёв. Однако на глубине 344 м (скв. К-67) ещё отчётливо фиксируются обе модификации флогопита. Ниже по разрезу по мере приближения к контакту с вмещающими породами (гл. 350,5 м) в структуре минерала исчезает трехмерная упорядоченность. Здесь фиксируется уже полубеспорядочный флогопит со статистическим разворотом слоёв на  $\pm 120^\circ$  в его структуре, характеризующийся размытыми рефлексамми на I эллипсе.

Согласно полученным данным, указанные выше особенности слоистых силикатов определяются, с одной стороны, условиями их образования, а с другой – наложенным на них воздействием внедрившегося в исходные породы долеритового силла. Образование хлоритов, в том числе редко проявившегося упорядоченного политипа  $1TC$  [27], протекало при относительно невысоких температурах. Обра-

зование упорядоченного политипа  $1TC$  из кристаллохимически наиболее выгодных слоёв типа  $A$  могло произойти лишь в стабильных условиях роста. Судя по значению параметра  $b$  (0,922–0,926 нм), хлорит относится к Fe-Mg-разновидности. Во время кристаллизации хлорита в метасоматитах за счёт изменения вмещающих пород градиент падения температуры был, по видимому, довольно большим, что препятствовало полному упорядочению структуры хлорита, хотя условия для образования минерала с относительно совершенным строением в общем, очевидно, имели место. На это, в частности, указывают структурные особенности хлорита из отдельных интервалов описываемого разреза (гл. 318 м и др.), который дал электронограммы от текстур с размытыми, но отчётливо проявляющимися рефлексамми I эллипса. Однако этот хлорит всё-таки менее совершенен, чем из внешней части рассмотренного выше хлоритового индивида с глубины 326 м того же разреза, в связи с чем свойственный ему политип  $1TC$  можно рассматривать как частично разупорядоченный. По мере роста зональных кристаллов хлорита создавались все более благоприятные (с относительно спокойным режимом) условия для образования во внешней части хлоритовых индивидов политипа  $1TC$  с наиболее совершенной структурой. Возникновение хлорита возможно при наличии в физико-химической системе определенного содержания глинозема. Обогащение отдельных участков исходной кимберлитовой породы глиноземом возможно за счет выноса из нее других компонентов, в первую очередь летучих, как это следует из работ [21, 27] из схематической реакции:



В отличие от хлоритов флогопиты, согласно выявленному в породах двум модификациям ( $1M$  и  $2M_1$ ), представляют собой полигенные образования. Политип

1M связан с наиболее ранними процессами постмагматического изменения серпентина из кимберлитов, тогда как наблюдающаяся в скарнах смесь политипов 1M+2M<sub>1</sub>, соответствует стадии наложенного низкотемпературного гидротермального процесса последующих *преобразований* флогопита 1M под воздействием долеритового силла. При этом появление в сочетании с 1M политипа 2M<sub>1</sub> у флогопита может быть также связано с метасоматической перекристаллизацией серпентина из первичного кимберлита в стабильных условиях и при невысокой (<700 °C) температуре. Следует отметить, что ассоциация политипов флогопита 1M+2M<sub>1</sub> отмечена нами [40] и для других регионов развития кимберлитового магматизма (Индия, Лесото и др.). Для флогопитов, как и для хлоритов, наблюдается та же тенденция ухудшения степени совершенства структуры по мере приближения содержащих их пород к силлу. Так, с глубины 350 м (скв. К-67) в приконтактной зоне изменения кимберлитовой брекчии начинается интенсивная хлоритизация флогопита с образованием слабо упорядоченных хлоритов. Для реализации этого процесса необходима предварительная разупорядоченность структуры слюдистого минерала.

Наличие в породах изученного объекта талька установлено рентгенометрически. Незначительное количество кальциевых минералов в близконтактных участках надсилловой части трубки свидетельствует о выносе оттуда извести, что отражается в низком её содержании (в среднем до 4 %) по сравнению с исходной породой кимберлитового тела (в среднем до 10 %), а также по сравнению со свежим долеритом (до 11 %). Причиной тому является последующее селективное выщелачивание из приконтактной зоны карбоната кальция с образованием пустот по всему объёму породы.

В кимберлитах на контактах с долеритовыми интрузивами отмечаются также существенные изменения глубинных минералов, в том числе и алмазов [1–6].

Пикроильменит в результате инконгруэнтного растворения интенсивно замещается анатазом. Кристаллы, друзы, корочки новообразованного анатаза обычно не имеют плотного контакта с материнским зерном и могут кристаллизоваться даже на некотором расстоянии от него во вмещающей породе. При этом пикроильменит замещается не только с поверхности, но и по порам в объёме зерна, если туда проникает раствор; пористость повышается за счёт самопроизвольного коррозионного растрескивания [2–3]. По фронту реакции на замещенном зерне образуется рельеф растворения, морфология которого определяется кристаллографической ориентировкой соответствующего участка поверхности. Кроме того, благоприятные условия для растворения существуют на различных дефектах кристаллической решетки пикроильменита, в результате чего в процессе растворения вскрываются одиночные дислокации, различные скопления и другие нарушения реальной структуры минерала. Кристаллы новообразованного анатаза имеют типичную для него морфологию. Габитусной формой является обычно тетрагональная дипирамида; нередко с ней сочетаются призма и пинакоид. Габитус кристаллов дипирамидальный, однако в некоторых случаях благодаря сильному развитию пинакоид становится таблитчатым. У таблитчатых кристаллов анатаза к единичной дипирамиде добавляются формы более высоких индексов, а призма угнетается. Степень замещения пикроильменита анатазом сильно колеблется – от развития тонкой корочки новообразованных продуктов на поверхности зерен до почти полного их замещения. По визуальной оценке пикроильменит в зоне метасоматоза изменяется сильнее, чем пироп. Степень замещения обоих минералов к контакту траппов с кимберлитом нарастает, вплоть до полного их уничтожения.

Пироп в описываемых условиях замещается хлоритом, под которым на поверхности зерна формируется пирамидально-черепитчатый рельеф [1–4]. Цвет

хлорита зависит от состава граната: на хромистых фиолетовых гранатах хлорит зеленоватый, на оранжевых и красных – желтоватый или золотистый. Элементы рельефа растворения более крупные на оранжевых и красных гранатах, у них же по сравнению с фиолетовыми более высокая степень замещения, т. е. устойчивость граната в данных условиях изменяется примерно так же, как и в гипергенных [2, 20, 21, 25]. Наиболее устойчивые в данных условиях хромшпинелиды, однако, и они растворяются с образованием контрастного мелкокавернозного рельефа по всей поверхности зерна; кроме того, развивается микротрещиноватость, поражающая наружную часть (зону) зерна.

Таким образом, первичные кимберлитовые минералы (пироп, пикроильменит и хромшпинелиды) неустойчивы в зоне метасоматоза, связанного с интрузиями траппов, и испытывают глубокие физико-химические изменения. В подобных условиях неустойчив также и алмаз, подвергающийся каталитическому окислению. Поэтому в зоне метасоматоза можно ожидать появление на алмазах своеобразных каверн каталитического окисления и общее снижение содержания полезного компонента. Под воздействием трапповой интрузии на кимберлиты и вмещающие их породы в начальные стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Однако в отличие от хлорита, тенденция уменьшения степени упорядоченности флогопита по мере приближения содержащих его пород к трапповой интрузии выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса хлоритизации минерала. Необходимо подчеркнуть, что все описанные изменения связаны с интрузиями дифференцированных траппов; “сухие” траппы не оказывают практически никакого воздействия на кимберлитовые минералы или эти изменения очень незначительны. Под влиянием внедрившейся в кимберлитовое тело основной магмы произошла метаморфизация карбонат-

серпентиновой породы, в результате чего возникли приконтактовые новообразования, более мощные в висячем боку силла и сравнительно маломощные в лежащем. Метаморфизация наиболее удаленных от силла участков проявилась в перекристаллизации слагающих тело трубки минералов, которая по направлению к силлу сменяется хлоритизацией, доминирующей по всей прилегающей к долериту части трубки. Особенности вещественного состава изменённых кимберлитовых и трапповых пород следует учитывать при планировании и проведении прогнозно-поисковых работ и в первую очередь на перспективных территориях, где одновременно распространены эти магматические образования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев В. П.* Генезис пирамидально-черепитчатого рельефа растворения на гранатах пироп-альмандинового ряда//Записки ВМО. 1985. Т. 114. № 1. С. 73–80.
2. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П.* Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010. 650 с.
3. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Соколов В. Н.* Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитов//В сб.: Минерогения зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980. С. 45–54.
4. *Афанасьев В. П., Харьков А. Д., Беллик Ю. П.* Морфология и генезис скульптированных гранатов из кимберлитовых пород Якутии//Геология и геофизика. 1976. № 10. С. 80–90.
5. *Бартошинский З. В.* Об особенностях алмазов из некоторых кимберлитовых тел со “столбчатым” строением//Минерал. сборник Львовского ун-та. 1968. № 22. Вып. 1. С. 54–58.
6. *Бартошинский З. В., Захарова В. Р., Иванов И. Н.* Протравленные алмазы в мезозойских отложениях//Геология и геофизика. 1978. № 10. С. 154–161.
7. *Бехтерева М. С.* Некоторые результаты опробования скважинных радиоволновых измерений при поисках кимберлитовых трубок под траппами//Гр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 137. С. 76–82.
8. *Бобривич А. П., Бондаренко М. И., Гневушев М. А.* и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.

9. *Бобревич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 192 с.
10. *Богытых И. Я.* Новые данные о динамическом воздействии траппов на кимберлитовые тела//Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 1. С. 166–167.
11. *Бондаренко А. Т., Зинчук Н. Н., Пыстин А. Б.* и др. Электрические свойства пород трапповой формации Мирнинского кимберлитового поля//Геология, закономерности распределения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный: МГТ, 1998. С. 32–34.
12. *Ваганов В. И.* Алмазные месторождения России и Мира (основы прогнозирования). М.: Геонформарк, 2000. 371 с.
13. *Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 с.
14. *Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
15. *Велинский В. В.* Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса)//Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 52–62.
16. *Владимиров Б. М., Костровицкий С. И., Соловьёва Л. В.* и др. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. М.: Наука, 1981. 136 с.
17. *Добрецов Н. Л., Татаринцев А. В.* Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1983. 125 с.
18. *Звягин Б. Б.* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Недра, 1964. 280 с.
19. *Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Жухлистов А. П.* и др. Высоковольтная электронография в исследовании слоистых силикатов. М.: Наука, 1979. 224 с.
20. *Зинчук Н. Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск: НГУ, 1994. 240 с.
21. *Зинчук Н. Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
22. *Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П., Лелюх М. И.* О воздействии траппов на кимберлитовые минералы//Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 43–50.
23. *Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т., Гаррат М. Н.* Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: Недра, 2002. 695 с.
24. *Зинчук Н. Н., Дукардт Ю. А., Борис Е. И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. 166 с.
25. *Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
26. *Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Соколов В. Н.* Преобразование минерального состава и микростроения долеритов Якутии в процессе выветривания//Кора выветривания. М.: Наука, 1983. № 18. С. 111–125.
27. *Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Мельник Ю. М.* Изменение кимберлитов на контакте с долеритами (на примере Якутии)//Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 954–957.
28. *Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П.* Апокимберлитовые породы//Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
29. *Зинчук Н. Н., Соболева С. В., Котельников Д. Д., Харьков А. Д.* Особенности слоистых силикатов из кимберлитов и вмещающих их пород в зонах активного воздействия траппового магматизма (на примере Якутии)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 5. С. 1199–1202.
30. *Крючков А. И., Харьков А. Д.* Взаимотношение кимберлитов и траппов в Далдыно-Алакитском районе//Советская геология. 1989. № 8. С. 25–34.
31. *Крючков А. И., Харьков А. Д., Роговой В. В.* Динамическое воздействие траппов на кимберлиты и идентификация отторженцев кимберлитов//Отечествен. геология. 1994. № 5. С. 16–23.
32. *Лелюх М. И., Прокопчук Б. И.* Примеры горизонтальной и вертикальной деформации терригенных отложений траппами в северо-восточной части Тунгусской синеклизы//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1141–1143.
33. *Масайтис В. Л.* Петрология Аламджахской трапповой интрузии//Тр. ВСЕГЕИ. 1958. 22 с.
34. *Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции. Л.: Недра, 1974. 224 с.
35. *Олейников Б. В., Саввинов В. Т., Погудина М. А.* Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз//Геология и геохимия базитов Восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 4–75.
36. *Парфёнов Л. М., Кузьмин М. И.* и др. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 522 с.

37. Трухин В. И., Жилева В. А., Зинчук Н. Н., Романов Н. Н. Магнетизм кимберлитов и траптов. М.: МГУ, 1989. 165 с.

38. Францесон Е. В., Лутц Б. Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: Недра, 1995. 342 с.

39. Харьков А. Д., Борис Е. И., Саврасов Д. И. и др. Траптовые брекчии Мало-Ботубинского района Западной Якутии и их рудоносность//Рудоносные брекчии и их поисковое значение. Алма-Ата, 1977. С. 34–51.

40. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

41. Шамшина Э. А., Крючков А. И., Роговой В. В. и др. Минералогические особенности кимберлитовых пород, изменённых под воздействием траптовой сила//Геоминералогия и типоморфизм минералов. Якутск: ЯНЦ СО РАН. 1989. С. 47–55.

Рукопис отримано 14.02.2014.

**М. М. Зінчук**, *д-р геол.-мінерал. наук, проф., акад. АН РС(Я), голова Західноякутського наукового центру Академії наук Республіки Саха (Якутія), м. Мирний, nnzinchuk@rambler.ru*

### **ЗМІНИ ДЕЯКИХ МІНЕРАЛІВ КІМБЕРЛІТІВ ПІД ВПЛИВОМ ТРАПІВ**

Проведено комплексне дослідження речовинного складу ділянок впливу трапових інтрузій на кимберлітові породи. Показано, що істотно можуть у таких випадках змінюватися первинні мінерали кимберлітів (алмаз і його парагенетичні мінерали-супутники). Змінюються і шаруваті силікати (флогопіт і продукти його перетворення – хлорит). У початковій стадії метаморфізму під час зміни флогопіту і хлориту відбувається в основному зменшення ступеня впорядкованості їх структур. Потім, з наближенням до інтрузії, ступінь упорядкованості флогопіту виражена слабкіше і посилюється лише з початком процесу хлоритизації мінералу. Усі описані зміни пов'язані лише з інтрузіями диференційованих трапів, а “сухі” породи слабо впливають на зміну кимберлітів.

**Ключові слова:** трапові інтрузії, кимберлітові породи, алмаз і його парагенетичні мінерали-супутники, шаруваті силікати.

**N. N. Zinchuk**, *Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, prof., acad. West-Yakutia Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, nnzinchuk@rambler.ru*

### **ALTERATION OF SOME KIMBERLITE MINERALS UNDER EFFECT OF TRAPS**

Complex investigation of material composition of trap intrusions' areas of influence on kimberlite rocks was carried out. It is indicated that kimberlite primary minerals (diamond and its paragenetic accessory minerals) can sufficiently alter in such cases. Rockforming minerals (serpentine and carbonates), secondary formations and stratified silicates (phlogopite and product of its transformation – chlorite) also change. At the initial stage of metamorphism with alteration of phlogopite and chlorite mainly decrease of order degree of their structure takes place. Then, with approach to intrusion degree of phlogopite order is expressed weaker and strengthens only with the beginning of mineral chloritization process. All the described alterations are related only with intrusions of differentiated traps and “dry” rocks weakly effect alteration of kimberlites.

**Keywords:** trap intrusions, kimberlite rocks, diamond and its paragenetic accessory minerals, stratified silicates.

**Н. Н. Зинчук**, д-р геол.-минерал. наук, проф., акад. АН РС(Я),  
председатель Западно-Якутского научного центра Академии наук  
Республики Саха (Якутия), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru,

**М. Н. Зинчук**, научный сотрудник (Западно-Якутский научный центр  
Академии наук Республики Саха (Якутия)), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

## ОСНОВНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ В КИМБЕРЛИТАХ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ

*Проведённое комплексное изучение вторичных минералов и их основных ассоциаций в кимберлитовых породах показало, что существует круг нерешенных проблем, связанных с выявлением индивидуальных и общих свойств серпентинизации, карбонатизации и хлоритизации. Одним из способов решения этих проблем является анализ развития в основной массе кимберлитов серпентин-карбонатных ассоциаций и таких индикаторных минералов, как флогопит и серпентин. Предпосылкой для решения этих задач является обширный фактический материал, полученный в результате комплексного изучения вторичных минералов основной массы кимберлитов, и структурные особенности серпентинов и флогопитов. Статистический анализ распределения в основной массе кимберлитов серпентин-карбонатных ассоциаций, серпентинов и флогопитов с определёнными структурными характеристиками позволит обоснованно сравнивать кимберлитовые диаграммы (и в первую очередь коренные алмазные месторождения) различных древних платформ мира.*

**Ключевые слова:** кимберлиты, ассоциации вторичных минералов, серпентинизация, карбонатизация, хлоритизация.

Ранее проведёнными исследованиями было установлено [1–5, 7–23, 25], что характерной чертой кимберлитовых тел древних платформ мира является в целом значительная изменчивость параметров их вещественного состава. Высокий градиент изменчивости вещественных признаков в объёме кимберлитовых тел во многом связан с полигенностью и гетерохронностью компонентов самих слагающих трубки пород, охватывающих диапазон условий образования от верхней мантии, через пневматолитово-гидротермальную стадию до гипергенеза. Нашими исследованиями показано [7–11, 16, 23], что сложность и контрастность минералогического облика кимберлитовых пород в значительной степени обусловлены

развитием комплекса вторичных минералов, которые существенно различаются в различных регионах мира [23]. Так, к настоящему времени в кимберлитовых породах Сибирской платформы идентифицировано более 50 минералов-новообразований, входящих в классы: силикатов (серпентин, флогопит, хлорит, вермикулит, тальк, монтмориллонит, сепиолит, таумасит), карбонаты (кальцит, доломит, арагонит, пироаурит, шортит, стронцианит, магнезит, гидромагнезит, хантит), оксиды и гидроксиды (магнетит, гематит, гётит, амакинит, кварц, халцедон, брусит), сульфиды (пирит, сфалерит, галенит, миллерит, пирротин, пентландит), сульфаты (ангидрит, гипс, целестин, барит, эпсомит, метабазалюминит, брошантит), галогени-

ды (галит), фосфаты (франколит), бораты (екатеринит, ферросайбелиит) и битумы. Под новообразованиями кимберлитов мы [2, 7–11, 16, 23] понимаем все минералы, сформировавшиеся из термальных растворов, под которыми подразумеваются не только постмагматические ювенильные, но и растворы, образовавшиеся как в период формирования трубки, так и на более поздних этапах её становления. Установление места и роли каждого из вторичных минералов, реконструкция последовательности их образования, устойчивости в различных условиях имеют важное значение для понимания природы и преобразования кимберлитовых пород, а также получения новых данных о типоморфизме новообразований, что является существенным вкладом в поисковую минералогию алмаза – главного минерала кимберлитов. Исследование различных аспектов типоморфизма вторичных минералов, возникающих в процессе становления и экзогенного преобразования кимберлитовых тел, должно позволить сформулировать рекомендации, в которых будет очерчен круг важных в поисковом отношении вторичных минералов и оценена степень их значимости для совершенствования минералогических методов поисков коренных месторождений алмазов [2, 8, 10].

Большинство кимберлитовых тел (трубок, даек и жил) представляют собой породы, в разной степени изменённые вторичными процессами. Образовавшиеся при этом постмагматические минералы, возникшие в результате пневматолитово-гидротермальной деятельности, относятся к вторичным новообразованиям [7–11]. Реальный облик кимберлитовых тел в значительной мере определяется развитием комплекса вторичных минералов, возникших после консолидации породы в результате эндо- и экзогенных преобразований. Процесс извлечения кимберлитовых пород позволил получить многочисленные новые сведения о вторичных минералах. В некоторых работах приводилось описание конкретных минералов,

встреченных в отдельных трубках [1, 13, 16, 19–22], в других – освещались узкие вопросы, касающиеся свойств и генезиса вторичных образований [2–5, 8–12, 15–18]. Несмотря на разрозненный характер накопленных результатов, они позволили обнаружить многообразие процессов вторичной минерализации и возникающих при этом новообразований. По мере накопления аналитического материала требовалось его обобщение [8, 10, 11]. Помимо выполненного анализа и систематизации материала, нами впервые были проведены комплексные исследования вторичных минералов кимберлитов, выполненные с целью решения вопросов как геологического, так и технологического плана. К основным задачам этих исследований относятся: а) определение диагностических признаков всех установленных минералов; б) выявление наиболее распространенных ассоциаций новообразований в кимберлитах; в) установление факторов, влияющих на постмагматические преобразования кимберлитов; г) обоснование роли вторичных минералов при поисках кимберлитовых трубок и влияние их на технологические особенности переработки кимберлитов. Дальнейшее развитие представлений о процессах вторичного преобразования кимберлитов основано на проведённых нами исследованиях по выявлению закономерностей распределения новообразований основной массы пород трубок Мир, Интернациональная, Дачная, имени XXIII съезда КПСС, Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Ботубинская, Нюрбинская и др. Были получены свидетельства того, что исследованные кимберлитовые породы претерпели в процессе формирования неоднократные изменения. Их интенсивность на разных стадиях формирования трубок имела индивидуальный характер и зависит от конкретных условий минералообразования. Установлено [9–11], что существуют отличия в минеральном составе новообразований не только в разных трубках, но и в объёме отдельных тел и блоков. Впервые охарактеризованы наиболее распро-

странённые в кимберлитовых породах ассоциации новообразований, состоящих из двух и более минералов, большинство из которых являются парагенетическими, что позволило решить некоторые вопросы постмагматического преобразования кимберлитов. Недостаточно изученным направлением в исследовании закономерностей преобразования кимберлитовых пород оставалось определение роли каждого из вторичных минералов, реконструкции последовательности их образования и устойчивости в разных условиях. Для решения этих вопросов проведены детальные комплексные исследования вещественного состава и процессов вторичного минералообразования на каменном материале из кимберлитовых диатрем Мирнинского, Далдынского, Алакит-Мархинского, Верхнемунского и Накынского кимберлитовых полей Якутской алмазонасной провинции (ЯАП). Особое внимание уделено серпентинам, кальцитам и флогопитам как доминирующим вторичным новообразованиям кимберлитов. Детально комплексно изучены также магнетит, кварц, халцедон, брусит и новообразования класса сульфатов. Одним из результатов исследований стала разработка рационального комплекса методов изучения вещественного состава кимберлитов, позволяющего получить количественные оценки содержаний вторичных минералов в основной массе породы. Важный итог выполненных работ – рекомендации по возможностям использования вторичных минералов кимберлитов для определения величины эрозивного среза кимберлитовых диатрем [8, 10]. Предложены различные варианты использования основных закономерностей выветривания силикатных пород, типоморфных свойств и особенностей глинистых и слюнистых минералов в корках выветривания и осадочных породах на территории Сибирской платформы [6, 8, 24]. Выполненные исследования позволили в некоторой степени восполнить пробел в изучении кимберлитовых пород, связанный с тем, что все петрографиче-

ские построения производились только для первичных магматических пород, не затронутых процессами вторичного преобразования. В то же время, как показали наши исследования, нельзя игнорировать процессы их постмагматического преобразования, так как нередко до 90–95 % объёма кимберлитов ЯАП составляют вторичные минералы, делая такие породы апокимберлитами [8–10].

Детальное исследование характера вторичных преобразований кимберлитов должно быть основной задачей дальнейшего изучения вещественного состава кимберлитовых диатрем. Незаслуженно малая роль в этих исследованиях отведена основной массе кимберлитов, которая представлена преимущественно тонкоагрегатной смесью серпентина, карбонатов и флогопита. Особая роль при этом должна отводиться флогопиту и серпентину, которые относятся [8, 10] к индикаторным минералам кимберлитов. Их геолого-минералогическое значение обусловлено особенностями слоистой структуры [6, 24], которая отражает физико-химические условия их образования. Кроме того, эти минералы являются главными участниками серпентинизации, карбонатизации, хлоритизации – основных процессов постмагматического преобразования кимберлитовых пород, которые развиваются в каждой трубке индивидуально [8–11]. В кимберлитовых породах по-разному протекают процессы привноса-выноса основных породообразующих оксидов. Однако не в полной мере установлены признаки изменения кимберлитовых пород, которые позволили бы сравнивать различные месторождения и выявлять их общие и индивидуальные черты. Для решения этой проблемы следует усилить направление структурных исследований минералов с использованием современных методик [6, 24]. На распределение вторичных минералов в кимберлитах влияют различные факторы. Неравномерность распределения вторичных минералов во многом обусловлена псевдоморфными замещениями. Закономерные изменения связаны также

с выветриванием и влиянием вмещающих пород. Механизм образования псевдоморфоз серпентина по оливину, а также условия протекания таких реакций подробно рассмотрены в ряде наших предыдущих публикаций [10, 11], в которых охарактеризовано как псевдоморфное, так и непсевдоморфное замещение слагающих породу компонентов. Минералы группы серпентина (лизардит, хризотил и антигорит) образуются: по основной массе породы; в результате метасоматических преобразований оливина I и II генераций, пироксенов и ксенолитов карбонатных пород; за счёт пневматолитово-гидротермальных процессов. Отмечено также [10], что серпентин основной массы кимберлитов делится на две модификации – интерстициальную, заполняющую промежутки между зёрнами кальцита и других минералов, и псевдоморфную, замещающую карбонаты и другие минералы основной массы. При этом наблюдаемые карбонат-серпентиновые псевдоморфозы по оливину формируются при замещении сначала серпентином, по которому в свою очередь развивается карбонат. Непсевдоморфный серпентин может возникать при повторной переработке кимберлитовых пород, причём в условиях повышенных температур он обычно кристаллизуется в виде антигорита. В результате неоднократно проявляющихся процессов преобразования кимберлитовых пород происходит полная смена первичных ассоциаций вторичными с образованием нового комплекса минералов. Установленные в кимберлитах разновидности серпентина кристаллизуются в разных физико-химических условиях. В последнее время в кимберлитовых породах зафиксирована [10] такая разновидность минералов этой группы, как Al-серпентин, образование и развитие которого в кимберлитах пока слабо изучено.

Серпентиновые минералы характерны и для кимберлитовых пород Африканской платформы. Так, в детально изученных нами кимберлитах верхних частей трубки Катока (Ангола) серпентины представле-

ны в основном лизардитом, который характеризуется параметром  $b = 0,9225$  нм. Чёткие рефлексы 20l,13l на втором эллипсе электронограмм от текстур соответствуют политипной группе A с небольшой примесью группы D. Слабые размытые рефлексы 02l, 11l на первом эллипсе указывают на присутствие структуры 1T с нарушениями регулярного чередования слоёв [6]. Для лизардитов из более глубоких горизонтов трубки Катока установлена смесь двух политипов – 1T и 3R (при небольшом преобладании первого), относящихся к группе A. Отмечена структурная неупорядоченность таких образцов, которая указывает на присутствие в них двух сложных (нестандартных) ортогональных типов лизардита, впервые установленными нами при изучении верхних горизонтов трубки Катока, подвергшихся глубокому химическому гипергенному преобразованию. Здесь впервые нами, совместно с А. П. Жухлистым (ИГЕМ РАН), установлено также развитие по лизардиту упорядоченного лизардит-сапонитового смешанослойного образования.

В результате карбонатизации кимберлитов возникают такие распространённые минералы, как кальцит, доломит и пирроаурит. Кристаллизация кальцита в кимберлитах связана с различными процессами формирования кимберлитовых тел. Минерал по способу образования разделяется на кальцит, слагающий основную массу, метасоматический кальцит – продукт карбонатизации некоторых минералов кимберлитов и поздний гидротермальный кальцит, выполняющий пустоты и трещины в породах диатрем. Кальцит относится к полигенным минералам кимберлитов, всестороннее исследование которых может дать новую информацию о природе и специфике процессов формирования минерала на разных этапах становления породы. Кроме того, в числе дискуссионных остаются вопросы устойчивости и равновесности минерального состава кальцит-содержащих ассоциаций. Вопрос о том, являются ли они закономерным продуктом кристаллизации той или иной стадии

кимберлитообразования или представляя собой случайные неравновесные ассоциации нескольких постмагматических стадий этого процесса, требует серьёзного изучения. Доломит в кимберлитах ЯАП образует мелкозернистые агрегаты и ассоциирует с кальцитом и серпентином. Согласно классическим представлениям о закономерностях кристаллизации доломита, катализатором образования минералов является присутствие различных солей и сульфатов. Пироаурит развивается в основной массе кимберлитов, в псевдоморфозах по оливину, в ксенолитах различных пород, а нередко и в прожилках. Иногда [7, 9, 10, 19] он является породообразующим минералом основной массы кимберлитов, образуя блоки в различных месторождениях и в первую очередь в диатремах Далдыно-Алакитского алмазоносного района (трубки Удачная, Сытыканская, Юбилейная и др.).

Изучение характера развития серпентинов, слюд, хлорита, талька, кальцита, доломита, пироаурита, амакинита, брусита, кварца, гипса, галита и ангидрита в основной массе кимберлитовых пород выполнено нами с использованием таких характеристик, как встречаемость и среднее содержание. Первая позволяет судить о равномерности распределения указанных минералов в различных кимберлитовых диатремах, вторая – об интенсивности процессов вторичных преобразований, способствующих появлению того или иного минерала. В основной массе кимберлитов ЯАП наиболее распространёнными минералами являются серпентин, кальцит, доломит, слюды и хлорит, в меньшей степени развиты пироаурит, брусит, кварц, тальк и гипс. Такие минералы, как галит и ангидрит, не имеют широкого распространения. Другие минералы-новообразования встречаются в кимберлитах сравнительно реже и обычно не имеют породообразующего значения. Полученный обширный фактический материал подтверждает ранее сделанные [7–11] выводы, что серпентин, кальцит, доломит, слюда и хлорит относятся к наиболее распространённым

минералам кимберлитов Сибирской платформы, а процессы серпентинизации, карбонатизации и хлоритизации являются важнейшей составной частью пневматолитово-гидротермального изменения этих пород. В целом наибольшее разнообразие вторичных минералов наблюдается в трубках Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей и в трубке Удачная Далдынского поля. Кроме свойственных кимберлитам серпентинов, кальцита, доломита, слюды, хлорита, пироаурита и брусита, слагающих в основном породы диатрем этих полей, присутствуют кварц, гипс, тальк, ангидрит и амакинит. Это свидетельствует о проявлении более многообразных пневматолито-гидротермальных процессов вторичного преобразования кимберлитовых пород указанных полей.

Неравномерность распределения серпентинов в описываемых диатремах связана со многими факторами: неоднородностью псевдоморфных замещений серпентина и состава кимберлитовых тел; трещиноватостью пород; характером вторичных процессов; количеством ксенолитов мантийных ультраосновных пород, которые, как и кимберлит, серпентинизируются. Большинство кимберлитовых месторождений ЯАП подобны по распределению и среднему содержанию серпентинов, за исключением трубок Ботубинская и Нюрбинская (Накынское кимберлитовое поле), где оно самое низкое, а также трубки Айхал Алакит-Мархинского поля (около 11 %). Все изученные кимберлитовые трубки Мунского поля отличаются равномерным распределением серпентина и наибольшим его содержанием. При однородных в целом статистических характеристиках серпентина в трубках Далдынского поля отмечается, что в месторождениях Зарница и Удачная образование минерала выражено менее интенсивно по сравнению с другими кимберлитовыми телами этого же поля. В соответствии с встречаемостью и средними содержаниями серпентина в основной массе кимберлитов ЯАП можно

предположить, что процессы серпентинизации в различных трубках имеют схожий характер.

Процессы развития кальцита в основной массе кимберлитов ЯАП по распространённости и интенсивности сопоставимы с серпентинизацией, но отличаются большими вариациями встречаемости и средних содержаний. На распределение и интенсивность развития кальцита сказываются количество ксенолитов в кимберлитах, влияние вмещающих пород, а также интенсивность поступления в кимберлитовые диатремы растворов, обогащённых Са и  $\text{CO}_2$ . Наиболее интенсивно и стабильно развитие кальцита происходило в кимберлитах Далдынского поля, где минерал встречен в 94 до 100 % изученных образцов, а среднее содержание иногда достигает 92 об. %. В кимберлитах трубок Алакит-Мархинского поля кальцит в целом распределен равномерно, но в среднем содержание его меньше, чем в месторождениях Далдынского поля. В отличие от этого, для месторождений Мирнинского и Накынского полей не характерен тот уровень стабильности и распространения кальцита, который свойственен трубкам Далдыно-Алакитского алмазоносного района и в первую очередь Алакит-Мархинского и Далдынского полей. Так, в основной массе кимберлитов трубки Интернациональная зафиксировано минимальное среднее содержание минерала (8 об. %) из всех месторождений ЯАП и, кроме того, минерал отмечен лишь в 56 % от общего числа изученных образцов. В то же время для кимберлитов трубки Мир наблюдается несколько отличная картина по развитию кальцита, где его встречаемость составляет 94 %, а среднее содержание достигает 34 %. Однородное распределение кальцита отмечается и в кимберлитовых породах Мунского поля [10].

Доломит в кимберлитах обычно ассоциирует с серпентином и кальцитом. Его образование связывают [2, 7–11] с избытком в растворах магния, неизрасходованного при образовании серпентина и других магниезальных минералов. В то

же время получены данные, что повышенные концентрации минерала обычно наблюдаются в приконтактных с вмещающими породами участках. Наиболее интенсивно доломит развит в основной массе кимберлитов трубок Айхал, Нюрбинская и Ботубинская, значительно слабее – в диатремах Мунского поля. Кимберлитовых тел, в которых отсутствует доломит, нами не встречено. Даже в малых количествах этот карбонат фиксируется во всех изученных нами породах диатрем ЯАП. Анализ развития доломита и серпентина в основной массе кимберлитов показывает [10] наличие обратной связи между средними содержаниями этих минералов в различных коренных месторождениях алмазов Сибирской платформы. Из сказанного следует, что в последних наблюдается тенденция к увеличению среднего содержания доломита в породе при уменьшении количества серпентина в основной массе кимберлитов.

Пироаурит хотя и является характерным минералом основной массы кимберлитов отдельных алмазоносных районов Сибирской платформы, но степень его развития в кимберлитовых диатремах неравномерна. Интенсивное формирование минерала нередко захватывает отдельные участки кимберлитовых тел [10, 11, 19]. Наибольшее его распространение и относительно высокие содержания отмечены в кимберлитах Мунского и в трубке Иреляхская Далдынского полей. В целом для коренных месторождений алмазов Мирнинского и Накынского полей этот минерал не характерен, хотя и установлен нами в повышенном количестве при изучении вещественного состава кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир, где он придаёт отдельным участкам голубоватую окраску.

Слюдистые образования, представленные в кимберлитах в основном флогопитом (или продуктами его изменения – хлоритом и вермикулитом), относятся к наиболее часто встречаемым в диатремах ЯАП, но распределены они не столь равномерно, как серпентин и кальцит. Фло-

гопит обычно образуется в результате позднемагматических и постмагматических процессов. Для хлоритизации минерала необходимо наличие условий слабого водообмена и восстановительной среды с избытком  $Mg^{2+}$  [11, 24]. Среднее содержание флогопитов в изучаемых кимберлитах изменяется от полного отсутствия (трубки Деймос и Долгожданная) до 19 % (трубка Нюрбинская), а у хлоритов – от 1 % (трубка Интернациональная) до 10 % (трубка Фестивальная). Наиболее равномерно флогопит распределён в кимберлитах Мирнинского (трубки Мир и Интернациональная), Накынского (трубки Ботуобинская и Нюрбинская), Алакит-Мархинского (трубки Юбилейная и Айхал) и Далдынского (трубка Удачная) полей. Неоднородность распределения флогопита и продуктов его изменения хлорита свойственна большинству кимберлитовых тел Мунского и Далдынского полей, из которых трубки Зарница и Долгожданная выделяются чрезвычайно слабым развитием хлорита при практически полном отсутствии флогопита. Кимберлитовых тел, в которых отсутствует хлорит, нами не отмечено, что в свою очередь свидетельствует о присутствии во всех их и флогопита. Наиболее хлоритизированы кимберлитовые породы трубок Нюрбинская, Ботуобинская, Фестивальная, Снегурочка и Деймос, но в двух последних хлорит распределён менее равномерно. Исходя из количества в основной массе кимберлитов слюдястых образований и их средних содержаний, можно считать, что часть флогопита, входящего в состав основной массы кимберлитов трубок Нюрбинская и Ботуобинская, хлоритизирована. Для большинства же трубок Алакит-Мархинского, Далдынского и Мунского полей свойственна хлоритизация слюд; в частности в трубках Сытыканская, Фестивальная и Деймос произошла полная трансформация слюд в хлорит.

В виде примеси во многих кимберлитовых трубках ЯАП и других алмазонасных регионах мира отмечается монтмориллонит. Наиболее высокие концентрации

его зафиксированы в верхних горизонтах коры выветривания на многих диатремах. В кимберлитовых породах Сибирской платформы доминируют Са-Mg-, Mg-Fe- и Са-Fe-монтмориллониты, отличающиеся от сравнительно редко встречающейся натриевой разновидности минерала ( $d_{001}=1,23-1,24$  нм). В то же время для кимберлитовых диатрем Восточно-Европейской платформы (ВЕР), где кимберлитовыми являются отложения, обогащённые кремнезёмом, характерен сапонит [10], который установлен и в диатремах Африканской платформы.

К минералам, довольно часто встречающимся в кимберлитах, но содержащимся в небольших количествах, следует отнести тальк. Последний может образоваться при сравнительно небольшом парциальном давлении  $CO_2$  во флюиде при определённых соотношениях  $MgO:CaO:SiO_2$ . Единственное коренное месторождение алмазов в ЯАП, где наблюдаются наиболее интенсивные процессы формирования талька, – трубка Нюрбинская. Такие минералы, как амакинит, брусит, кварц, гипс, галит, ангидрит и барит, не имеют устойчивых тенденций по распространению в основной массе кимберлитов различных трубок и полей. Исключением является брусит, наиболее интенсивное образование которого приурочено к трубкам Мунского поля (особенно сильно проявленное в месторождениях Новинка и Поисковая). В кимберлитах брусит возникает как при серпентинизации породы, так и в результате воздействия гидротермально-метасоматических растворов на заключительных этапах постмагматической переработки кимберлитов [10, 11].

Сравнить различные месторождения при всём многообразии развития вторичных минералов позволяет рассмотрение минеральных ассоциаций, полученных по средним содержаниям минералов в основной массе кимберлитовых пород ЯАП. Анализ полученных ассоциаций позволил нам выделить ряд их типов, наиболее распространёнными среди которых являются хлорит-серпентин, тальк-серпентин и

пирротин-серпентин. При этом среднее содержание хлорита, пироаурита и талька в них не превышает 13 %. Эти ассоциации формируются практически во всех кимберлитовых породах ЯАП, независимо от продуктивности и принадлежности к полям, в отличие от карбонат-серпентиновых. Кальцит-серпентиновая с примесью доломита ассоциация зафиксирована во всех коренных месторождениях алмазов Сибирской платформы, в то время как серпентин-кальцитовая с примесью доломита свойственна только трубкам Далдынского и Мунского полей. Для этих территорий характерно также интенсивное развитие брусит-серпентиновой ассоциации, наиболее интенсивно развитой в трубке Новинка. Для трубок Мирнинского, Накынского и Алакит-Мархинского полей наблюдается широкий набор карбонат-серпентиновых ассоциаций, в отличие от Далдынского и Мунского полей, где он более однороден.

Наблюдается тенденция к преимущественному развитию некоторых типов карбонат-серпентиновых ассоциаций в кимберлитовых трубках различной продуктивности. Так, промышленные месторождения алмазов имеют широкий набор серпентин-карбонатных ассоциаций, за исключением серпентин-кальцитовой с примесью доломита, что и отличает их от непромышленных, где последняя преобладает. Все среднеалмазоносные коренные месторождения алмазов имеют кальцит-серпентиновую с примесью доломита ассоциацию. Рассмотрение преобладающих ассоциаций в различных типах пород трубки Ботуобинская показало особенность, заключающуюся в последовательном уменьшении доли серпентина и возрастания кальцита и доломита при переходе от порфировых кимберлитов к автолитовым кимберлитовым брекчиям и далее к порфировым туфобрекчиям. Для трубок Заполярная и Айхал различие ассоциаций в порфировых кимберлитах и автолитовых кимберлитовых брекчиях не установлено. В непромышленных месторождениях наблюдается преобладание серпентино-

кальцитовых с примесью доломита ассоциаций вторичных минералов.

Для более детального исследования закономерностей распределения вторичных минералов в основной массе кимберлитов рассмотрено [10] около двух десятков ассоциаций, представленных серпентином, кальцитом, доломитом, пироауритом, хлоритом и бруситом. Анализ показал, что к общим свойствам всех месторождений следует отнести преобладание ассоциаций: кальцит-серпентин, серпентин-кальцит и хлорит-серпентин. Другие ассоциации вторичных минералов не имеют столь выраженной стабильности распространения в основной массе кимберлитов. Кимберлитовые диатремы Накынского и Алакит-Мархинского полей обнаруживают многообразие ассоциаций, из которых серпентин-хлоритовая наиболее характерна. Для основной массы кимберлитов трубки Нюрбинская наблюдается тенденция к возрастанию доломитовой компоненты по сравнению с трубкой Ботуобинская. В основной массе кимберлитов Мунского поля не зафиксированы ассоциации с преобладанием доломита. Кимберлиты и апокимберлитовые породы Анабарского щита выделяются относительно небольшим набором ассоциаций по сравнению с кимберлитовыми породами ЯАП в целом.

Сравнение ассоциаций вторичных минералов из кимберлитовых пород разной продуктивности показывает, что их качественное разнообразие уменьшается при переходе от более алмазоносных к менее алмазоносным породам. Так, для высокопродуктивных кимберлитов трубок Айхал, Интернациональная, Удачная, Мир, Ботуобинская и Нюрбинская, наряду с наиболее распространенными, характерны также доломит-серпентин-кальцитовые, серпентин-доломит-кальцитовые и кальцит-серпентин-доломитовые ассоциации. В среднеалмазоносных диатремах указанные ассоциации менее проявлены. Для этих трубок характерно преобладание серпентина, что выражается в преимущественном распространении каль-

цит-серпентиновых ассоциаций. Такие ассоциации, как серпентин-доломитовая и кальцит-серпентин-доломитовая, отсутствуют в слабоалмазоносных и непродуктивных диатремах – Зарница, Фестивальная, Долгожданная, Деймос и Поисковая. В этих трубках более интенсивно развит кальцит, что привело к широкому распространению ассоциаций с преобладанием этого минерала.

Анализ распределения ассоциаций в различных типах пород позволил выявить тенденцию к относительному уменьшению роли серпентина с одновременным увеличением влияния кальцита и доломита при переходе от порфировых кимберлитов к автолитовым кимберлитовым брекчиям и далее к кимберлитовым туфобрекчиям. В порфировых кимберлитах преобладают кальцит-серпентиновые ассоциации, в то же время в автолитовых кимберлитовых брекчиях их количество снижается и возрастает число серпентин-кальцитовых и доломит-серпентин-кальцитовых ассоциаций. Так, в кимберлитах трубки Ботуобинская в порфировых кимберлитах фиксируются ассоциации с преобладанием серпентиновой составляющей. В автолитовых кимберлитовых брекчиях они сменяются на ассоциации с преобладанием кальцитовой, а в кимберлитовых туфобрекчиях – доломитовой составляющей. Кроме того, в автолитовых кимберлитовых брекчиях и кимберлитовых туфобрекчиях развиты тальк-серпентиновые ассоциации, отсутствующие в порфировых кимберлитах. Порфировые кимберлиты и автолитовые кимберлитовые брекчии трубки Айхал имеют подобный характер распределения ассоциаций, но в последнем типе пород увеличивается чисто серпентин-доломит-кальцитовых, а также серпентин-доломитовых и хлорит-серпентиновых ассоциаций. Для трубки Заполярная так же, как и для трубки Айхал, общая тенденция в распределении ассоциаций, характерная в целом для месторождения, не нарушается ни в порфировых кимберлитах, ни в автолитовых кимберлитовых брекчиях.

Таким образом, рассмотрение особенностей развития вторичных минералов в основной массе кимберлитов Сибирской платформы с использованием таких характеристик, как встречаемость, средние содержания минералов и анализ их ассоциаций показало, что различия коренных месторождений алмазов обусловлены преимущественно интенсивностью развития и равномерностью распределения карбонатов, флогопитов и хлоритов при относительно однородной картине развития серпентинов. В кимберлитовых породах ЯАП определённую роль во вторичном минералообразовании сыграл сероводород, связавший железо в сульфиды и тем самым заблокировавший образование не свойственных кимберлитам карбонатов железа. Сероводород в некоторых случаях послужил источником возникновения серной кислоты, сыгравшей важную роль в процессе вторичного минералообразования. Однако образование гипса, например, происходило не только в результате воздействия серной кислоты на карбонатные породы, но и при выпадении этого минерала из раствора сульфата кальция в связи с его пересыщением из-за испарения или вымерзания воды. Исследования показали, что среда вторичного минералообразования была сравнительно бедна  $\text{CO}_2$ , в связи с чем возникли основные водные карбонаты (пироаурит и гидромагnezит). Углекислота в первую очередь расходовалась на образование карбонатов кальция и кальций-магневых минералов. Чисто магниевые безводные карбонаты в целом для кимберлитов не характерны. Излишек магния в системе минералообразования определил образование более богатых им слоистых силикатов (серпентина вместо талька), а также гидроксидов (брусита). Повышенные кальций-магнелиевые отношения во многих случаях способствовали образованию вместе с доломитом карбоната кальция, обычно представленного арагонитом, возникновение которого в данном случае энергетически более выгодно, чем кальцита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Антонок Б. П.* Кристалломорфологическая эволюция кальцита в кимберлитах Якутии//Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков алмазных месторождений. Мирный: Изд-во Мирнинск. типографии, 1998. С. 84–85.
2. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П.* Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010. 650 с.
3. *Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 192 с.
4. *Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 574 с.
5. *Галимов Э. М.* Природа карбонатного компонента в кимберлитах//Геохимия. 1989. № 3. С. 337–348.
6. *Звягин Б. Б.* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Недра, 1964. 280 с.
7. *Зинчук Н. Н.* Распределение вторичных минералов в кимберлитовых породах Якутии//Известия АН СССР. Серия геолог. 1990. № 5. С. 70–83.
8. *Зинчук Н. Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск: НГУ, 1994. 240 с.
9. *Зинчук Н. Н.* Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород//Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1704–1715.
10. *Зинчук Н. Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
11. *Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Мельник Ю. М., Мовчан Н. П.* Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1987. 284 с.
12. *Илупин И. П.* Распространение и генезис некоторых гидротермальных и гипергенных минералов в кимберлитах Якутии//Советская геология. 1962. № 3. С. 152–156.
13. *Кузнецов Г. В., Мацюк С. С., Зинчук Н. Н., Серенко В. П.* Гидротермальный кальцит из кимберлитов Якутии//Записки ВМО. 1995. № 6. С. 87–100.
14. *Лебедев А. А.* О гидротермальной стадии серпентинизации кимберлитов в связи с находкой в них брусита//Гр. ЯФ СО АН СССР. Изд. АН СССР, 1962. С. 74–86.
15. *Маршинцев В. К., Зольников Г. В., Никишов К. Н.* Карбонаты кимберлитов Сибирской платформы//Эндогенные карбонаты Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 18–35.
16. *Мельник Ю. М., Зинчук Н. Н., Харьков А. Д.* О морфологии кристаллов карбонатов кальция из кимберлитов Якутии//Минерал. сборник Львовского ун-та. 1983. № 38. Вып. 1. С. 106–109.
17. *Милашев В. А.* Вторичные изменения кимберлитов//Труды НИИГА. 1962. Т. 121. С. 165–185.
18. *Подвысоцкий В. Т.* Серпентин-карбонатная минерализация в кимберлитах//Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 2. С. 234–248.
19. *Ровша В. С., Футенгендлер С. И.* Пироаурит из кимберлитов Якутии//Зап. ВМО. 1963. Ч. 92. Вып. 3. С. 354–359.
20. *Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Таумасит в кимберлитах Якутии//Геология и геофизика. 1960. № 12. С. 116–118.
21. *Стешин В. А., Мацюк С. С., Зинчук Н. Н., Харьков А. Д.* Особенности люминесценции кварца из кимберлитовой трубки Удачная (Западная Якутия)//Минерал. сб. Львовск. ун-та. 1980. № 40. Вып. 2. С. 66–71.
22. *Харьков А. Д.* Брусит из кимберлитов Якутии//Геология и геофизика. 1961. № 8. С. 98–102.
23. *Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И.* Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
24. *Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Соболева С. В.* О типоморфности кристаллических структур слоистых силикатов//Состав и структура минералов как показатель генезиса. М.: Наука, 1978. С. 5–10.
25. *Шамшина Э. А.* Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 185 с.

Рукопис отримано 14.02.2014.

**М. М. Зінчук**, д-р геол.-мінерал. наук, проф., акад. АН РС(Я), голова Західноякутського наукового центру Академії наук Республіки Саха (Якутія), м. Мирний, [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru),  
**М. М. Зінчук**, науковий співробітник (Західноякутський науковий центр Академії наук Республіки Саха (Якутія)), м. Мирний, [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

### **ОСНОВНІ АСОЦІАЦІЇ ВТОРИННИХ МІНЕРАЛІВ У КІМБЕРЛІТАХ ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ**

*Проведене комплексне вивчення вторинних мінералів та їх основних асоціацій у кімберлітових породах показало, що існує коло невирішених проблем, пов'язаних з виявленням індивідуальних і загальних властивостей серпентинізації, карбонатизації та хлоритизації. Одним із засобів вирішення цих проблем є аналіз розвитку в основній масі кімберлітів серпентин-карбонатних асоціацій і таких індикаторних мінералів, як флогопіт і серпентин. Передумовою для вирішення цих завдань є значний фактичний матеріал, отриманий у результаті комплексного вивчення вторинних мінералів основної маси кімберлітів, і структурні особливості серпентинів і флогопітів. Статистичний аналіз розподілу в основній масі кімберлітів серпентин-карбонатних асоціацій, серпентинів і флогопітів з певними структурними характеристиками дасть можливість обґрунтовано порівнювати кімберлітові діатреми (передусім корінні алмазні родовища) різних древніх платформ світу.*

**Ключові слова:** кімберліти, асоціації вторинних мінералів, серпентинізація, карбонатизація, хлоритизація.

**N. N. Zinchuk**, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, prof., acad. West-Yakutia Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)  
**M. N. Zinchuk**, scientist West-Yakutia Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

### **BASIC ASSOCIATIONS OF SECONDARY MINERALS IN KIMBERLITES AND THEIR SIGNIFICANCE**

*Carried out complex investigation of secondary minerals and their basic associations in kimberlite rocks indicated that there exists a number of unsolved problems related with revelation of individual and general properties of serpentization, carbonatization and chloritization. Analysis of development of serpentine-carbonate associations and such indicator minerals as phlogopite and serpentine in the basic mass of kimberlites is one of the methods to solve these problems. Vast actual material received in the result of complex investigation of secondary minerals of the basic mass of kimberlites and structural specific features of serpentines and phlogopites serve as prerequisite for solving these tasks. Statistic analysis of distribution in the basic kimberlite mass of serpentine-carbonate associations, serpentines and phlogopites with definite structural characteristics will allow carrying out reasoned comparison of kimberlite diatremes (and in the first turn primary diamond deposits) of various ancient platforms of the world.*

**Keywords:** kimberlites, associations of secondary minerals, serpentization, carbonatization, chloritization.

**Н. Н. Зинчук**, д-р геол.-минерал. наук, проф., акад. АН РС (Я),  
председатель Западно-Якутского научного центра Академии наук  
Республики Саха (Якутия), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru,  
**М. Н. Зинчук**, научный сотрудник (Западно-Якутский научный центр  
Академии наук Республики Саха (Якутия)), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

## **ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КИМБЕРЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД ПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

*В результате проведённых исследований было выявлено, что величины удельного электрического сопротивления, плотностных и упругих свойств, магнитной восприимчивости и других петрофизических параметров перекрывающих, вмещающих терригенных пород венда и кимберлитов Золотицкого поля Восточно-Европейской платформы в диапазоне частот электромагнитного поля от постоянного тока до 40 МГц размещаются в достаточно широких предельных интервалах. В целом рудоносные кимберлитовые объекты и вмещающие их осадочные породы на уровне изученных верхних горизонтов достаточно контрастно дифференцируются по петрофизическим свойствам, позволяющим проводить поисковые работы на алмазы геолого-геофизическими методами разной модификации.*

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа, Золотицкое поле, кимберлиты, вмещающие и перекрывающие породы, петрофизические особенности.

Несмотря на то, что первые сведения о трубчатых телах ультраосновного состава на севере Восточно-Европейской платформы (ВЕП) появились в середине прошлого столетия, настоящие трубки взрыва кимберлитов были открыты здесь позже, только в 80-х годах [5–9]. Сначала они были открыты в Зимнебережном районе Архангельской алмазонасной провинции (ААП), расположенном в 100–140 км к северо-востоку от Архангельска и разделённом на пять полей: Золотицкое (трубки Ломоносовская, Пионерская, Карпинская-1 и Карпинская-2, Архангельская, Снегурочка, Поморская, Кольцовская, Первомайская и др.); Верхотинское (Волчья, Верхотинская, Осетинская, Майская и др.); Кепинское (Шочинская, Октябрьская и др.); Мельское (известен один силл);

Полтозерское (многочисленные трубки базальтоидов).

В строении осадочного чехла в пределах локализации трубок взрыва Зимнебережного района выделяются три структурных яруса [1, 2, 15–20]. Рифейский объединяет слабометаморфизованные отложения среднего и верхнего рифея мощностью до 2 км, вендский представлен толщей переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников общей мощностью 0,5–1,0 км, а к верхнепалеозойскому относятся карбонатные отложения среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми. Эти отложения образуют в центральной и восточной частях района пологую моноклиналь, мощность их увеличивается от 50 до 200 м в юго-восточном направлении. В основании яруса залегает пачка песчаников урзугской свиты

среднего карбона. Изучение ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках показало, что в регионе были развиты нижнепалеозойские (нижний кембрий – нижний ордовик) терригенно-карбонатные породы общей мощностью около 100 м [3, 4, 12].

По мнению ряда исследователей [4, 16, 17, 20], Зимнебережный кимберлитовый район – это область развития вулканических проявлений различного состава, но близкого морфологического типа, образующих единую пространственно-временную совокупность. Здесь известно более 40 кимберлитовых тел и более десятка трубок щелочных базальтоидов. Отмечено снижение алмазности магматитов в направлении с запада на восток. Кимберлитовые трубки западной зоны содержат мало индикаторных минералов, причём и количество пикроильменита в них исключительно мало. Среди кимберлитовых пород восточной зоны встречаются отдельные разности с высоким содержанием пикроильменита. В таких породах обычно повышено и содержание пиропов, среди которых возрастает роль низкохромистой разности оранжево-красного цвета. В пределах восточной зоны резко преобладают трубки взрыва пикритов и мелилитов, большинство из которых группируется в пределах восточного фланга зоны. Самое крайнее положение на востоке занимают трубки взрыва базальтовых брекчий. Если при этом учесть, что на северном и южном флангах западной зоны располагаются трубки взрыва пикритов, то наблюдается своеобразная зональность, близкая к концентрической. Возраст кимберлитового и родственного ему вулканизма связан [5, 16, 17, 20] с фазой раннегерцинской тектонической активизации, проявившейся в девоне-карбоне ( $D_2-C$ ).

Кимберлитовые породы ААП характеризуются следующими основными признаками [1, 2, 18–20]:

а) резко преобладающей формой тел является трубчатая, повышено количество силлов; дайки встречаются исключительно редко;

б) среди трубчатых тел главную роль играют изометрические и слабоудлинённые, резко доминируют трубки средних размеров, отмечаются весьма крупные тела; мелких и очень мелких трубок мало. У многих трубок сохранился четко выраженный растроб с относительно пологими контактами, переходящий в вертикальный канал цилиндрической или вытянутой (линзовидной) формы;

в) характерно однотипное внутреннее строение трубок;

г) незначительный и близкий состав первичных минералов;

д) повышенное содержание в трубках ксеногенного материала;

е) характерен близкий и специфический петрохимический состав кимберлитов с преобладанием кремнезема;

ё) незначительное содержание глубоинных ксенолитов, среди которых преобладают средне- и малоглубинные ксенолиты верхней мантии;

ж) специфическая вторичная минерализация кимберлитов, отличающая их от однотипных пород других древних платформ;

з) низкая магнитная восприимчивость пород;

и) незначительный эрозионный срез диаметром.

Алмазоносные кимберлитовые трубки Золотицкого поля линейно расположены в зоне глубинного разлома субмеридионального направления с нарушениями северо-восточной и субширотной ориентировки. Расстояния между трубками колеблется от 100 м до 2,5 км. В магнитном поле алмазоносные кимберлитовые трубки выражены слабоконтрастными аномалиями интенсивностью до 50–60 нТл. Магнитная восприимчивость кимберлитовых брекчий находится в пределах  $(7,6-490) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, а мелилитовых красно-бурых брекчий достигает значений  $(250-3100) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Внедрение кимберлитовых трубок сквозь слаболитифицированные породы венда сопровождается повышенной трещиноватостью в околотрубочной среде, зонами интенсивного дробления мощностью 20–50 м, задирами пластов с амплитудой до

15–20 м, которые прослеживаются на 40–50 м от контакта, а также мульдами проседания в верхних частях вендских толщ [10–13]. По данным измерений петрофизических параметров образца, выполненных нами совместно с А. Т. Бондаренко, исследованиями прослежены изменения значений физических характеристик во вмещающих породах в ближайшем пространстве трубок Карпинская, Пионерская и на значительном удалении от них. В лабораторных условиях были проведены измерения удельного электрического сопротивления  $\rho$ , относительной диэлектрической проницаемости  $\epsilon/\epsilon_0$  и коэффициента поглощения распространяющихся в горном массиве радиоволн  $\kappa$  в диапазоне частот электромагнитного поля от постоянного тока до 35 МГц, а также магнитной восприимчивости  $\chi$ , плотности  $\sigma$ , эффективной пористости  $n_{\text{эф}}$  и влажности  $W$  на предельно водонасыщенных пластинчатых образцах кимберлитов и вмещающих их горных пород. В полевых условиях измерения  $r$  выполнялись экспресс-методом на естественно-влажных ядрах буровых скважин изучаемых алмазоносных участков. Более детальное описание применяемой методики проведено нами в более ранних работах [3, 12, 13].

Наиболее детально нами комплексно изучены кимберлитовые породы трубки *Пионерская*, что можно перенести и на другие диатремы региона. Диатрема Пионерская, являющаяся самой большой из промышленных трубок Золотицкого поля (её размер составляет 1080×560 м, площадь 35 га), находится в среднем течении р. Золотица, в 500 м от её русла. Для трубки характерен четко выраженный раструб, прослеживающийся в южной части до глубины 260 м, а в северной – 150 м. Раструб трубки перекрыт толщей пород урзугской свиты, кварцевыми рыхлыми песчаниками, песком оранжевого цвета, содержащими прослой карбонатных пород, и карбонатными породами олмуcho-окуневской свиты среднего карбона. Мощность каменноугольных образований составляет 30–40 м. Над ними залега-

ют четвертичные отложений мощностью 30–45 м. В пределах данной трубки вмещающая толща снизу вверх представлена породами усть-пинежской, мезенской и падуноской свит вендского бассейна с горизонтальным залеганием слоёв. Общая мощность усть-пинежских отложений пока не установлена. Толща мезенских осадков составляет 200–210 м, падуноских – 180 м. По результатам геологической документации кернов скважин, пробуренных в 100–150 м на западе и востоке трубки по центральному профилю, и данным геофизического каротажа граница между усть-пинежской (редкинский горизонт) и мезенской (котлинский горизонт) свитами установлена на глубине 438–441 м, а между мезенской и падуноской свитами (котлинский горизонт) – на глубине 233–237 м. Зона перехода от мезенской свиты к падуноской была отмечена по резкому изменению величин удельного электрического сопротивления, измеренного на естественно-влажных ядрах скважин. В зоне перехода наблюдается достаточно выраженное повышенное электросопротивление терригенных пород падуноской свиты (35–60 Ом·м) по сравнению с мезенской свитой (18–30 Ом·м). На глубине 410 м и глубже по рассматриваемому разрезу регистрируется также по достаточно резкому увеличению электрического сопротивления с 28 до 44–110 Ом·м. На этой глубине повышение величин электросопротивления пород мезенской свиты связано [12, 13] с переходом от обводненной зоны, насыщенной проводящими пластовыми (морскими напорными) водами, к слабообводнённой. Следует также отметить, что по данным измерения значений  $\rho$  на керне на глубине порядка 435 м наблюдается резкое изменение значений  $\rho$  с 44–90 до 16–24 Ом·м. Отмеченная глубина, по-видимому, соответствует верхней границе усть-пенежской свиты (редкинский горизонт), что позволяет утверждать о возможности использования значений  $\rho$  для выделения литолого-возрастных границ вендских отложений в изучаемом регионе.

По данным экспрессных измерений на естественно-влажных кернах кимберлитов и вмещающих их пород непосредственно на разбуриваемых поисковых и разведочных скважинах впервые было установлено распределение значений удельного электрического сопротивления в кимберлитовых трубках Пионерская, Карпинская-2, Архангельская и вмещающих породах до глубины порядка 450–600 м [3, 12–13]. Так, по профилю диаграммы Пионерская с глубиной отчётливо прослеживается контрастная дифференциация по значениям электросопротивления между вмещающими породами падунской свиты и кимберлитовыми образованиями. На глубинах порядка 220–240 м при переходе к мезенской свите этого не наблюдается. Выявленная дифференциация по значениям электросопротивления между кимберлитами и вмещающими их породами, в пределах экономически рентабельных глубин поисков порядка до 250 м, имеет важное значение при интерпретации данных наземных, скважинных и аэроаэрозондированных электромагнитных (в том числе и скважинных радиоволновых) методов при поисках и разведке кимберлитовых тел [13]. При этом важно отметить, что резкое снижение электрического сопротивления комплекса пород падунской свиты от 120–380 до 15–60 Ом·м мезенской свиты обусловлено насыщенностью высокопроводящими пластовыми водами. Подчеркнём, что среднее значение электросопротивления автолитовых кимберлитовых брекчий в интервале глубин мезенской свиты в основном выше, чем вмещающих пород. Следовательно, проводящие растворы не проникают в автолитовые брекчии жерлового столба трубки ввиду их высокой вязкости и слабой проницаемости за счёт высокосополимеризованного глинистого вещества. Достаточно высокое  $\rho$  (30–42 Ом·м) кимберлитов трубки Пионерская наблюдается на глубинах более 400 м, что отмечено, например, в трубке Архангельская ( $\rho=30\text{--}50$  Ом·м) на глубине примерно

600 м. В целом методами электромагнитного зондирования различной модификации на глубинах порядка 200 м на площадях Золотицкого кимберлитового поля во вмещающих породах верхнего палеозоя обнаружено резкое понижение значений электрического сопротивления – от 100–300 м до 10–30 Ом·м. Ниже этого уровня глубин дифференциация кимберлитов и вмещающих их пород практически исчезает, что подтверждается результатами измерений на естественно-влажных кернах из разведочных и поисковых скважин, пробуренных на трубке Пионерская.

Высокие содержания  $\text{SiO}_2$  и низкие –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и щелочей натрия и калия в преобладающих типах пород золотицких слоёв падунской свиты серовато-вишневых песчаников мощностью до 195 м определяют высокие значения электрического сопротивления (100–300 Ом·м). Песчаные породы мельницких слоёв мезенской свиты, содержащие в петрохимическом составе больше электропроводных щелочных оксидов ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и меньше  $\text{SiO}_2$ , характеризуются значительно более низкими значениями электросопротивления (20–60 Ом·м) по сравнению с песчаниками падунской свиты. Однако нельзя исключать, что в естественных условиях уровень значений рассматриваемых пород в основном будет определяться содержанием в них поровых пластовых вод той или иной минерализации. На электрическое сопротивление пород большое влияние оказывает и минеральный состав глинистой составляющей. Последняя из вмещающих пород золотицких слоёв преимущественно представлена каолинит-гидрослюдистой ассоциацией, а породы мельницких слоёв – хлоритом, гидрослюдистой и монтмориллонитом (до 30 %). Первая ассоциация повышает значения электросопротивления пород, а присутствие второй – понижает.

По результатам комплексного изучения электрических свойств кимберлитов

и вмещающих их пород Золотицкого поля по латерали построен [12, 13] литолого-петроэлектрический профиль (восток-запад), который прошел по центральной части трубки Пионерская, и пород падунской свиты на уровне глубин эффективного поиска алмазных месторождений (100–150 м). На этом профиле видна отчетливая и достаточно контрастная дифференциация кимберлитов и вмещающих их пород по параметрам электросопротивления на постоянном токе. Аналогичная дифференциация установлена также и по вертикали в пространстве изучаемой трубки. Отмечено также хорошее совпадение данных, полученных по каротажу скважины с результатами измерений на керне, что обусловлено достаточно однородным составом вмещающей среды. Последнее свидетельствует о надежности и достоверности применяемых, дополняющих друг друга методик изучения петроэлектрических характеристик вмещающей среды. Интенсивное уменьшение значений  $\rho$  на глубинах 160–170 м, вызванное засолонением поступающими ранее солеными пластовыми водами, обусловлено условиями рельефа. Из вышеуказанного следует, что высокое электрическое сопротивление пород падунской свиты (80–380 Ом·м и больше) наблюдается до глубины 208 м, где происходит переход к породам мезенской свиты, сопровождающийся скачкообразным уменьшением электросопротивления до значений 40–60 Ом·м. Смена пород падунской свиты на породы мезенской устанавливается как по измерениям на керне, так и по каротажным данным.

Трубка *Архангельская*, расположенная на расстоянии от трубки Карпинская-1, представляет интерес для изучения петрофизических свойств пород, поскольку в её строении отчетливо выражен слабоэродированный кратер, выполненный осадочно-вулканогенными образованиями [12, 13]. Она имеет почти округлую форму, размер 615×515 м, прорывает терригенные отложения венда, перекрывается песками и песчаниками урзугской сви-

ты среднего карбона мощностью 5–10 м, а также четвертичными отложениями. В верхней части трубки до глубины примерно 116 м закартирован кратер, выполненный осадочно-вулканогенными и туфогенными породами, разделёнными [1, 2, 6, 13] на три пачки. Верхняя из них (до 50–70 м) сложена красновато-вишневыми разноморфными песчаниками с прослоями алевролитов и осадочных брекчий. Обломочная часть песчаников сложена кварцем, полевыми шпатами и отдельными включениями красноцветных алевролитов, аргиллитов, сцементированных железисто-глинистым тонкозернистым веществом. Средняя туфогенная пачка (до 90–100 м) состоит из зеленовато-желтых брекчиевых пород, обломочная часть (70–80 %) которых выполнена псевдоморфозами по оливину, зернами кварца и обломками вмещающих пород. В зависимости от количественного содержания обломочных фрагментов в пределах пачки выделяются туфы, туффиты и туфопесчаники. Нижняя пачка вулканогенно-осадочной толщи (40–50 м) представлена массивными светло-коричневыми, фиолетово-розовыми среднезернистыми кварцевыми песчаниками (зерен кварца 90–95 %, обломков пород венда 5 %, незначительная примесь темноцветной слюды) на глинисто-карбонатном цементе. Автолитовая кимберлитовая брекчия зеленовато-серой окраски (глубины 400–600 м) с резкими границами залегает непосредственно под третьей пачкой кратерных толщ. Брекчии представлены светлыми, зеленовато-голубыми или зеленовато-серыми псевдоморфозами по оливину, обломками красноватых и зеленоватых алевролитов и аргиллитов. Цемент представлен зеленовато-серым глинистым материалом. В самых верхних частях диаметры обломочная часть брекчии состоит из псевдоморфоз мелкочешуйчатого сапонита по оливину (70–80 %), автолитов (10 %), обломков осадочных пород (5 %) и редких зерен (2–3 %). Цементом служит агрегат сапонита с тонкорассеянным рудным минералом.

В полевых условиях при экспресс-изучении на естественно-влажных кернах были измерены значения электрического сопротивления кимберлитов на постоянном токе по скважинам, которые пересекали кратерную туфогенную толщу и жерловую автолитовую брекчию до глубины более 600 м. Перекрывающие породы урзугской свиты и вулканогенно-осадочные толщи выделяются высокими значениями электрического сопротивления, достигающими 60–600 Ом·м. Верхняя и нижняя пачки, сложенные в основном песками и песчаниками (в том числе массивными среднезернистыми их разностями), характеризуются примерно одинаковыми значениями электрического сопротивления (150–500 Ом·м). Средняя пачка пестроцветных туфовых образований, в составе которых в основном преобладают псевдоморфозы по оливину, характеризуется самыми низкими величинами электросопротивления, равными 38–80 Ом·м. При переходе от вулканогенно-осадочной толщи к породам жерла кимберлитовой автолитовой брекчи происходит резкий спад электросопротивления от 600 до 20–33 Ом·м. Затем на глубине 180–270 м в зеленых с коричневатым оттенком трещиноватых массивных брекчиях в отдельных случаях электрическое сопротивление понижается до значений 8–10 Ом·м. На глубинах, превышающих 300 м, значения электросопротивления повышаются до 25–30 Ом·м и прослеживаются до глубины 530 м. В интервале от 530 до 600 м встретилась пачка трещиноватых кимберлитовых брекчий, электросопротивление которых понизилось до 18 Ом·м. Затем на глубине, превышающей 600 м, в голубой массивной и вязкой, с большим трудом отбивающейся геологическим молотком, автолитовой брекчи значения электрического сопротивления составили в среднем 40 Ом·м.

Трубка *Карпинская-2* (размером 900×250 м, площадью 13,3 га), расположенная в верхнем течении р. Светлая, в отличие от трубки Карпинская-1, характеризуется отсутствием кратера и кратер-

ных образований. Поэтому на уровне среза поверхности трубки, непосредственно под четвертичными отложениями, обнажаются породы первой фазы – ксенотуфобрекчи и второй – автолитовой брекчи. Автолитовые кимберлитовые брекчи представлены зелеными и красными разновидностями. Цветовая окраска пород зависит от степени окисления железа. Зелёные брекчи расположены в центре трубки, а красные окаймляют их. Иногда зеленая автолитовая брекчия меняется однотипной породой голубоватого оттенка. Присутствие в минеральном составе автолитовой брекчи кальцита в виде разноориентированных гнезд, нитевидных жил и тонких (1–3 мм) плоских пластинчатых образований резко повышает электрическое сопротивление кимберлитов до значения 180 Ом·м, что в целом характерно для кимберлитов Золотицкого поля.

Трубка *Поморская* (размером 370×246 м), имеющая форму овала, вытянутого в меридиальном направлении, перекрыта песчаниками урзугской свиты среднего карбона и четвертичными отложениями, суммарная мощность которых 37–50 м. Вмещающие породы представлены (сверху вниз) переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов редкинского (сверху) и котлинского (внизу) горизонтов венда. В приконтактной зоне вмещающие породы превращены в брекчи, мощность которых в южной и северной частях тела достигает 8–10 м. Брекчирование вмещающих пород сопровождается трещиноватостью, окварцеванием, образованием по ней окисленных сульфидов, прожилков кальцита, зеркал скольжения. Верхние горизонты трубки сложены ксенолито- и туфобрекчиями, различающимися между собой количеством осадочных пород (до 50 и более 50 % соответственно). Ниже по разрезу они сменяются автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, сложенными в основном автолитами кимберлита (от первых миллиметров до 12 см), псевдоморфозами сапонита и обломками вмещающих пород. Количество псевдоморфоз по оливину I группы составляет 5–35 %,

а II группы – 5–20 % от объёма породы [12, 13]. Анализ значений изученных параметров плотности, эффективной пористости, водонасыщенности, магнитной восприимчивости, удельного электрического сопротивления, диэлектрической проницаемости и коэффициента поглощения энергии радиоволн (в диапазоне электромагнитных частот от постоянного тока и до 1,5 МГц) кимберлитовых образований и вмещающих их осадочных пород венда показывает отчётливую дифференциацию этих образований по значениям петрофизических параметров. Из вышеуказанного следует, что полученные петроэлектрические параметры кимберлитов и вмещающих пород являются основой, на которой планируются прогнозно-поисковые работы наземными и скважинными электроразведочными методами различной модификации.

Анализируя аналитические материалы, можно отметить зависимость величины параметров  $\rho$ ,  $\epsilon/\epsilon_0$  и  $\kappa$  вмещающих пород и кимберлитов трубок Поморская и Ломоносовская от частоты электрического поля в диапазоне от постоянного тока до 40 МГц. В этом диапазоне частот электрическое сопротивление песчаников из вмещающих трубки толщ уменьшается от 580 до 20 Ом·м. Сильную зависимость испытывают также значения диэлектрической проницаемости и коэффициента поглощения энергии радиоволн в горном массиве. Существенная зависимость электрических параметров от частоты электрического поля вмещающих пород и кимберлитов также должна учитываться при поисках коренных месторождений алмазов методами, использующими этот диапазон частот электромагнитного поля.

В процессе исследований нами [3, 12, 13] было обнаружено довольно отчетливое изменение физических свойств песчаников относительно кимберлитовых трубок Светлореченского участка. Так, по нашим измерениям наблюдается значительное увеличение объёмной плотности от 2,01–2,07 г/см<sup>3</sup> для пород, находящихся на отдалении от кимберлитовой трубки в 20 км, до 2,17–2,27 г/см<sup>3</sup> для пород пере-

ходной зоны, 2,20–2,49 г/см<sup>3</sup> – для изменённых пород приконтактных участков и до 2,34–2,50 г/см<sup>3</sup> для пород, лежащих на контакте с кимберлитовой трубкой. Такое же изменение испытывают и значения эффективной пористости, водонасыщенности и в широком диапазоне электромагнитных частот удельного электрического сопротивления. Изменение электрического сопротивления вмещающих пород установлено в ближайшем пространстве трубки Пионерская. Аналогичное изменение физических свойств в околотрубном пространстве нами [11–13] обнаружено и на коренных месторождениях алмазов Сибирской платформы. Так, в пространстве трубки Амакинская Малоботуобинского алмазоносного района значения удельного электрического сопротивления мерзлых терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя находятся в пределах 800–2600 Ом·м. С удалением от трубки и Западного регионального разлома значения электросопротивлений кимберлитовмещающих пород понижаются до 500–860 Ом·м. Латеральное изменение электросопротивления и других петрофизических параметров наблюдается также и по профилям, пересекающим региональные разломы в пространстве Мирнинского кимберлитового поля Сибирской платформы.

Экспрессными измерениями на естественно-влажном керне в период бурения скважины, расположенной на восточном борту трубки Пионерская, обнаружено изменение значений  $\rho$  кимберлита с глубиной и термодинамическое воздействие кимберлитовой интрузии на электрические характеристики вмещающих их пород. Рассматриваемая скважина вышла во вмещающие породы падунской свиты на глубине 192–193 м, где наблюдается повышение величин электрического сопротивления с 44 до 220 Ом·м. В то же время на уровне этих же глубин в скважине, пробуренной на этом же профиле за пределами кимберлитовой трубки, значения  $\rho$  вмещающих горных пород падунской свиты находятся в пределах 45–60 Ом·м. Глубина

забой этой скважины на кимберлитовом теле, составляющая 236 м, соответствует границе между высокоомными породами падуноской и проводящими образованиями мезенской свит. Однако на этой глубине резкого перехода по значениям электрического сопротивления между упомянутыми свитами не отмечено, что свидетельствует об отсутствии на этом уровне глубин описываемого участка высокопроводящих поровых и межпластовых вод. В интервале глубин порядка 203–236 м измерения электрического сопротивления вмещающих пород выполнены вдоль напластования под углом к оси керна ( $<70-80$ ), поэтому они примерно в 2,7 раза ниже по сравнению с породами вышележащего горизонта, что соответствует среднему значению коэффициента анизотропии электрического сопротивления для анизотропных пород падуноской свиты.

В результате проведённых исследований было выявлено, что величины удельного электрического сопротивления перекрывающих, вмещающих терригенных пород венда и кимберлитов Золотицкого поля в диапазоне частот электромагнитного поля от постоянного тока до 40 МГц размещаются в достаточно широких предельных интервалах. Электросопротивление на постоянном токе вмещающих пород падуноской свиты, представленных в основном кварцевыми песчаниками, находится в пределах 80–300 Ом·м. Осадочные породы мезенской и усть-пинежской свит, лежащие ниже падуноской толщи, характеризуются значительно более низкими значениями электрического сопротивления (9–30 Ом·м). Естественно-влажные отсортированные (практически без пелитового компонента) мощные залежи песков, вскрытые на западе за пределами трубки Пионерская, и в центре самой трубки белые пески, окрашенные и глинистые, имеют значения электросопротивления соответственно 1400–1800, 600–830, 340–530 Ом·м. Значения электросопротивления водных флюидов, насыщающих четвертичные отложения, и талых поверхностных вод составляют 40–60 и

140–180 Ом·м, а электросопротивление воды, фонтанирующей из гидрогеологической скважины на трубке Пионерская с глубины 100 м, – 43–60 Ом·м. Это практически пресные воды с минерализацией 0,1–1,0 г/л [1]. Следовательно, высокоминерализованные пластовые воды в падуноскую свиту на уровне глубины до 230 м в диатрему не проникают. Тем не менее не исключается проникновение электропроводящих водных флюидов в падуноскую свиту на локальных участках по разломным нарушенным зонам. В результате проведённых исследований выявлены широкие колебания петрофизических параметров кимберлитов, магматических эффузивных и интрузивных, осадочных и метаморфических образований северной части Восточно-Европейской платформы. Так, *магнитная восприимчивость* четвертичных отложений на различных глубинах колеблется от единиц до  $400 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, в среднем она изменяется от 4,7 до  $40 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Для прослоев глин и песков, обогащённых магнетитом, самородным железом, железистыми оксидами, магнитная восприимчивость достигает значений  $(800-1000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ и больше. Палеозойские отложения, перекрывающие кимберлитовые трубки и вмещающие их вендские образования, практически немагнитные. Их значения  $\chi$  колеблются в пределах  $(0-160) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. В отдельных горизонтах песчаников и конгломератов урзугской свиты среднего карбона, обогащённых хромшпинелидами и самородным железом, магнитная восприимчивость достигает предельных значений –  $(180-3200) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Осадочные породы венда слабомагнитные, их предельные величины магнитной восприимчивости составляют  $(2-80) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Более высокие значения  $\chi$  наблюдаются в маломощных прослоях аргиллитов и алевролитов падуноского и котлинского горизонтов –  $(40-400) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Регистрируются также относительно высокие значения  $\chi$  в слоях пород, слагающих отдельные горизонты и свиты вендского комплекса – (40–

68) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. В аргиллитах мельских слоёв венда на контактах с кимберлитом  $\chi$  возрастает до (60–150) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ, составляя в среднем (50–70) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Породы, слагающие пластовые тела кимберлитовых образований в районе р. Мела, достигают весьма высоких значений  $\chi$ , равных (2500–3000) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ; среднее их значение составляет (950–1000) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Магнитная восприимчивость кимберлитовых пород Золотицкого поля колеблется в очень широких интервалах, составляющих (7–490) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. При этом наиболее высокими значениями  $\chi$  характеризуются туфовые и туфобрекчиевые образования, значительно меньшими – автолитовые брекчии. Магматические породы, выполняющие трубчатые тела Онежского полуострова, имеют значения магнитной восприимчивости до 2000 $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ, ксенотуфобрекчии – до 11000 $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ, при среднем значении  $\chi$  данного района составляет (130–1500) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. В целом магнитное поле Онежского региона характеризуется сложным строением. Пески из туфогенных и туфоосадочных пород характеризуются значениями магнитной восприимчивости от 1500 до 3600 ед. СИ, базальты и долериты – 600–6250 ед. СИ, при средних значениях – (3140–3400) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

База данных *электрических свойств* параметров вмещающих геологических сред и рудных объектов является основой, на которой строится весь комплекс геолого-геофизических поисковых и разведочных работ, использующий электроразведочные методы, работающие в широком диапазоне электромагнитных частот. Четвертичные отложения, сложенные морскими, ледниковыми, аллювиальными речными и биогенными образованиями, отличаются пестрым литологическим составом, что нашло отражение в широком диапазоне изменений электрического сопротивления. Так, значение удельного электрического сопротивления на постоянном токе для глин различного состава Золотицкого поля составляют 20–

40 Ом $\cdot$ м, темно-коричневого цвета песка на глубинах 1–20 м – 60–110 Ом $\cdot$ м, песка с галькой – 110–130 Ом $\cdot$ м, гравелита с примесью глины и песка – 180–390 Ом $\cdot$ м, отсортированных песков из обнажений – 1400–1800 Ом $\cdot$ м, а глинистых песков – 340–500 Ом $\cdot$ м. Среди палеозойских отложений региона наиболее высокими значениями  $\rho$  характеризуются породы пермского возраста, представленные гипсом и ангидритом – 500–1600 Ом $\cdot$ м, карбонатные породы перми-карбона – 700–1200 Ом $\cdot$ м (в отдельных случаях они достигают 1700–1800 Ом $\cdot$ м), аргиллиты и алевролиты среднего карбона урзугской свиты – 120–160 Ом $\cdot$ м, песчаники – 60–600 Ом $\cdot$ м.

Значения удельного электрического сопротивления пород венда падуновской свиты, вмещающих кимберлиты на уровне глубин до 230 м, находятся в пределах 50–500 Ом $\cdot$ м (средняя величина составляет 120–200 Ом $\cdot$ м). Следует отметить, что на этих глубинах наблюдается контрастная дифференциация по электрическим параметрам между кимберлитами и вмещающими их породами, позволяющая применять электроразведочные методы при поисках трубок взрыва. Вмещающие породы венда мезенской и усть-пинежской свит, залегающие ниже падуновской свиты, характеризуются весьма низкими значениями электрического сопротивления – 12–48 Ом $\cdot$ м. Для высокоглинистых, пелитоморфных образований сюземских плейв, обогащенных сапонитом,  $\rho_o$  имеет значение только 12–23 Ом $\cdot$ м. Высокая электропроводность терригенных пород нижней части венда объясняется высокой их засоленностью минерализованными пластовыми водами хлорид-натриевого состава, а также высоким содержанием в них глинистой фракции, в которой доминируют гидроксиды железа и монтмориллонит. Уровень электрического сопротивления пород также зависит от пористости и водонасыщенности [2, 10, 13]. Рифейский комплекс пород, залегающий на кристаллическом фундаменте (базальты, долериты и др.), имеет высокие значения удельного электрического сопротивления, достигающие 2250–3000 Ом $\cdot$ м. Самые вы-

сокие величины электрического сопротивления на постоянном токе в регионе характерны для пород фундамента (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, габбро-амфиболиты и др.), они находятся в пределах 3 500–30 000 Ом·м.

Кимберлитовые образования Золотицкого поля, в зависимости от степени вторичных изменений, содержания ксенолитов вмещающих пород, карбонатизации, сапонитизации, окварцевания, состава цементирующего вещества, структуры, характеризуются электрическими параметрами, находящимися в широких предельных интервалах. Сильноизмененные с глинисто-железистым цементом кимберлиты первой фазы внедрения диатремы Карпинская, по измерениям на керне, обладают весьма низкими значениями удельного электрического сопротивления на постоянном токе – 2–18 Ом·м. Автолитовые брекчии второй фазы имеют значения электрического сопротивления, равные 8–30 Ом·м и больше, карбонатизированные зеленовато-голубые автолитовые брекчии – 45–95 Ом·м, интенсивно карбонатизированные (кальцита до 45 % объема породы) – 95–180 Ом·м. Автолитовые брекчии зеленого и красного цвета, красно-бурые и темно-зеленые туфобрекчии с серпентиновым цементом трубки Пионерская обладают значениями  $\rho$  от 5 до 95 Ом·м, а мелилитовые красно-бурые брекчии Ненокского рудного поля находятся в пределах 3–50 Ом·м при среднем значении 13 Ом·м. Из приведенного выше следует, что при наличии широкого разброса значений удельного электрического сопротивления в верхних горизонтах трубок наблюдается достаточно отчетливая дифференциация по этому параметру между кимберлитовыми образованиями и вмещающими их осадочными породами венда до глубины примерно 230 м. Однако в тех случаях, когда кимберлиты претерпели постмагматические изменения и интенсивную карбонатную минерализацию (в интервале примерно 100 м), отмеченной дифференциации почти не наблюдается. Следовательно, в таких случаях поиски кимберлитовых трубок скважинными электромагнитными

методами должны проводиться в слабокарбонатизированных породах.

*Плотностные и упругие свойства пород* существенно изменяются в зависимости от литологических особенностей образований. Так, величины плотности песчано-гравийно-галечниковых отложений колеблются в пределах 1,6–1,86 г/см<sup>3</sup>. Присутствие в них карбонатного материала повышает плотность до 2,46–2,48 г/см<sup>3</sup>. Пластовые скорости ( $V_n$ ) названных пород изменяются от 200–300 м/с, а для хорошо сцементированных разностей они достигают 1000 м/с. Наиболее плотными являются карбонатные породы урзугской свиты, перекрывающие кимберлитовые трубки и вмещающие их вендские осадки. Для перекрывающих и вмещающих пород плотность, пористость, водонасыщенность колеблются соответственно в интервалах: 2,25–2,76 г/см<sup>3</sup>, 2–16 и 4,38 %, а  $V_n$  достигают предельных значений 1000–2960 м/с. Пластовая скорость пропластков ангидритов, значения плотности которых изменяется в пределах 2,68–3,11 г/см<sup>3</sup>, достигает 2000–2800 м/с и больше. Пластовые тела в районе р. Мелы обладают плотностью, изменяющейся в пределах 2,22–2,80 г/см<sup>3</sup>, трубчатые – 1,92–2,80, в среднем составляют – 2,30 г/см<sup>3</sup>, а их пористость, водонасыщенность составляют 8–40; 5–25 %. Пластовые скорости этих пород варьируют от 650 до 4000 м/с, а  $V_n$  пород их трубок Онежского полуострова – от 300 до 5000 м/с. Интрузивные тела выделяются повышенной плотностью, равной 2,66–2,80 г/см<sup>3</sup>, а эффузивные осадочные породы характеризуются широкими вариациями величин этого параметра (1,90–2,89 г/см<sup>3</sup>). Рифейские туфы, песчаники, базальты, долериты имеют плотность в интервалах значений 2,66–2,88 г/см<sup>3</sup>, а их пластовая скорость высокая – 3500–5600 м/с.

Анализируя в целом полученные петрофизические материалы месторождений алмазов северной части Восточно-Европейской платформы, можно утверждать, что рудоносные кимберлитовые объекты и вмещающие их осадочные породы на уровне верхних горизонтов падунской сви-

ты достаточно контрастно дифференцируются по петрофизическим свойствам, позволяющим проводить поисковые работы геолого-геофизическими методами различной модификации. Установлена четкая дифференциация кимберлитовых пород по абсолютным значениям удельного электрического сопротивления, обусловленная минеральным составом и типом цемента пород, что необходимо учитывать при интерпретации результатов электрозведочных методов. Экспрессными измерениями на естественно-влажном керне и образцах выявлено околотрубочное изменение электрического сопротивления и других петрофизических характеристик песчаников венда вблизи и на контакте кимберлитовых трубок Карпинская и Пионерская, что может служить дополнительным поисковым критерием. Высокая электропроводность кимберлитов Золотицкого поля обусловлена микрокристаллическим сапонитовым веществом, образовавшимся в результате полной метасоматической переработки ультраосновных магматических образований, а присутствующее в регионе на уровне глубин 220–400 м высокоминерализованные пластовые воды в жерловое пространство кимберлитовых трубок не проникают и не оказывают влияние на их проводимость. В отличие от этого, осадочные горные породы венда являются анизотропными геологическими средами и характеризуются высокими значениями коэффициента анизотропии удельного электрического сопротивления, что должно учитываться и использоваться при поисках коренных кимберлитовых образований электромагнитными методами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богатилов О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Наука, 2000. 524 с.
2. Богатилов О. А., Кононова В. А., Первов В. А. и др. Перспективы алмазоносности платформенных магматических комплексов Восточно-Европейской платформы по результатам петролого-геохимического анализа// Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. С. 356–360.
3. Бондаренко А. Т. Физические свойства кимберлитов и вмещающих их осадочных пород Зимнебережного алмазоносного поля// Руды и металлы. 1995. № 3. С. 90–96.
4. Бурмистров А. А., Гаранин К. Н., Старостин В. И., Южаков Л. С. Сравнительный анализ петрофизических параметров порфировых кимберлитов трубок имени В. Гриба (Архангельская область) и Айхал (Якутия)// Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. С. 762–772.
5. Ваганов В. И., Голубев Ю. К. Перспективы алмазоносности европейской части России// Мин. ресурсы России. 1997. № 4. С. 56–69.
6. Вержак В. В., Минченко Г. В., Ларченко В. А., Сотников В. И. Специфика поисков месторождений алмазов в Архангельской провинции, проблемы их научного обеспечения// Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решение. Мирный: Изд-во Мирнинской типографии, 2003. С. 34–42.
7. Гриб В. П., Станковский А. Ф., Веричев Е. М. и др. Первая находка среднекарбонной эруптивной брекчи на севере Русской платформы// Труды ЦНИГРИ. 1981. Вып. 15. С. 112–113.
8. Жердев П. Ю., Левин В. И., Кисель С. И., Колодько А. А. О некоторых типоморфных особенностях и распределении группы глинистых минералов в породах древних вулканических аппаратов Юго-Восточного Беломорья// Геология и полезные ископаемые севера Русской платформы. М.: Наука, 1987. С. 122–136.
9. Жердев П. Ю., Колодько А. А., Кисель С. И. и др. Состав и распределение минералов группы серпентинов, смектитов в вулканогенных породах некоторых трубчатых тел Восточно-Европейской платформы// Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск: Наука, 1989. С. 153–164.
10. Зинчук Н. Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ// Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 99–109.
11. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
12. Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т. Физические свойства кимберлитов и вмещающих пород Архангельской алмазоносной провинции// Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. С. 237–262.

13. Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т., Гарат М. Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: Недра, 2002. 695 с.

14. Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Мельник Ю. М., Мовчан Н. П. Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1987. 282 с.

15. Махоткин И. Л., Жердев П. Ю. Некоторые данные по составу щелочно-ультраосновных пород трубок взрыва Архангельской области//Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 4. С. 484–489.

16. Саблуков С. М. Новые данные о поверхностных формах проявления кимберлитового вулканизма//Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 5. С. 1223–1226.

17. Саблуков С. М. Некоторые особенности внутреннего строения кимберлитовых

трубок//Труды ЦНИГРИ. Вып. 218. 1987. С. 37–41.

18. Сеницын А. В., Дауев Ю. М., Гриб В. П. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции//Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 74–83.

19. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Гриб В. П. и др. Особенности состава и условия образования глубинных минералов в трубках взрыва Онежского полуострова и кимберлитах Зимнего Берега Архангельской области//Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 84–93.

20. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

Рукопис отримано 14.02.2014.

**М. М. Зінчук**, *д-р геол.-мінерал. наук, проф., акад. АН РС(Я), голова Західноякутського наукового центру Академії наук Республіки Саха (Якутія), м. Мирний, nnzinchuk@rambler.ru*  
**М. М. Зінчук**, *науковий співробітник (Західноякутський науковий центр Академії наук Республіки Саха (Якутія)), м. Мирний, nnzinchuk@rambler.ru*

#### **ПЕТРОФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ КІМБЕРЛІТІВ І ВМІЩУЮЧИХ ЇХ ПОРІД ПЕРСПЕКТИВНИХ ТЕРИТОРІЙ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ**

У результаті проведених досліджень було виявлено, що величини питомого електричного опору, щільності та пружності, магнітної сприйнятливості й інших петрофізичних параметрів перекриваючих, вмисних теригенних порід венду й кимберлітів Золотицького поля Східноєвропейської платформи в діапазоні частот електромагнітного поля від постійного струму до 40 МГц розміщуються в досить широкіх граничних інтервалах. Загалом рудоносні кимберлітові об'єкти та осадові породи, що вміщують їх, на рівні вивчених верхніх горизонтів досить контрастно диференціюються за петрофізичними властивостями, що дає можливість проводити пошукові роботи на алмази геолого-геофізичними методами різної модифікації.

**Ключові слова:** Східноєвропейська платформа, Золотицьке поле, кимберліти, вмисні й перекриваючі породи, петрофізичні особливості.

**N. N. Zinchuk**, *Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, prof., acad. West-Yakutia Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, nnzinchuk@rambler.ru*

**M. N. Zinchuk**, *scientist West-Yakutia Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, nnzinchuk@rambler.ru*

#### **PETROPHYSICAL PROPERTIES OF KIMBERLITES AND THEIR HOSTING ROCKS OF EAST-EUROPEAN PLATFORM PERSPECTIVE TERRITORIES**

In the result of carried out investigations it was revealed that magnitudes of specific resistance, density and elastic properties, magnetic susceptibility and other petrophysical parameters of overlying, hosting terrigenous rocks of Vend and kimberlites of Zolotitsky field of East-European platform in frequency range of electromagnetic field from direct current to 40 MHz are located in sufficiently broad limiting intervals. On the whole, ore-bearing kimberlite targets and their hosting sedimentary rocks, at the level of investigated upper horizons, are differentiated in a sufficiently contrast way by petrophysical properties, which allow carrying out prospecting works on diamonds by geologic-geophysical methods of different modification.

**Keywords:** East-European platform, Zolotitsky field, kimberlites, hosting and overlying rocks, petrophysical specific features.

**А. М. Кузин**, канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник,  
(Институт проблем нефти и газа РАН), Москва, Россия, [amkouzin@yandex.ru](mailto:amkouzin@yandex.ru)

## О ФЛЮИДАХ В ОБРАЗОВАНИИ НАКЛОННЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

*В статье рассмотрены механизмы образования зон трещиноватости и разрывных нарушений, в которых флюиды оказывают непосредственное влияние на их образование и условия залегания. Выполнен анализ и обобщение факторов, оказывающих основное влияние на образование наклонных разрывных нарушений в осадочном чехле и консолидированной коре. Выделены возможные особенности в образовании наклонных и листрических разломов в осадочных бассейнах. 1. В отличие от кристаллических пород, осадочные породы в среднем сохраняют свою сплошность даже при 20 % деформации. Следовательно, более вероятным будет формирование рассеянного излучения. 2. В районах с мелкозалегающим фундаментом горизонтальные напряжения значительно выше, чем для территорий с осадочным комплексом пород. 3. Из теоретических и экспериментальных исследований для глубин в пределах первых километров предпочтительно образование субвертикальных разрывных нарушений. 4. Глубина эрозионного среза в районах с открытым и мелкозалегающим фундаментом может достигать десятка километров, и, как следствие, на поверхность выходят структуры, проявленные в другом диапазоне давлений, температур и преобладающих напряжений. 5. Коэффициенты отражения от литостратиграфических границ не уступают по своим значениям коэффициентам отражения от разломов.*

*Обоснована гипотеза флюидного происхождения листрических разломов в консолидированной коре и верхней мантии. Энергетически образование листрических или наклонных разрывных нарушений в кольцевых или вихревых структурах за счет флюидной проработки коры должно быть более предпочтительно, чем за счет первоначального смещения тектонических блоков без флюидной проработки.*

*Данные региональных сейсмических наблюдений методом общей глубинной точки (МОГТ) показывают, что наклонные отражающие границы встречаются на всех глубинных уровнях, включая верхнюю мантию. Отдельные отражающие границы непрерывно прослеживаются на глубины 70–80 км и более, пересекая все горизонты реологической расслоенности земной коры. Так, например, несколько отражающих границ в районе Татарского свода прослеживаются до 50–60 км. Таким образом, возможным источником образования листрических разломов может быть вихревая расслоенность, вызванная миграцией флюидов.*

**Ключевые слова:** зоны трещиноватости, листрические разломы, флюиды, кора, мантия.

### Введение

Начиная приблизительно с 70–80-х годов XX века в геологии растет количество научных работ, посвященных влиянию флюидов на самые различные геологические явления и процессы. Дегазация Земли стала рассматриваться как важнейший фактор эволюции геологической среды.

“Горячая” и “холодная” ветви дегазации Земли фактически определяют направления развития физико-химических процессов в эволюции Земли.

Основную информацию о свойствах и положении глубинных горизонтов дает сейсмический метод. Его развитие и совершенствование в последние десятиле-

тия позволило получать новую информацию о распределении упругих свойств и сейсмических границ не только в консолидированной коре, но и в достаточно хорошо изученном осадочном чехле.

Дегазация явилась причиной смены парадигмы в интерпретации данных сейсмических методов. Оказалось, что влияние флюидов на параметры и характеристики волнового поля не меньше, чем влияние вещественного состава и во многих случаях даже превосходит, что дало основание к разработке общего методологического подхода интерпретации сейсмических данных разных методов в различных по геологическому строению средах [9–14].

#### **Флюиды в образовании вертикальных и наклонных зон трещиноватости и разрывных нарушений в осадочном чехле**

Основополагающее значение для понимания образования и развития разрывных нарушений в породах осадочного чехла имеют результаты изучения ориентировки трещиноватости по Восточно-Европейской платформе [5]. Было доказано, что простиранное развитие трещиноватости в осадочном чехле имеет унаследованный характер докембрийского фундамента. Привлеченные данные по Северо-Американской и Сибирской платформам подтвердили этот вывод. Лабораторные наблюдения по изучению образования трещин усыхания в илистых осадках показали, что развитие ориентированной структуры трещин связано с влиянием подложки (субстрата). Кроме того, было установлено, что многие трещины в осадочных породах ограничены подошвой и кровлей слоя, т. е. связаны с образованием самого слоя. Нашла подтверждение другая закономерность – тесная связь (близкая к линейной) густоты трещин от мощности слоя [31] и состава пород [21], что противоречит зависимости густоты трещин от величины касательных напряжений для трещин тектонической природы.

Всё это позволило сделать вывод, что спусковой механизм, приводящий к

ориентированному движению порового флюида и гидроразрыву осадков, зависит от флюидодинамического режима в породах фундамента. Следы гидроразрыва фиксируются образованием вторичных минералов. Вследствие преимущественно вертикального движения порового флюида происходит соответственно образование вертикальных трещин, находит объяснение преимущественное образование в осадочном комплексе платформ вертикальных зон трещиноватости и разрывных нарушений. Участие флюида в формировании унаследованной трещиноватости нижнего структурного следует рассматривать как одну из сторон проявления процесса флюидизации.

На рис. 1 представлен характерный для Техаса геологический разрез, наблюдаемый при пересечении сбросами дегидратированного пласта смектита [30]. Дегидратация монтмориллонита связана с переходом смектита в иллит, при котором выделяется вода и идет процесс разуплотнения породы. Углы наклона поверхности сместителей сброса до глубины 3 000 м составляют  $60^\circ$ , а в зоне дегидратации они уменьшаются до  $15^\circ$ . Здесь интересно отметить, что положение разрывных нарушений в разрезе очень напоминает схему лучей упругой волны в слоистой среде, при переходе из низкоскоростного слоя в высокоскоростной (рис. 1).

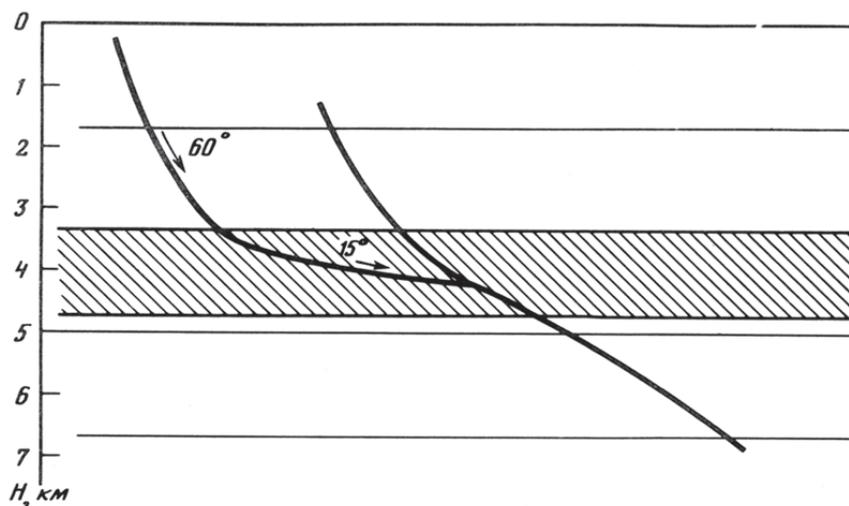
Образование горизонтальной и субгоризонтальной трещиноватости может происходить не только при дегидратации водосодержащих минералов. Более общим механизмом является гидрогенно-химическое разуплотнение [1]. Суть его заключается в том, что при метаморфизме водосодержащих пород в случае их экранирования вышележащей толщей повышение температуры приводит к увеличению флюидного давления по принципу автоклавного эффекта и обуславливает реакцию дегидратации. Если давление флюида больше прочности пород, происходит их разрушение и удаление части флюида. Для глубин в несколько километров в тектонически активных районах горизон-

тальные напряжения преобладают над вертикальными, поэтому возникающие трещины отрыва будут ориентированы в направлении максимальных напряжений, т. е. горизонтально. Низкая сжимаемость воды обеспечивает ее исключительное значение в образовании гидроразрыва. Явление гидроразрыва зафиксировано в глубоких скважинах (Аралсорская и др.) Прикаспийской впадины. По данным З. А. Кривошеевой, в зонах гидрогенно-разуплотненных глинистых пород скорость продольной волны понижается на 0,5–1,0 км/с [1]. Явление гидроразрыва пластов широко используется в практике промышленных работ, в пластах создаются многие десятки тысяч искусственных гидроразрывов за счет всего 0,5–0,75 величины горного давления [8].

Таким образом, на стадии преобразования осадков в породу вода создает вертикальную и унаследованную по простиранности направленность развития трещиноватости. На стадии метаморфизма вода в экранированных пластах пород способствует образованию горизонтальных и наклонных трещин, по которым могут развиваться разрывные нарушения.

Теперь необходимо остановиться на других возможных причинах образования наклонных и листрических разломов в осадочных бассейнах. Как свидетельствуют данные сейсмических и сейсмоакустических исследований, в осадочном чехле отношение значений скоростей упругих колебаний между разрывными нарушениями и вмещающими породами остается величиной относительно постоянной. Можно было бы ожидать примерно такого же количества отражений от шовной зоны или плоскости сместителя наклонных разрывных нарушений, которое наблюдается для фундамента. На практике этого не происходит: чаще всего на временных разрезах фиксируются относительно непротяженные, ступенчато расположенные, наклонные оси синфазности. Проведенный анализ различных факторов показал, что возможными причинами такого несоответствия между ожидаемыми и наблюдаемыми эффектами являются [10]:

1. Реологические испытания образцов показывают, что, в отличие от кристаллических пород, осадочные породы в среднем сохраняют свою сплошность



**Рис. 1. Положение разрывных нарушений в неогеновых глинистых дельтовых отложениях (штат Техас) по сейсмическим данным**  
Заштрихованная зона дегидратации монтмориллонита [30].

даже при 20 % деформации [2]. Следовательно, более вероятным будет формирование рассеивающего излучения.

2. По данным измерений напряжений в земной коре в районах с мелкозалегающим фундаментом горизонтальные напряжения значительно выше, чем для территорий с осадочным комплексом пород [25, 26].

3. Для глубин в пределах первых километров земной коры из теоретических и экспериментальных исследований предпочтительно образование и развитие субвертикальных разрывных нарушений [18, 19].

4. В районах с открытым и мелкозалегающим фундаментом граница фундамента является эрозионной границей. Глубина эрозионного среза может достигать десятка километров, и, как следствие, на поверхность выходят структуры, проявленные в другом диапазоне давлений и температур, при иных преобладающих напряжениях.

5. Коэффициенты отражения от литостратиграфических границ не уступают по своим значениям коэффициентам отражения от разломов [24].

Для образования наклонных разрывных нарушений необходимо, чтобы при боковом обжатии касательные напряжения достигли предела прочности горной породы. Большую роль в развитии трещиноватости играет насыщение ее водой и минеральными растворами. Исходя из критерия разрушения пористых и трещиноватых сред, в трещиноватой флюидонасыщенной среде только часть нормальной нагрузки приходится на скелет породы. Другая часть нагрузки воспринимается флюидом. Тогда как касательные напряжения воспринимаются полностью скелетом породы [19].

Возможность образования наклонных разрывных нарушений, связанная с рельефом тектонических структур, была кратко упомянута в работе [29] при анализе главных осей напряжений в двухосном напряженном состоянии образцов горных пород. В интервалах изменения рельефа тектонических структур, как правило, наблюдается изменение напряжений и, возможно, изменение упругих свойств, поэто-

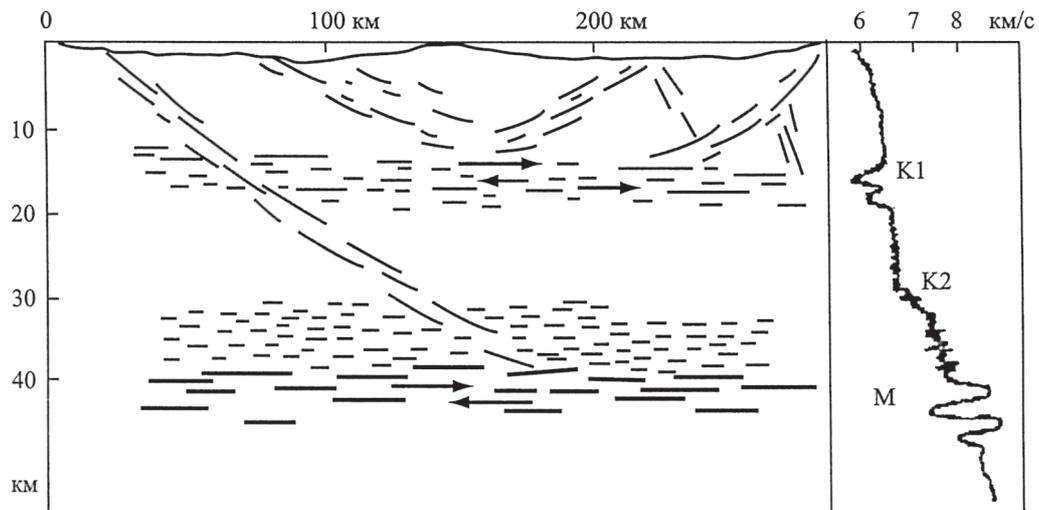
му проявление разрывной тектоники может рассматриваться как закономерное.

Разрывные нарушения в осадочном чехле, как и в кристаллическом фундаменте, характеризуются неравномерным распределением отражающих площадок по глубине и простиранию, резким изменением коэффициентов отражения вдоль плоскости разрыва от значений, близких к нулю (менее 0,05) до 0,5 [24]. Нужно отметить, что отражающие поверхности от разрывных нарушений были зарегистрированы в зоне крупного регионального разлома. Результаты сейсморазведочных работ подтверждают вывод о вышеописанных особенностях образования наклонных разрывных нарушений в осадочном комплексе. Предпочтительными факторами для образования наклонных разрывных нарушений будут трещинно-пористые и заполненные флюидом породы.

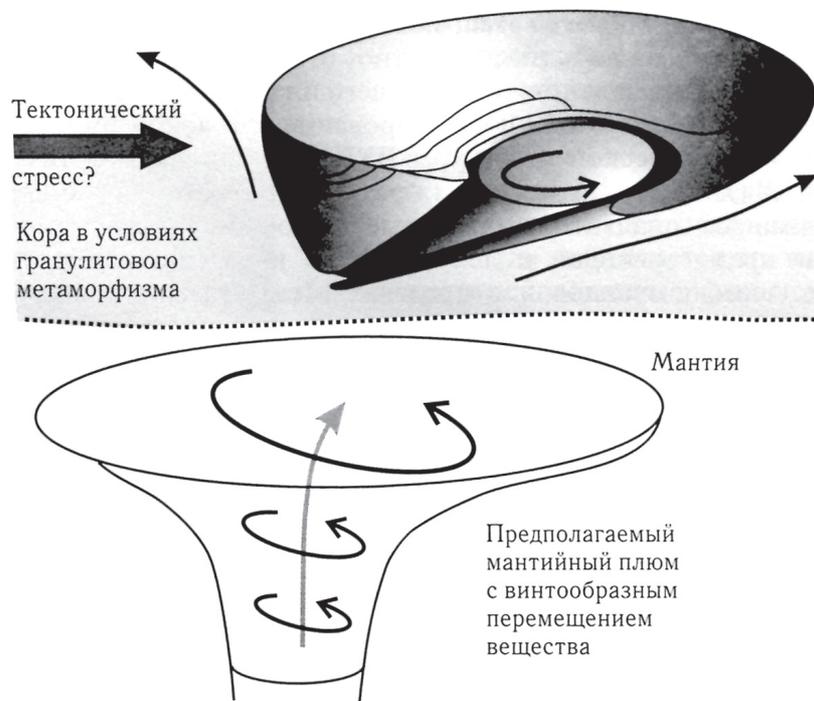
#### **Флюиды в образовании кольцевых и вихревых структур**

Основными отражающими границами при региональных наблюдениях МОГТ в консолидированной коре являются листрические разломы. Для консолидированной земной коры Н. И. Павленковой [22] была составлена обобщенная структурная и скоростная модель (рис. 2), в которой особое внимание уделено флюидному фактору в образовании структуры границы М и вышележающих волноводов, а также наклонным слоям, уходящим в мантию на глубины более 1000 км. Пониженные значения электрического сопротивления и скорости в зонах волноводов рассматриваются как присутствие в них флюида.

В работах [3, 27] была предложена гипотеза образования чашеобразных структур (овоидов). Изучение внутренней структуры Токмовского свода [27] и других синформных структур позволило сделать вывод о том, что их формирование сопровождалось вращением синформного или чашеобразного блока, которое могло быть вызвано вращением вещества плюма (рис. 3). Эта гипотеза была подкреплена результатами решения задачи



**Рис. 2. Обобщенная структурная и скоростная модели земной коры платформенных областей**  
 Примечание. Её главная особенность – наличие реологически ослабленных слоев в средней коре и её низах на уровне границ К1 и М, к которым выполаживаются глубинные разломы и по которым возможны подвижки верхнекоровых микроплит. В скоростной модели эти зоны отмечаются чередованием слоев с пониженными и повышенными значениями сейсмических скоростей. Граница К2 – кровля нижней коры, сложенной породами гранулитовой фации метаморфизма [22].



**Рис. 3. Модель мантийного плюма с винтообразным перемещением вещества [27]**

по изучению тепловой модели плюма [7]. При моделировании плюмового потока было обнаружено, что осесимметричное состояние конвективного перемещения потока вещества нарушается – восходящее течение по оси канала и нисходящее у стенок канала. Восходящее течение происходит у одной стенки, нисходящее – у другой. Поток по высоте разбивается на ячейки, длина которых в 2,5–4 раза больше диаметра канала. На границе ячеек наблюдается смещение потоков от одной стенки к другой и частичное их перемешивание. В результате канал представляет собой бегущую волну с винтовым вращением около вертикали, проходящей через источник нагрева. Амплитуда отклонения от оси составляет 1–2 диаметра и возрастает вверх по каналу. По мнению авторов работы [7], винтообразные перемещения при функционировании плюма могут вызывать на поверхности земли образование круговых и S-образных или петлеобразных структур.

Отношение мощности земной коры к мантии приблизительно составляет 1:100. На фоне такого соотношения даже незначительные мантийные локальные конвективные потоки флюидов должны оказывать влияние на структуру земной коры и доминировать структуры вращения вещества. Однако такого преимущественного присутствия структур вращения вещества не наблюдается при фактически повсеместном наличии кольцевых или вихревых структур. Поэтому более предпочтительным для образования овоидов будет воздействие флюида. Действительно, данные региональных сейсмических наблюдений МОГТ показывают, что наклонные отражающие границы встречаются на всех глубинных уровнях, включая верхнюю мантию. Отдельные отражающие границы непрерывно прослеживаются на глубины 70–80 км и более, пересекая все горизонты реологической расслоенности земной коры. Например, несколько отражающих границ в районе Татарского свода (геотраверс Татсейс) прослеживаются до 50–60 км. Если исключить зоны

субдукции, то возможным источником может быть вихревая расслоенность, вызванная миграцией флюидов.

В мантийных условиях, по данным экспериментальных исследований в работе [23], флюиды не только содержат летучие компоненты, но и растворяют петрогенные элементы, экстрагируют многие литофильные и халькофильные элементы-примеси. Растворимости ряда силикатных компонентов в водных флюидах наиболее высокие характерны для кремнезема, силикатов и алюмосиликатов натрия и калия. Суммарная растворимость силикатных компонентов во флюидах на глубине порядка 120 км может достигать уровня легкорастворимых солей. Это доказывает эффективность флюидного массопереноса в верхней мантии и возможность надкритического (постепенного) перехода между водными растворами и богатыми водой силикатными расплавами. Ф. А. Летниковым [15] выделены два вида механизмов переноса флюидов в литосфере. Первый заключается в миграции флюида через систему пор и трещин. При этом одним из наиболее эффективных способов является скольжение пленок флюида вдоль плоскостей рассланцевания, например, в бластомилонитах. Второй – это образование самостоятельных флюидных систем (сквозьмагматических растворов) из магматических сплавов при уменьшении давления и температуры. Энергетически образование листрических или наклонных разрывных нарушений в кольцевых или вихревых структурах за счет флюидной проработки коры должно быть более предпочтительно, чем за счет первоначального смещения тектонических блоков без флюидной проработки.

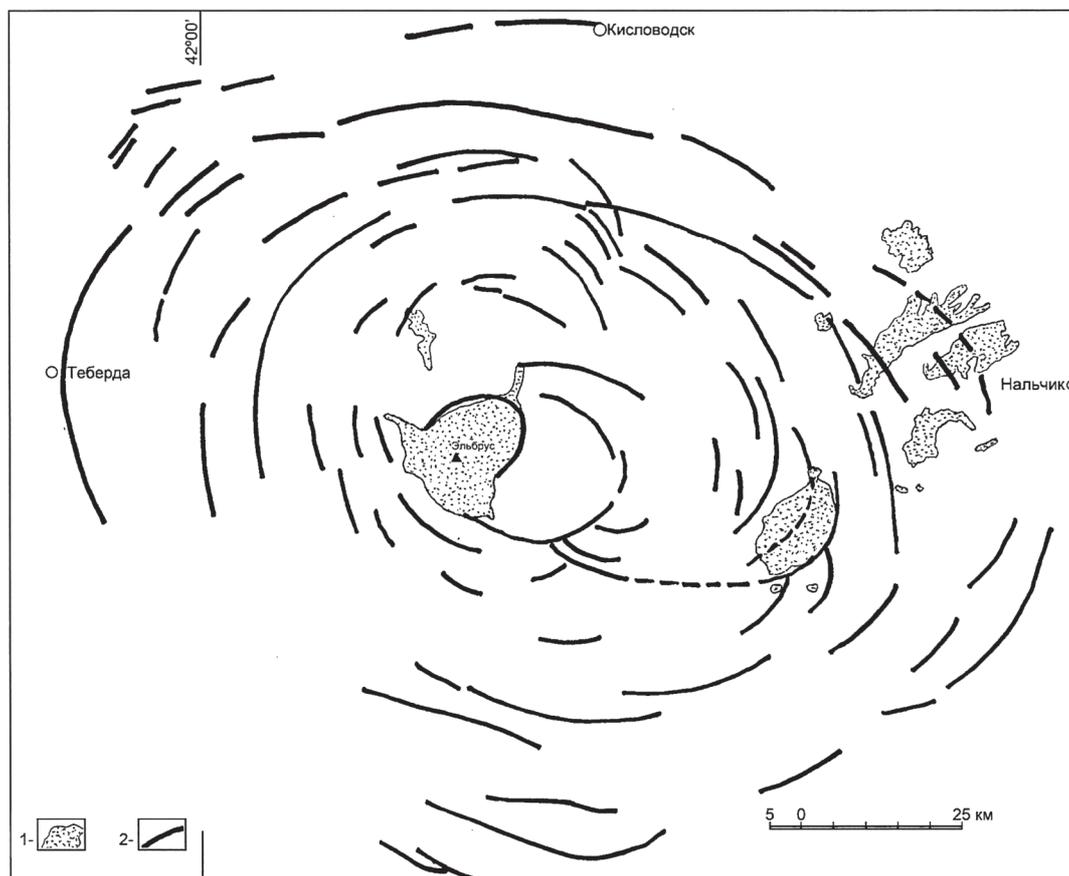
Влияние мантийной конвекции флюидов в земной коре подтверждается в схемах тектонического строения территорий современного вулканизма. На рис. 4 приведена схема расположения речных долин, контролируемых кольцевыми разрывными нарушениями. Дугообразные по форме речные долины создают концентрический рисунок, совпадающий

с кольцевой структурой и создающий сложную телескопированную структуру по типу вложения депрессии в купол [17]. На другом рисунке (рис. 5) из той работы представлена схема, иллюстрирующая пульсационно-вихревое развитие Эльбрусской вулканической области. Образование этой вихревой структуры авторы связывают с вихревым движением в мантии.

Сеймотектоническая позиция Эльбрусской вулканической области определяется давлением со стороны Аравийской плиты на микроплиты Кавказа. Вертикальная неоднородность геологического строения обуславливает возможность образования наклонных и горизонтальных

зон трещиноватости и разрывных нарушений. Это согласуется с сейсмической моделью кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, в диапазоне глубин 11–24 км залегает слой пониженной скорости [20]. Замыкание линии выхода наклонной отражающей границы с границей кольцевой структуры встречалось автором в породах северного обрамления Кокчетавского массива.

Преимущественными направлениями простираения отражающих поверхностей в пределах Южно-Татарского свода в консолидированной коре по данным структурных построений автора являются северо-восточное и северо-западное. В целом

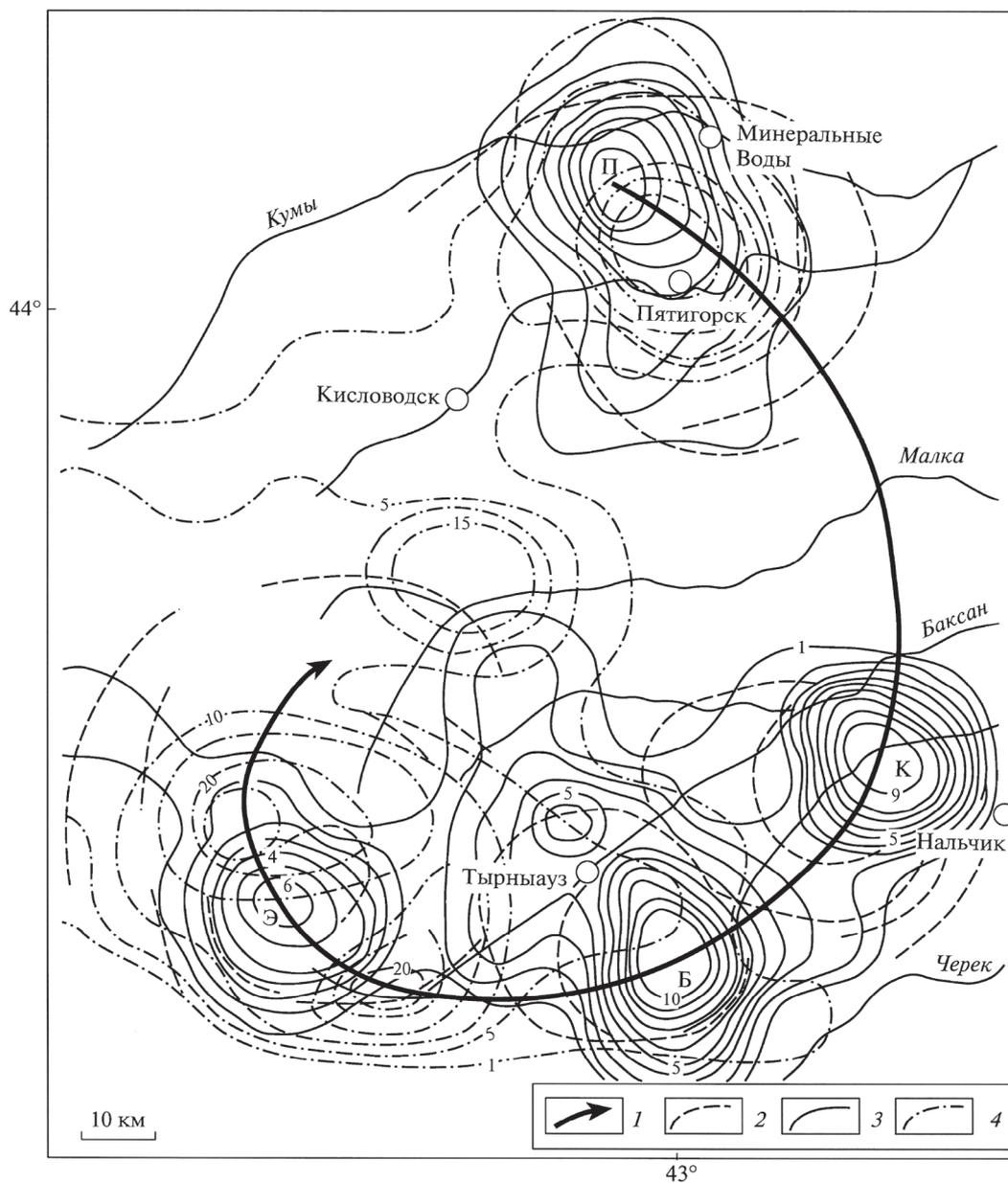


**Рис. 4. Кольцевой мотив Эльбрусской вулкано-тектонической структуры, проявляемый в концентрическом заложении речных долин:**

1 – кайнозойские вулканические образования; 2 – речные долины и дуговые разломы, согласные с глубиной концентрически-зональной структурой Эльбрусского купола [17]

картина распределения отражающих поверхностей в кристаллическом фундаменте нередко напоминает чешуйчатую структуру, когда отражающие поверх-

ности с меньшей глубиной залегания находятся внутри более глубокозалегающих, то есть образуют лепестковую структуру.



**Рис. 5. Миграция эндогенной активности в Эльбрусской вулканической области:**  
 1 – траектория последовательного возникновения вулканических центров: Пятигорский – Кабардинский – Балкарский – Эльбрусский; 2 – кольцевые разломы; 3 – изолинии плотности распределения (к-во на единицу площади) вулканических аппаратов и интрузий (проведены с шагом одна единица); 4 – изолинии плотности распределения (к-во на единицу площади) источников минеральных вод (проведены с шагом пять единиц) [17]

Лепестковые структуры являются не только открытыми для миграции флюидов структурами, но и могут генерировать очаги землетрясений. На Гармском геодинамическом полигоне были выявлены наклонные, выполаживающиеся с глубиной сейсмогенные дуги, которые соответствуют надвигам на крыльях Таджикской депрессии, расположенной в центральной части полигона [4].

В последние 20 лет в изучении зон очагов землетрясений всё большее и большее внимание и роль отводится флюидному фактору. Возможное присутствие вихревых структур, связанное с флюидными потоками, по-видимому, имеет место в Памиро-Гиндукушской сейсмогенной зоне. В ней большинство гипоцентров землетрясений образуют плотное скопление на глубинах между 70 и 350 км. Очаги коровых землетрясений лежат по глубине от 0 до 40 км. Коровая и мантийная сейсмичность отделены друг от друга почти асейсмичным интервалом глубин 40–70 км. Максимальные глубины очагов под Гиндукушем 300–350 км. В целом сейсмофокальная зона ориентирована аструктурно по отношению к Памиру. В Гиндукушской части фокальной зоны при субширотном её простирании индивидуальные оси укорочения  $p$  в очагах в

интервале глубин 0–200 км ориентированы диагонально (СЗ-ЮВ) относительно простирания зоны, а оси удлинения  $t$  субвертикальны, что отвечает надвиговому типу деформирования. По мере перехода от поверхности к более глубоким горизонтам происходит плавный разворот субгоризонтальной оси укорочения (сжатия) от 114 до 182°. Для самого глубокого интервала глубин 200–350 км субгоризонтальная ось сжатия  $P$  тензора сеймотектонической деформации оказывается ориентированной почти вкрест простирания сейсмофокальной зоны (субмеридиально) [28].

В тектонике региональные вихревые структуры стали известны с середины прошлого века. Они были выделены в различных тектонических провинциях. Вихреобразные структуры в последние годы были установлены в зонах вертикальных разрывных нарушений осадочного комплекса пород. В работе [6] приведен пример такой вихревой структуры на Черноморском шельфе, выделенный по данным МОГТ (рис. 6). Явная принадлежность распределения месторождений и залежей углеводородов установлена для многих нефтегазоносных районов. Распределение месторождений нефти и газа, а также черных сланцев, потенциального

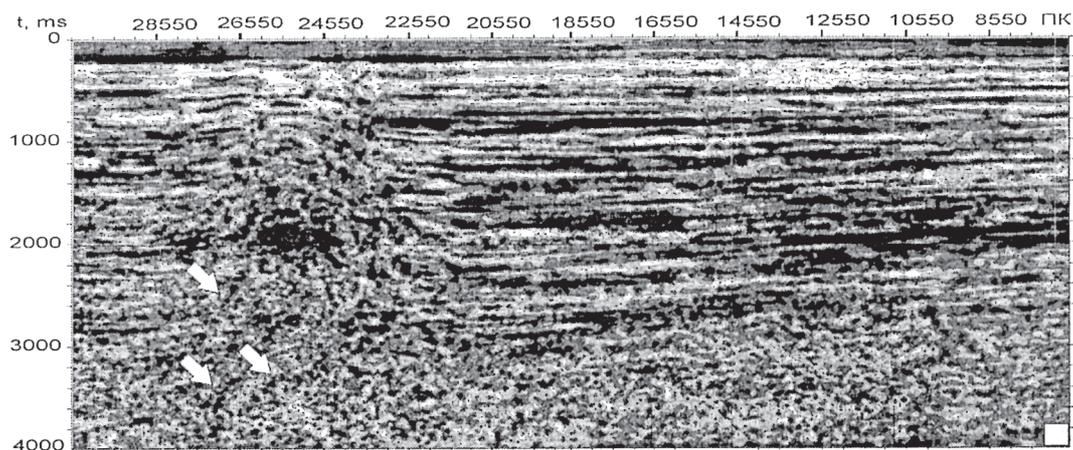


Рис. 6. Временной разрез логарифмических декрементов затухания по профилю 17 (структура Голицина, Черноморский шельф [6])

сырья на газ (рис. 7) хорошо согласуется с моделью плюма (рис. 3).

По-видимому, образование вихревых структур является общим явлением в геологической среде при миграции флюида. Реологическая раслоенность литосферы и геодинамика определяют особенности этого процесса.

### Заключение

Совместно с результатами из работы [5] можно полагать, что в зарождении зон трещиноватости и разрывных нарушений активную роль играют флюиды в самых разных геологических обстановках и глубинных уровнях.

Изменение внутреннего угла трения в геоматериале при флюидизации меняет реологию разрушения, что может объяснить существование листрических разломов на разных глубинных уровнях литосферы.

Образование вихревых структур является общим явлением в геологической среде, характерным при миграции флюидных потоков.

Возможно, как вода формирует унаследованное простирание трещиноватости в осадочном чехле, так и сквозькорывые флюиды формируют вихревые, кольцевые, линейные зоны трещиноватости или уплотнения пород.

Вихревой характер миграции флюидов может быть использован для объяснения распределения по площади месторождений углеводородов и рудной минерализации.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Боревский Л. В., Кременецкий А. А.* Рудообразующая роль морфогенных гидротерм// Подземные воды и эволюция литосферы. Материалы Всесоюзной конференции. Том 2. М.: Наука, 1985. С. 179–182.
2. *Воларович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А.* Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979. 152 с.
3. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннекембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + комплект цвет. прил. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС,

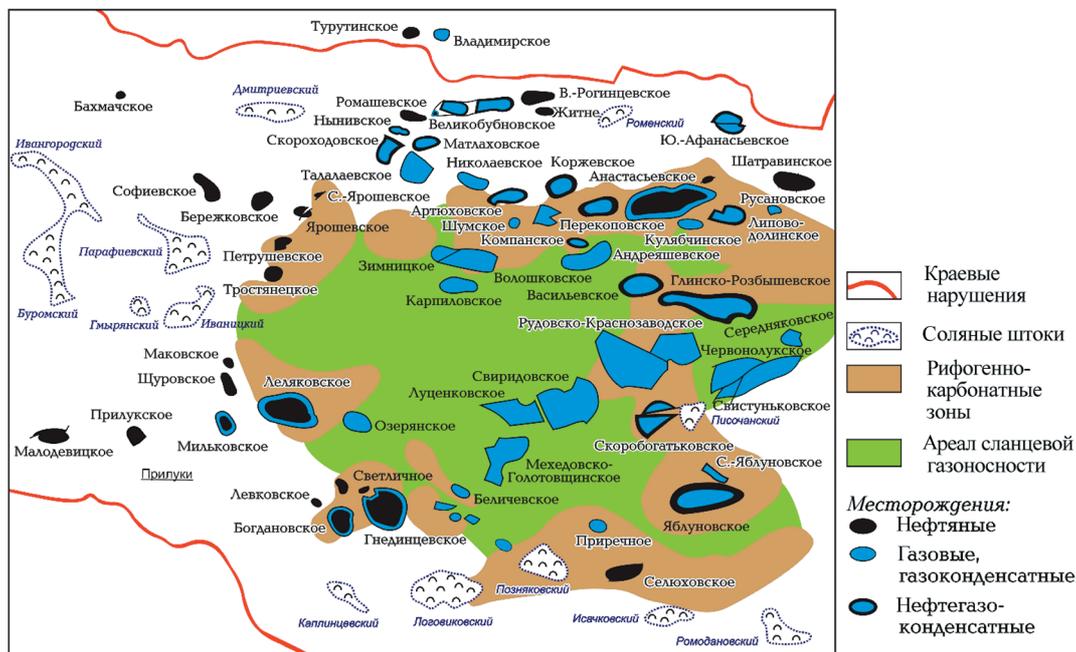


Рис. 7. Сребненский ареал газоносности черных сланцев рудовских слоев ( $C_1v$ , XII м. ф. г.) [16]

2010. Т. 2 400 с. + 32 с. цвет. вкл. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).

4. Гусева Т. В., Лукк А. А., Певнев А. К., Сквородкин Ю. П., Шевченко В. И. Геодинамика района Гармского полигона в Таджикистане//Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. 1983. № 7. С. 10–36.

5. Грачев А. Ф. О природе закономерной ориентировки трещин в горизонтально залегающих осадочных породах Восточно-Европейской платформе//Физика Земли. № 5. 2007. С. 24–42.

6. Гринь Н. Е., Гринь Д. Н. Затухание сейсмических волн и прогнозирование путей движения флюидов//Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции 22–25 апреля 2008 г. М.: ГЕОС, 2008. С. 134–237.

7. Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Глубинная геодинамика//Гр. ОИГГМ СО РАН. Вып. 830. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.

8. Еременко Н. А., Чилингар Г. В. Геология нефти и газа на рубеже веков. М.: Наука, 1996. 176 с.

9. Кузин А. М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов//Прикладная геофизика (50 лет ВНИИГеофизике). Вып. 131. М.: Недра, 1994. С. 396–406.

10. Кузин А. М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений//Геофизика. № 5. 1999. С. 3–15.

11. Кузин А. М. Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным//Сборник трудов “Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П. Н. Кропоткина.” Москва: ГЕОС, 2011. С. 276–301.

12. Кузин А. М. Концепция углеводородной дегазации Земли в интерпретации данных сейсмического метода//Геофизика. № 6. 2011. С. 3–6.

13. Кузин А. М. Атомизм в естественном подходе изучения геосистем//Материалы IV Всероссийской конференции “Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты).” Секция 4. Естественный подход при изучении природных геологических систем. Электронный журнал ГЕОРЕСУРСЫ. ГЕОЭНЕРГЕТИКА. ГЕОПОЛИТИКА. Вып 1 (3), Дата выхода 3 июля 2011 г, Москва.

[http://oilgasjournal.ru/vol\\_3/table-of-contents.html](http://oilgasjournal.ru/vol_3/table-of-contents.html).

14. Кузин А. М. О возможной природе относительно низких значений параметра  $V_p/V_s$  рудных залежей флюидного генезиса//Геофизика. № 2. 2012. С. 7–15.

15. Летников Ф. А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении//Проблемы глобальной геодинамики: Материалы Теоретического семинара ОГГГН РАН, 1998–1999 гг./Под ред. Д. В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.

16. Лукин А. Е. Палеобассейны эвксинского типа – мегаловушки сланцевого газа//Материалы Всероссийской конференции с международным участием “Нетрадиционные ресурсы углеводородов: Распространение, генезис, прогнозы, перспективы разработки”. Москва: ИПНГ РАН, 12–14 ноября 2013 г.

17. Масуренков Ю. П., Собищев А. Л., Комкова Л. А., Лаврова Н. И. Флюидно-магматические системы Северного Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2010. 280 с.

18. Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.

19. Николаевский В. Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.

20. Новейший и современный вулканизм на территории России/Отв. ред. Н. П. Лавров; ИФЗ РАН. М.: Наука, 2005. 604 с.

21. Новикова А. С. О трещиноватости осадочных отложений восточной части Русской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 5. С. 68–85.

22. Павленкова Н. И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным//Флюиды и геодинамика. Материалы Всерос. симпозиума “Глубинные флюиды и геодинамика” (Москва, 19–21 нояб., 2003 г.)/Отв. ред. Ю. Г. Леонов, И. Г. Киссин, В. Л. Русинов. Геологический институт РАН. М.: Наука, 2006. С. 201–218.

23. Рябчиков И. Д. Флюидный режим мантии Земли//Проблемы глобальной геодинамики: Материалы “Теоретического семинара ОГГГН РАН”, 1998–1999 гг./Под ред. Д. В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 195–203.

24. Сейсмические волновые поля в зонах разломов/Под ред. А. В. Николаева. М.: Наука, 1987. 342 с.

25. Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы/Под ред. акад. Е. М. Сергеева. М.: Недра, 1986. 254 с.

26. Турчанинов И. А., Иофис М. А., Каспарьян Э. В. Основы механики горных пород. Л.: Недра, 1977. 503 с.

27. Филиппова И. Б., Минц М. В., Бабалянц П. С., Блох Ю. И., Трусов А. А. Глубинное строение неархейского Волго-Уральского гранулитогнейсового ареала: Свидетельства плюмовой природы гранулитового метаморфизма//Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: И. П. Коталкина, 2007. С. 357–361.

28. Шевченко В. И., Арефьев С. С., Лукк А. А. Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектониче-

ской структурой земной коры//Физика Земли. № 4. 2011. С. 16–38.

29. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.

30. Clemont V. H. Smectite dehydration – its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in Northern Gulf of Mexico Basin//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1984. Vol. 68. N 6. P. 673–683.

31. Wu H., Pollard D. D. An experimental study of the relation-ship between joint spacing and layer thickness/J. Structural Geol. 1995. V. 17. P. 887–905.

Рукопис отримано 11.02.2014.

**О. М. Кузін**, канд. геол-мінерал. наук, провідний науковий співробітник (Інститут проблем нафти і газу РАН), Москва, Росія, [atkouzin@yandex.ru](mailto:atkouzin@yandex.ru)

#### ПРО ФЛЮІДИ В УТВОРЕННІ ПОХИЛИХ РОЗРИВНИХ ПОРУШЕНЬ

У статті розглянуті механізми утворення зон тріщинуватості й розривних порушень, де флюїди безпосередньо впливають на їх утворення та умови залягання. Виконано аналіз й узагальнення основних чинників, які впливають на утворення похилих розривних порушень в осадовому чохлаі й консолідованій корі. Виділені можливі особливості в утворенні похилих і лістричних розломів в осадових басейнах. 1. На відміну від кристалічних порід, осадові породи в середньому зберігають свою суцільність навіть при 20 % деформації. Отже, вірогіднішим буде формування розсіяного випромінювання. 2. У районах, де фундамент залягає близько до поверхні, горизонтальна напруга значно вища, ніж для територій з осадовим комплексом порід. 3. Із теоретичних та експериментальних досліджень для глибин у межах перших кілометрів переважає утворення субвертикальних розривних порушень. 4. Глибина ерозійного зрізу в районах з відкритим і неглибоким фундаментом може досягати десятків кілометрів, і, як наслідок, на поверхню виходять структури, проявлені в іншому діапазоні тиску, температур та переважаючої напруги. 5. Коефіцієнти віддзеркалення від літостратиграфічних границь не поступаються за своїми значеннями коефіцієнтам віддзеркалення від розломів.

Обґрунтована гіпотеза флюїдного походження лістричних розломів у консолідованій корі й верхній мантії. Енергетично утворення лістричних або похилих розривних порушень в кільцевих або вихрових структурах унаслідок флюїдної переробки кори мають більше значення, ніж унаслідок первинного зсуву тектонічних блоків без флюїдної переробки.

Дані регіональних сейсмічних спостережень МСГТ показують, що похилі відбиваючі границі спостерігаються на всіх глибинних рівнях, включаючи верхню мантію. Деякі відбиваючі границі безперервно простежуються на глибини 70–80 км і більше, перетинаючи всі горизонти реологічної розширенованості земної кори. Так, наприклад, декілька відбиваючих границь у районі Татарського склепіння простежуються до 50–60 км. Отже, можливим джерелом утворення лістричних розломів може бути вихрова розширенованість, що викликана міграцією флюїдів.

**Ключові слова:** зони тріщинуватості, лістричні розломи, флюїди, кора, мантія.

**A. M. Kuzin**, Dr, Chief Researcher, Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, amkouzin@yandex.ru

### **FLUIDS IN FORMATION OF DIPPING FRACTURES**

*We discuss mechanisms of fracture or cracking zones and faults formation by a principal fluid role. Analysis of factors have a major influence on the formation of incline faults in sedimentary cover and consolidated crust. We reveal specific features of inclined and listric faults formation in sedimentary basins. They are (1–5): 1. In contrast to crystalline rocks, sedimentary rocks retain their constitution even at 20 % strain. Therefore, formation of scattering radiation is more probable in this case. 2. In areas with shallow basement horizontal stresses are significantly higher than in areas with complex sedimentary rocks. 3. By a theory and experiments for depths of several km, subvertical faults are more preferable. 4. Depth of erosion in areas of shallow basement reach tens of kilometers and, as a result, we may see other structures with other P-T and stress parameters. 5. Reflection coefficients of lithostratigraphic boundaries are not lesser than ones of faults.*

*A Hypothesis of the very fluid listric faults in consolidated crust and upper mantle is created. By an energy, listric or incline faults in ring or rotate or vortex structures are formed by the very fluid help. That is more preferable possibility versus to their only tectonic one without any fluids.*

*Regional CDP seismic observations show that inclined reflectors occur at all studied levels including upper mantle. Some reflectors are traced to 70–80 km depth and even more crossing all levels of rheological crust. For instance, several reflectors close to known Tatar arch with a giant oil field traced up to 50–60 km depth. So, a vortex layering in a crust caused by a fluid migration could be a possible reason for listric faults formation.*

**Keywords:** Zones' of jointing, fluid, listric faults, consolidated crust, upper mantle.

**М. М. Павлунь**, д-р геол.-мінерал. наук, проф., завідувач кафедри геології корисних копалин геологічного факультету Львівського національного університету ім. І. Франка, м. Львів, zaggeol@franko.lviv.ua,  
**М. М. Зінчук**, д-р геол.-мінерал. наук, проф., акад. АН РС(Я), голова Західноякутського наукового центру Академії наук Республіки Саха (Якутія), м. Мирний, mzinchuk@rambler.ru

## ПРО НАУКОВО-ПРИКЛАДНЕ ЗНАЧЕННЯ ДЕЯКИХ НАДЗВИЧАЙНО НЕСПОДІВАНИХ ІДЕЙ АКАДЕМІКА В. І. ВЕРНАДСЬКОГО (до 150-річчя з дня народження)

*У роботі стисло описана передбачувальна сила деяких ідей видатного вченого В. І. Вернадського. Одним з таких передбачень є несподівана донині його ідея про геологічну вічність життя й біосфери в усі геологічні епохи, а не тільки починаючи з раннього палеозою-кембрію. Звідси й випливає одна з найбільших загадок природничої та філософської науки наших днів: ми не можемо з упевненістю стверджувати, що древніше – Земля як планета чи життя. Інше стосується грандіозної Якутської алмазної епопеї, задовго до якої (Л. Попугаєва відкрила в 1954 році першу на Сибірській платформі алмазозносну кімберлітову трубку “Зарніца”) ще в 1914 році В. І. Вернадський прогнозував наявність тут таких діатрем і назвав майже всі індикаторні мінерали алмазозносних кімберлітів. Важливими були й передбачення вченого стосовно вивчення газорідних включень у мінералах, яке пізніше, за поданням професора М. П. Єрмакова, було оформлене в новий науковий напрям – термобарогеохімія. Прозорливими були також передбачення вченого про постійні реорганізації Російської академії наук.*

**Ключові слова:** В. І. Вернадський, біосфера, біогеохімія, мінералогія, радіогеологія, геологічна вічність життя, термобарогеохімія, Російська академія наук.

Історія світової науки знає не так багато видатних учених, які науковою діяльністю не тільки збагатили світову цивілізацію, але й здійснили своїми ідеями, теоретичними узагальненнями та гіпотезами такі неймовірні оцінки й геніальні передбачення, які матеріально втілилися значно пізніше їх смерті. До таких інтелектуальних “Еверестів” належить російський радянський учений з українським корінням Володимир Іванович Вернадський.

З формального погляду, незважаючи на те, що він був засновником геохімії та біогеохімії, реформатором мінералогії, відкривачем ноосфери та іншого, В. Вер-

надський залишив по собі порівняно невелику наукову спадщину обсягом трохи більше 400 опублікованих робіт, деякі з них побачили світ після його смерті, ще ~ 100 чекають на видання. Окрім низки опублікованих фундаментальних монографій і підручників (“Мінералогія”, 1910; “La Geochimie”, 1926; “Біосфера”, 1926; “Опыт описательной минералогии”, 1912–1922; “Очерки геохимии”, 1934; “Les problems de la Radiogeologie”, 1935; “Химическое строение биосферы Земли и ее окружения”, 1987; “Биогеохимические очерки”, 1940; “Живое вещество” и “Размышления натуралиста (пространство

и время в неживой и живой природе)”, багато його праць залишилися незавершеними, зокрема й “Опыт описательной минералогии” та знаменита “История минералов земной коры”, лекції з кристалографії (тільки у 1988 році В. Урусов видав книгу “В. И. Вернадский. Кристаллография. Избранные труды”). Через це В. Вернадський писав: “В сущности, вся моя жизнь, все мое время – в научной работе, а между тем все медленно движется и не закончено”. Воно й не дивно, адже сфера його наукових зацікавлень надзвичайно різнопланова, а реалізація дуже глибоко змістовна, украй оригінальна й часто, як тоді багато хто вважав, фантастично дивна. У цьому сенсі у 1925 році він писав: “Сдал в “Comptes Rendus” здешней Академии небольшую заметку о давлении живого вещества в биосфере. Что-то она задержалась печатанием, по-видимому, ее находят необычно странной – я знаю, что ее читали некоторые академики: должно быть, ищут ошибки”. Французькі вчені в цьому контексті дійсно не надали належної уваги дивним думкам російського вченого, і лише нині, опісля публікації всіх його головних праць з біосфери (ноосфери), стає зрозумілим масштаб наукових досягнень В. Вернадського в цьому напрямі. Однак він ще далеко не до кінця усвідомлений наукою.

Що й казати, хоча формально він був мінералогом і геохіміком, інтелектуальний сканер його думки охопив і проник у глибинну суть теоретико-прикладного змісту геології, мінералогії та нових галузей геологічної науки – геохімії та біогеохімії, дуже важливих космохімії та космогонії, кристалографії, радіогеології (абсолютного літочислення), які він створив у 30-ті роки, енергії Землі, метеоритів, біосфери й ноосфери, відмінностей між живою й неживою природою, філософії, історії науки, розвідувальної геології, еколого-геохімічних питань, психозойного (антропогенного) періоду тощо. При цьому не залишилася осторонь його велика науково-організаційна та науково-методологічна робота – створення в 1932 р.

Ломоносовського інституту геохімії, кристалографії, мінералогії (ЛІГЕМ), біогеохімічної лабораторії в Ленінграді. Він був директором Радієвого інституту, головою КЕПСУ (Комісії з вивчення продуктивних сил Росії), президентом АН України, розробляв методологію наукового пізнання й методів природничих досліджень, системно та перманентно керував підготовкою дисертацій, видавничою справою, здійснював викладання геологічних дисциплін, зокрема читав лекції та організував навчання (Жіночий вільний університет, ректор Таврійського університету), збереження геологічних і мінералогічних колекцій (директор музеїв) та багато іншого.

Це була настільки геніальна, потужна та різностороння інтелектуальна брила, що сьогодні ми, дійшовши до того чи іншого місця в сучасному розвитку наших знань, з подивом бачимо, що, виявляється, там уже побував мудрець В. Вернадський і залишив нам неймовірно прозорливі та матеріальні свідчення руху свого великого розуму й жертвовної наукової праці. Необхідно вирізнити лише кілька таких геніальних передбачень, які він зробив на дуже обмеженому фактологічному й теоретичному матеріалі.

Одним з них є несподівана досі ідея В. Вернадського про геологічну вічність життя. Ідеться про те, що докембрійські товщі порід Землі, починаючи з фундаментальної праці Ч. Дарвіна “Еволюція видів” і досліджень геологів і палеонтологів, традиційно вважали суто геологічними утвореннями, не пов’язаними з життям: це безпосередньо позначилося навіть на назвах відповідних ер (протерозой – до життя, перед життям і фанерозой – явного життя). Однак “впертий хохол”, як називав себе сам В. Вернадський, незважаючи на тотальне опанування, наполягав на існування життя й біосфери в усі геологічні епохи, а не лише починаючи з раннього палеозою-кембрію, “кембрійського вибуху” життя, тобто з часової межі в 570–560 млн років тому. І першим матеріальним сучасним свідченням його ідеї стала

так звана едіакарська біота, яка спочатку була знайдена в Південній Австралії біля міста Едіакара (звідси назва), а пізніше на узбережжі Білого моря в Росії, в Намібії й Канаді та Придністров'ї в Україні (ям-пільські верстви). На сьогодні виконана коректна глобальна стратиграфо-хронологічна кореляція відповідних осадових порід. Це дало підстави Б. С. Соколову вирізнити вендський період неопротерозою й збільшити вікову межу появи так званих у середовищі палеонтологів “начерків бога” – медузоїдів та інших видів – майже на 100 млн років. Однак сьогодні є інші, значно древніші, ознаки геологічної вічності життя: як достеменно визначено, три спряжених явища в геологічній історії Землі мають однаковий – 3,5–3,8 млрд років – вік: це радіологічний (абсолютний) час утворення давніх докембрійських осадових порід, наявність у них ізотопів вуглецю біогенної (неорганічної, що не одне й теж) природи та поширення в них же бактерієподібних організмів (за сучасними уявленнями, вони – це цілий світ!). Звідси й випливає одна з найбільших загадок природничої та філософської науки наших днів: ми не можемо з упевненістю стверджувати, що давніше – Земля як планета чи життя?

Інше стосується грандіозної Якутської алмазної епопеї, задовго до якої, ще у 1914 році, він писав: “Алмаз набувається всюду случайно в золотоносных россыпях. Нахождение месторождений алмазов в России очень вероятно, но задача их открытия до сих пор поставлена не была... Для нашего Севера (безумовно, йдеться про Сибір – автор.) заслуживает внимания пересмотр этого вопроса с данными, какие дало изучение южноафриканских месторождений”. На жаль, ця робота ні в довоєнний, ні в післявоєнний періоди (1941–1945 рр.) геологам не була відома (а скільки ще їх невідомих?). І лише в 1936–1940 рр. академік В. С. Соболев у монографії “Петрология траппов Сибирской платформы” та з урахуванням спорадичної знахідки Г. Моора так званого слюдистого кімберліту, яка

матеріально-фактологічно підтверджувала його теоретичні уявлення, зробив блискучий прогноз алмазоносності басейну р. Вілюй у Західній Якутії. І тоді ж В. Вернадський, власне кажучи, назвав майже всі парагенетичні мінерали алмазоносних кімберлітів: “Среди минералов-спутников алмаза можно отметить богатый магнием оливин, особую бурую слюду (флогопит), хромсодержащий пирроп, хромдиопсид, магнезиальный титанистый железняк (пикроильменит)”. А вже в 1954 році Л. Попугаєва за допомогою так званої піропової зйомки (шліхуванням алювію водотоків) у верхів'ях сухого допливу одного з них (по-якутськи – це “деллі”) знайшла кімберлітову алмазоносну трубку “Зарніца”. І саме цим сприяла неймовірним наступним успіхам у розшуках інших кімберлітових трубок.

На цьому його геніальні передбачення не завершуються. У 1933 році в II томі знаменитої “Истории минералов земной коры” він писав: “Включения требуют сейчас самого пристального и настоящего, систематического изучения. Это изучение во многом изменит наши представления об истории природных вод в более глубоких участках земной коры. После работ Сорби прошло 60 лет, и с тех пор мощность нашей научной работы более чем удвоилась. Тот, кто возьмется за эту работу сейчас, имеет перед собою область огромных и важных достижений”. Достеменно невідомо, чи знав про ці пророчі слова лауреат Державної премії СРСР і премії імені В. І. Вернадського (ну хіба не фатум – стати лауреатом премії імені людини, яка передбачила твоє майбутнє?) професор М. П. Єрмаков, але саме він розробив теоретичні підвалини й показав практичне значення нового напрямку геологічної науки, який за його пропозицією як президента Міжнародної комісії з вивчення флюїдних включень у мінералах (КОФФІ) у 1974 році в Токіо-Кіото отримав назву “термобарогеохімія”. Сьогодні це глибоко змістовно розгалужений і структурований напрям (теоретична, ана-

літична, методична та прикладна термобарогеохімія), що з “мірою й вагою” розкриває складні питання перебігу процесів різнорівневої петрології та рудогенезу, седиментації, діагенезу та генерації і акумуляції вуглеводнів, вирішує низку прогностно-металогенічних та пошуково-оцінювальних завдань на рівні металогенічних провінцій, рудних полів, родовищ та рудних тіл, зокрема щодо визначення величини їх ерозійного зрізу й витриманості зруденіння з глибиною, вертикального його розмаху та амплітуди й напряду по-струдних блокових переміщень способом термобарогеохімічного моделювання, діагностики й прогнозування рудних формацій. Як блискуче передбачив В. І. Вернадський, самі флюїдні включення, які ми сьогодні вивчаємо, малі, проте висновки, до яких приходимо, великі.

Нинішня ситуація стосовно Російської академії наук також не була новою для видатного вченого. В. І. Вернадський в “Очерках по истории Академии наук”, написаних у 1914–1916 роках, відзначав: “Все время – в течение столетий – многим казались траты на Академию ненужной роскошью или прихотью... Для оправдания её существования и затрат на неё в среде общества и правительственных кругов существовала тенденция переделывать внедренное в русскую жизнь новое дело не то в учебное заведение, не то в собрание придворных ученых вроде придворного оркестра или театра” (В. И. Вернадский, Собрание сочинений, т. 13, с. 346). “...Уже в первое столетие сошла на нет и та сторона деятельности Академии наук, – назначав В. І. Вернадський, – которая была связана с ней, как близкого двору собрания ученых, вначале одной из важных задач Академии было сочинение похвальных од или речей на разных событиях жизни России или двора, устройство “потешных” празднеств, требовавших некоторых научных знаний, – например, огромных фейерверков...” (там же, с. 350). “...Академия наук постепенно сознательно освобождалась от тех функций, которые стояли в противоречии с ее основными тенденциями, то

есть со стремлением к чистому научному знанию и связанной с ним работой – научным творчеством” (там же, с. 353).

Варто постійно мати на увазі, що фундаментальну науку важко прогнозувати, про що також говорив В. І. Вернадський: “Новые науки, которые постоянно создаются вокруг нас, создаются по своим собственным законам; эти законы не стоят ни в какой связи ни с нашей волей, ни с нашей логикой. Наоборот, когда мы всматриваемся в процесс зарождения какой-нибудь новой науки, мы видим, что этот процесс не отвечает нашей логике” (В. И. Вернадский. “Труды по геохимии”, 1921, с. 8). Через це далекоглядною політикою має бути не адресна підтримка перспективних груп, а інституційна підтримка фундаментальної науки загалом.

У 1908 році В. І. Вернадський відзначав: “Русские ученые ведут работу в тяжелых условиях, которые совершенно непонятны на западе. Их нервы все время напряжены, время и силы идут на борьбу с ненужными препятствиями” (газета “Речь”, 1 января 1908 г.). Це повністю може стосуватися науки інших суверенних країн, які утворились після розпаду СРСР.

Насамкінець лише кілька слів про еволюцію біосфери й ноосферу. На думку В. Вернадського, “... биосфера в наш исторический момент геологически быстро переходит в новое состояние – в ноосферу, т. е. такого рода состояние, в котором должны проявляться разум и направляемая им работа человека как новая небывалая на планете *геологическая сила*. Ноосфера создалась в постплиоценовую эпоху – человеческая жизнь охватила всю биосферу и меняет все процессы по-новому”. Сьогодні ми більше ніж наочно й переконливо спостерігаємо негативний результат глобального впливу розумової діяльності людини на біосферу: антропогенний тиск людства на геологічне середовище, природні ландшафти, клімат, світовий океан та на глобальні океанічні течії, космічний простір, нашаровуючись на природні геологічні цикли розвитку нашої

планети, їх небачено прискорюють, інколи в часткових проявах гальмують, однак майже миттєво (у зіставленні з мільярдами геологічного віку Землі) змінюють, найчастіше катастрофічно, природний напрямок розвитку Землі як планети, що може стати фінальним для її біосфери та для неї самої. Від цього також застерігав великий учений В. І. Вернадський.

Геологія – наука, в якій гіпотези переважають над теоріями, а емпіричні дослідження в найважливішій геологічній лабораторії – у полі – становлять разом з лабораторними визначеннями найвагомішу її фактологічну складову. Однак роз-

виток усього світу, і науки також, відбувається спіралеподібно, то ж чи не набудуть думки та інтерпретації В. І. Вернадського нового неочікуваного життя на вищих витках спіралі? Як зауважив колись Б. Лічков у листі до академіка В. І. Вернадського: "... приятно это сознавать, что 45 лет назад Вы так опередили мысль своего времени, что ход ее Вас не догнал до сих пор. Это то же самое, что в случае с Е. Федоровым и его школой, относительно которых Вы так ярко написали, что наука их до сих пор не догнала тоже".

Рукопис отримано 14.02.2014.

**Н. Н. Павлунь**, д-р геол.-минерал. наук, проф., заведуючий кафедрой геологии полезных ископаемых геологического факультета Львовского национального университета им. И. Франко, г. Львов, [zaggeol@franko.lviv.ua](mailto:zaggeol@franko.lviv.ua),

**Н. Н. Зинчук**, д-р геол.-минерал. наук, проф., акад. АН РС (Я), председатель Западно-Якутского научного центра Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный, [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

#### **О ПРОГНОЗНО-ПРИКЛАДНОМ ЗНАЧЕНИИ НЕКОТОРЫХ НЕВЕРОЯТНО НЕОЖИДАННЫХ ИДЕЙ АКАДЕМИКА В. И. ВЕРНАДСКОГО (к 150-летию со дня рождения)**

*В работе кратко описана предсказательная сила некоторых идей выдающегося ученого В. И. Вернадского. Одним из таких предвидений есть неожиданная до этого времени его идея о геологической вечности жизни и биосферы во все геологические эпохи, а не только начиная с раннего палеозоя-кембрия. Отсюда и следует одна из наибольших загадок естественной и философской науки наших дней: мы не можем с уверенностью утверждать, что древнее – Земля как планета или жизнь. Иное касается грандиозной Якутской алмазной эпопеи, намного раньше которой (увенчавшейся открытием в 1954 году Л. Попугаевой первой на Сибирской платформе алмазоносной кимберлитовой трубки "Зарница") еще в 1914 году В. И. Вернадский прогнозировал наличие здесь таких диатрем и назвал практически все индикаторные минералы алмазоносных кимберлитов. Важными были и предвидения ученого по изучению газово-жидких включений в минералах, которое позже было, по представлению профессора Н. П. Ермакова, оформлено в новое научное направление – термобарогеохимию. Сегодняшняя ситуация с реорганизацией Российской академии наук также описывалась ученым столетие назад.*

**Ключевые слова:** В. И. Вернадский, биосфера, биогеохимия, минералогия, радиогеология, геологическая вечность жизни, термобарогеохимия, Российская академия наук.

**N. N. Pavlun**, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, prof. Geological Department of Lviv National University

**N. N. Zinchuk**, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, prof., acad. West-Yakutia Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences, [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

#### **ABOUT SCIENTIFIC AND APPLIED SIGNIFICANCE OF SOME INCREDIBLY UNEXPECTED IDEAS OF ACADEMICIAN V. I. VERNADSKY (to 150th anniversary of his birthday)**

*The work briefly describes predictive force of some ideas of an outstanding scientist, academician V. I. Vernadsky. Unexpected up to this time his idea about geological eternity of life and biosphere in all geological epochs but not only beginning from Early Paleozoic-Cambrian is one of such previsions. From here follows one of the greatest mysteries of natural and philosophical sciences of our days, what is more ancient - Earth as a planet, or life. Some apply to grandiose Yakutia diamond epopee (crowned by discovery in 1954 by Larisa Popugaeva of the first on the Siberian platform diamondiferous kimberlite pipe Zarnitsa), much prior to which, even in 1914 V. I. Vernadsky forecasted existence here of such diatremes and mentioned practically all indicator minerals of diamondiferous kimberlites. Predictions of the scientist about studying gas-liquid inclusions in minerals were also important, which were later arranged into a new scientific school – thermobarogeochemistry, on the proposal of Professor N. P. Ermakov. The present situation concerning reorganization of the Russian academy of sciences was also described by scientist Vernadsky a century ago.*

**Keywords:** *V. I. Vernadsky, biosphere, biogeochemistry, mineralogy, radiogeology, geological eternity of life, thermobarogeochemistry, Russian academy of sciences.*

**ПРИГЛАШЕНИЕ**  
**Международный геологический форум**  
**“Актуальные проблемы и перспективы развития геологии:**  
**наука и производство (ГЕОФОРУМ-2014)”**

Украина, г. Одесса, 7–13 сентября 2014 года

Министерство экологии и природных ресурсов Украины  
Государственная служба геологии и недр Украины  
Национальная Академия наук Украины  
Украинский государственный геологоразведочный институт  
Всеукраинская общественная организация “Ноосфера”

**Уважаемые коллеги!**

Приглашаем Вас принять участие в работе Международного геологического форума “Актуальные проблемы и перспективы развития геологии: наука и производство (Геофорум-2014)”, который состоится в г. Одесса (Украина) с 7 по 13 сентября 2014 года. На нашем комплексном мероприятии будут рассмотрены приоритетные и перспективные вопросы взаимодействия между наукой, производством, финансовым сектором, системой образования и государственным управлением в геологической отрасли.

**ТЕМАТИКА ФОРУМА**

В рамках форума планируется проведение Международных научно-практических конференций:

- “Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых”
- “Актуальные вопросы мониторинга и научного сопровождения недропользования и геологической экспертизы (Геомониторинг-2014)”
- “Современные сейсмические и другие геолого-геофизические методы при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложно построенных структур (Сейсмо-2014)”
- “Перспективы использования альтернативных и возобновляемых источников энергии (REU-2014)”

**ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ ФОРУМА**

*Председатель:*

Гошовский Сергей Владимирович, д-р техн. наук, УкрГГРИ, Киев

*Члены оргкомитета:*

Жикаляк Николай Васильевич, канд. геол. наук, ДРГП “Донецкгеология”, Донецк

Зинчук Николай Николаевич, д-р геол.-минерал. наук, ЗЯНЦ АН РС (Я), Мирный

Зурьян Олег Владимирович, УкрГГРИ, Киев

Ковалёв Дмитрий Михайлович, УкрГГРИ, Киев

Красножон Михаил Дмитриевич, д-р геол. наук, УкрГГРИ, Киев

Лютая Наталья Георгиевна, канд. геол. наук, УкрГГРИ, Киев

Поддубная Татьяна Дмитриевна, канд. геол. наук, УкрГГРИ, Симферополь

Рудько Георгий Ильич, д-р геол.-минерал. наук, д-р геогр. наук, д-р техн. наук, ГКЗ Украины, Киев

Старостенко Виталий Иванович, акад. НАН Украины, ИГ НАН Украины, Киев

*Секретариат:*

Зурьян Алексей Владимирович, УкрГГРИ, Киев, confreu@mail.ru

Колесник Татьяна Ерофеевна, УкрГГРИ, Киев

Тел.: +380 (44) 206-35-59, +380 (44) 206-35-25

Адрес: 04114, Украина, г. Киев-114, ул. Автозаводская, 78-А.

Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ)

**КЛЮЧЕВЫЕ ДАТЫ**

30 июля 2014 г. Окончание приёма заявок на доклады и тезисы докладов, формирование научной программы

30 июля 2014 г. Окончание предварительной регистрации

7 сентября 2014 г. Начало регистрации на месте

8 сентября 2014 г. Официальное открытие конференции

11 сентября 2014 г. Дружеский вечер

12–13 сентября 2014 г. Культурная программа

Подробную информацию о форме предоставления заявки и тезисов докладов, а также семинарах в рамках конференции, культурной программе, организационном взносе и истории проведения мероприятия можно найти на сайтах: [www.ukrdgri.gov.ua](http://www.ukrdgri.gov.ua), [www.geonews.com.ua](http://www.geonews.com.ua) или получить непосредственно в секретариате форума.



## ДО ВІДОМА АВТОРІВ

Редакція журналу “Збірник наукових праць УкрДГРІ” приймає оригінальні, раніше не опубліковані статті геологічної, геолого-мінералогічної та технічної тематик.

Статті надсилаються в друкованому (два примірники) й електронному вигляді, бажано українською мовою. Електронний варіант приймається на компакт-диску чи електронною поштою.

Обсяг однієї наукової статті – **до 20 стор.** машинопису через два інтервали (разом з таблицями, фото, рисунками та підписами до них, бібліографічним списком, анотацією), оглядової – 10–15 сторінок, інформаційного повідомлення – три–чотири сторінки.

До рукопису необхідно додати акт експертизи, лист-рекомендацію й такі відомості про автора/авторів: прізвище, ім'я та по батькові (повністю); вчене звання і вчений ступінь; посада чи професія; місце роботи (назва установи чи організації); робоча адреса, номер телефону; домашня адреса, номер телефону, електронна адреса.

До кожної статті обов'язково наводяться: **номер УДК, анотація, назва статті та ключові слова (українською, російською та англійською мовами)**, бібліографічний список за алфавітом (оформлений відповідно до сучасних вимог), таблиці, рисунки та підписи до них (**окремі файли**). У тексті посилання на літературу надаються у квадратних дужках за номером у списку.

Комп'ютерні макети рисунків приймаються за дотриманням таких умов.

**Р а с т р о в а** графіка: чорно-біле зображення – \*.TIF чи \*.PSD (Adobe PhotoShop 7.x, 8.x); повнокольорове зображення – \*.TIF, \*.EPS, \*.PSD-формат, розрізнення 300 dpi. Кольорова модель CMYK, чорний колір в одному каналі.

**В е к т о р н а** графіка: файли формату \*.AI, \*.EPS (Adobe Illustrator v. 8.x, 9.x) чи \*.CDR (Corel Draw v. 11.x, 12.x, 13.x). Використані шрифти мають бути подані окремо або переведені в криві. Растрову графіку до векторного макета не заносити (!).

З метою подальшого підвищення наукового рейтингу журналу та його дописувачів варто звернути увагу на такі вимоги:

1. Єдиним джерелом інформації щодо змісту статті для іноземних спеціалістів є анотація англійською мовою. Тому її обсяг може бути більшим (до 250 слів) за обсяг анотації українською (російською).

Вимоги до анотацій англійською мовою: інформативність (відсутність загальних слів); змістовність (відображення основного змісту статті та результатів досліджень); застосування термінології, характерної для іноземних спеціальних текстів; єдність термінології в межах анотації; відсутність повторення відомостей, що містяться в заголовку статті.

Перед анотаціями надається ПІБ усіх авторів, назва організації та назва статті. В англійськомовному варіанті прізвища авторів статей надаються в одній з прийнятих міжнародних систем транслітерації. Автоматизувати процес транслітерації можна безкоштовно, скориставшись для російського тексту: <http://translit.ru/>, для українського тексту: <http://translit.kh.ua/>.

Для повного й коректного створення профілю автора дуже важливо наводити місце його роботи. Застосування в статті офіційної, без скорочень, назви організації англійською мовою запобігатиме втраті статей у системі аналізу організацій та авторів. Бажано вказувати в назві організації її відомство за належністю.

2. Крім звичайного списку посилань, складеного за алфавітом, в аналітичній системі SCOPUS необхідно наводити окремим блоком списки використаної літератури (References) латиницею. Для українсько- та російськомовних статей з журналів, збірників, матеріалів конференцій структура бібліографічного опису така: автори (транслітерація), переклад назви статті англійською мовою, назва джерела (транслітерація, курсив),

вихідні дані, в дужках - мова оригіналу (in Russian, in Ukrainian). Якщо в списку є посилання на іноземні публікації, вони повністю повторюються в списку, який створюється в латинському алфавіті.

Найточнішу ідентифікацію статей з електронних журналів можна отримати, якщо навести унікальний ідентифікатор (Digital Object Identifier – DOI). За наявності в статті DOI посилання на статтю буде однозначно правильно визначено.

*РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ журналу знову звертає особливу увагу безпосередньо авторів, учених рад та адміністрацій підприємств (за рекомендаціями й клопотаннями яких до видання надходять різноманітні матеріали) на підвищення вимог до публікацій з боку Вищої атестаційної комісії України. Виходячи з постанови президії ВАК України від 15.01.2003 р. № 7-05/1 до друку прийматимуться лише наукові статті, які мають такі необхідні елементи: постановка проблеми в загальному вигляді та її зв'язок з важливими науковими чи практичними завданнями; аналіз останніх досліджень і публікацій, в яких започатковано розв'язання цієї проблеми і на які спирається автор, виділення не вирішених раніше частин загальної проблеми, котрим присвячується означена стаття; формування цієї статті (постановка завдання); виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням отриманих наукових результатів; висновки з цього дослідження й перспективи подальших розвідок у даному напрямі.*

Матеріали надсилати відповідальному секретарю збірника А. Я. Парфеновій за адресою: 04114, м. Київ-114, вул. Автозаводська, 78. Тел.: 432-34-07. E-mail: parfenova\_a@ukr.net.

Відомості про публікації нашого журналу можна знайти на офіційному сайті УкрДГРІ – [www.ukrdgri.gov.ua](http://www.ukrdgri.gov.ua), на сайті Національної бібліотеки України імені В. І. Вернадського – [http://www.irbis-nbuv.gov.ua/cgi-bin/irbis\\_nbuv/cgiirbis\\_64.exe?Z21ID=&I21DBN=UJRN&P21DBN=UJRN&S21STN=1&S21REF=10&S21FMT=juu\\_all&C21COM=S&S21CNR=20&S21P01=0&S21P02=0&S21P03=PREF=&S21COLORTERMS=0&S21STR=UDGRI](http://www.irbis-nbuv.gov.ua/cgi-bin/irbis_nbuv/cgiirbis_64.exe?Z21ID=&I21DBN=UJRN&P21DBN=UJRN&S21STN=1&S21REF=10&S21FMT=juu_all&C21COM=S&S21CNR=20&S21P01=0&S21P02=0&S21P03=PREF=&S21COLORTERMS=0&S21STR=UDGRI),

Автори відповідають за точність викладених фактів, даних, цитат, бібліографічних довідок, написання географічних назв, власних імен, геологічних термінів тощо.