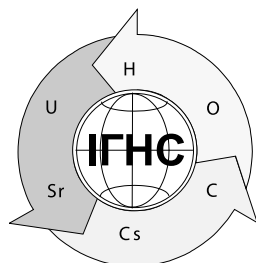


Державна установа

**«ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ НАВКОЛИШНЬОГО
СЕРЕДОВИЩА НАН УКРАЇНИ»**



**Збірник наукових праць
Інституту геохімії навколишнього середовища
випуск 20**

**Сборник научных трудов
Института геохимии окружающей среды
выпуск 20**

**Collected papers
Institute of Environmental Geochemistry
Issue 20**

Київ-2012

УДК [553.495 : 553.061 : 551.21 +550.42] (477)

Збірник наукових праць / Інститут геохімії навколишнього середовища — Київ, 2012. — вип.20. — с.

Збірник присвячений 100-річчю з дня народження академіка НАН України Белєвцева Якова Миколайовича (1912 – 1993). У збірнику наведені спогади про Я.Н.Белєвцева та статті, що стосуються наукових проблем, розробкою яких він займався: уранового рудоутворення, геохімії елементів та їх ізотопів, перспектив відкриття уранових та уран-торій-рідкоземельних родовищ в різних структурах Українського щита. Висвітлюються також деякі питання екологічної безпеки стосовно ролі розломно-тріщинних структур в міграції радіонуклідів у Чорнобильській зоні відчуження, досвіду використання ГІС-технологій для оцінки стану підземних вод, способів вилучення тритію з води, впливу на навколишнє середовище гірничо-видобувних урановорудних підприємств.

Збірник розрахований на широке коло спеціалістів у галузі рудоутворення, металогенії, ізотопної геохімії, екології.

Сборник посвящен 100-летию со дня рождения академика НАН Украины Белєвцева Якова Николаевича (1912 – 1993). В сборнике приведены воспоминания о Я.Н. Белєвцеве и статьи, касающиеся научных проблем, разработкой которых он занимался: уранового рудообразования, геохимии элементов и их изотопов, перспектив обнаружения урановых и уран-торий-редкоземельных месторождений в различных структурах Украинского щита. Освещаются также некоторые вопросы экологической безопасности, касающиеся роли разломно-трещинных структур в миграции радионуклидов в Чернобыльской зоне, опыта использования ГИС-технологий для оценки состояния подземных вод, способов извлечения из воды трития, влияния на окружающую среду горнодобывающих урановорудных предприятий.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов в области рудообразования, металлогении, изотопной геохимии, экологии.

The present issue is devoted to commemoration of the 100th anniversary of Yakiv Mykolaiovych Belevtsev (1912-1993), member of Academy of sciences of Ukraine. The collected papers contain reminiscences about Ya. M. Belevtsev and articles which deal with the scientific problems he worked on: uranium ore formation, geochemistry of elements and isotopes, prospects for discovery of uranium and uranium-thorium-rare earths deposits in different Ukrainian shield structures. The articles also cover some ecological safety problems as regards the role of fracture-joint structure in radionuclide migration in the Chernobyl exclusion zone, application of GIS techniques for ground water state assessment, methods of thorium extraction from water, impact of uranium mining industry on the environment.

For scientific workers and specialists in the field of ore formation, metallogeny, isotope geochemistry, ecology

ГОЛОВНИЙ РЕДАКТОР

Е.В. СОБОТОВИЧ, академік НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук

ЗАСТУПНИКИ ГОЛОВНОГО РЕДАКТОРА:

Р.Я. Белєвцев, чл.-кор. НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук,

Г.М. Бондаренко, доктор геолого-мінералогічних наук (відповідальний редактор)

НАУКОВИЙ РЕДАКТОР

Р.Я. Белєвцев, чл.-кор. НАН України, доктор г.-м. н.

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ:

Г.В. Лисиченко, чл.-кор. НАНУ, д-р т. н., **В.Г. Верховцев**, д-р г. н., **Б.О. Горлицький**, д-р г.-м. н., **В.П. Семененко**, д-р г.-м. н., **В.В. Долін**, д-р г. н., **М.О. Ярошук**, д-р г.-м. н., **Б.Г. Шабалін**, д-р г. н., **Ю.Л. Забулонов**, д-р т. н., **С.М. Чумаченко**, д-р т. н., **В.І. Пампура**, д-р т. н., **І.Ф. Шраменко**, к. г.-м. н., **К.Г. Сушук**, к. г.-м. н., **Демченко Л.В.**, к. ф.-м. наук (відповідальні секретарі).

Друкується за постановою Вченої ради ДУ ІГНС
Свідоцтво про державну реєстрацію: КВ № 19790-9090 ПР
© ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища» НАНУ

ПЕРЕДМОВА

Цей збірник Інституту геохімії навколишнього середовища присвячений сто-річчю з дня народження видатного вченого і організатора науки, лауреата Державних премій, кавалера орденів і медалей, академіка НАН України Белєвцева Якова Миколайовича (1912 – 1993 рр.)

Яків Миколайович був засновником і керівником Відділення металогенії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України. Завдяки величезному обсягу наукової та науково-організаційної роботи з невеличкого колективу відділу № 5 ним була створена юридично самостійна організація, яка налічувала дев'ять наукових відділів та п'ять наукових лабораторій. Я.М. Белєвцев виховав численних докторів і кандидатів наук і сформував колектив фахівців, який займався науковими дослідженнями в таких напрямках: теорія рудоутворення та металогенія; критерії прогнозування і пошуків родовищ; моделювання геохімічних, рудоутворюючих та геоекологічних систем. Вирішення фундаментальних проблем рудоутворення та металогенії виконувалось головним чином на основі вивчення уранових та залізорудних родовищ, в меншій мірі родовищ золота та поліметалів.

Я.М. Белєвцев є ініціатором розробки теорії метаморфогенного рудоутворення. Під його керівництвом сформувалась відповідна наукова школа, яка набула широкого визнання як у країні, так і за рубежом. В організаційному плані розвитку цих досліджень сприяло створення при Науковій раді по рудоутворенню Відділення геології АН СРСР Комісії по метаморфогенному рудоутворенню під головуванням Якова Миколайовича, а також проведення з 1969 по 1990 рік шести всесоюзних нарад за його ініціативою та при активній участі вчених Відділення металогенії. Результатом тридцятирічних досліджень під керівництвом Я.М. Белєвцева стало видання в 1985–1986 рр. чотиритомної монографії за його редакцією «Метаморфогенное рудообразование в докембрии», в якій викладені геологічні та фізико-хімічні основи теорії, охарактеризовані формації метаморфогенних рудних родовищ, встановлені закономірності розміщення та пошукові критерії цих родовищ.

Величезний обсяг робіт був виконаний Я.М. Белєвцевим по координації досліджень та розробці міжрегіональної програми за постановою Держкомітету СРСР по науці і техніці «Геолого-генетическое изучение железисто-кремнистых формаций Европейской части СССР для установления закономерностей железонакопления в докембрии, прогнозной оценки перспективных площадей и выдачи рекомендаций по очередности проведения геолого-поисковых и разведочных работ». Під керівництвом Я.М. Белєвцева були проведені експедиційні роботи в ряді регіонів Європейської частини СРСР разом із співробітниками наукових і галузевих інститутів, вузів, експедицій Міністерства геології та чорної металургії. В результаті було вирішено ряд фундаментальних проблем стосовно еволюції залізонакопичення в історії Землі, наукового прогнозу залізорудної сировини на Східно-Європейській платформі, оцінки перспектив окремих регіонів. Узагальнюючі результати опубліковані у 10-томній серії монографій «Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР», головним редактором якої був Я.М. Белєвцев.

І все ж головним металом, яким Яків Миколайович займався все життя, був уран. Одразу після закінчення Великої Вітчизняної війни, коли постало гостре питання про сировину для ядерних досліджень, Яків Миколайович почав розробку наукових прогнозів і конкретні пошуки уранових родовищ. І в результаті були відкриті на Україні перші уранові родовища в докембрії Українського щита, пов'язані із залізорудними товщами. В 1951 році Яків Миколайович отримав свою першу Державну (Сталінську) премію за відкриття та розвідку Жовторічинського уранового родовища.

Подальші дослідження металогенії урану та загальної металогенії проводились Я.М. Белєвцевим вже в складі Академії наук України разом із створеним ним колективом Відділу № 5 (в подальшому – Відділення металогенії) на протязі всього часу існування відділення. Були отримані важливі результати як в теоретичному, так і в практичному плані, створені металогенічні та прогнозні карти, розроблені моделі уранових родовищ нових генетичних типів та наукові критерії пошуків цих родовищ. За розробку теоретичних

основ металогенії докембрія та складання прогнозних і металогенічних карт докембрія України і Молдови Я.М. Белєвцев був нагороджений другою Державною премією. Під редакцією Я.М. Белєвцева видано дві фундаментальні монографії стосовно генетичних типів та закономірностей розміщення уранових родовищ України.

Яків Миколайович приймав участь у багатьох міжнародних геологічних конгресах і був широко відомий серед геологів як нашої країни, так і за її межами. Він проводив величезну науково-організаційну роботу, був головою спецради по захисту докторських дисертацій, мав багато учнів і послідовників, залишив після себе сотні наукових праць, створив металогенічну школу. Як першовідкривач родовищ корисних копалин, видатний вчений і організатор науки, був нагороджений Державними та іменними преміями, орденами і медалями.

Пам'ять про Якова Миколайовича Белєвцева дбайливо зберігається його учнями, колегами, друзями, послідовниками.

Редакційна колегія



Яков Николаевич Белевцев
(1912 – 1993)

Яков Николаевич Белевцев — человек, геолог, ученый
К 100-летию со дня рождения академика НАН Украины
Якова Николаевича Белевцева
(1912 – 1993)



Академик НАН Украины Яков Николаевич Белевцев обладал особенным талантом геолога и ученого. Он был увлеченным человеком, удачливым искателем и первооткрывателем многих месторождений железа, марганца и урана, пытливым ученым, стремившимся объяснить увиденное, найти то, что еще никому не давалось. Да и человеком он был ярким, жизнерадостным, заражавшим оптимизмом окружающих, умевшим организовать своих соратников на общее дело и добиться поставленной цели как в науке, так и в практике.

Яков Николаевич родился 7 апреля 1912 г. в с. Орехово Курской области в семье крестьянина. Был младшим в семье, имел трех братьев и трех сестер. Его братья участвовали в гражданской войне, работали в Донбассе, куда 12-летний Яша Белевцев уехал «зайцем» после окончания начальной школы. Здесь он закончил семилетку, учился в Горпромуче, три года работал кузнецом, слесарем, машинистом врубовой машины в угольной шахте. В 1931 году по направлению комсомольской организации шахты он поступил в Харьковское авиационное училище, из которого перешел в Днепропетровский горный институт (ДГИ) на физический факультет, а затем на геологический. Моя мать и его будущая жена вспоминала, что когда он пришел к ним на геологический факультет вместо студента, ушедшего на физический (такой интересный был обмен), то девчата ахнули: вместо красавчика пришел малый и невзрачный. Однако уже на первых занятиях Яша стал задавать преподавателям вопросы и даже спорить по сложным проблемам, которые возникали у многих, но они не решались их задавать. Яша остротой мышления и веселым характером быстро завоевал авторитет и у ребят, и у девчат. И внешние его недостатки куда-то исчезли. Несмотря на неполное среднее образование, в институте он учился отлично, кроме того, возглавил комсомольскую организацию всего института. Не миновали его и партийные чистки — в 1933 г. он был исключен из партии как сын кулака, но потом его отец был признан середняком и Яков Николаевич был восстановлен во всех правах. В институте он женился в 1935 г. на Варваре Сергеевне Трифионовой, в 1937 г. у них родился сын Рудольф, а в 1940 — дочь Людмила. Варвара Сергеевна, как геолог-петрограф, была всю жизнь рядом с Яковом Николаевичем, помогала ему в работе. Описывала шлифы и давала петрографическое описание пород, корректировала отчеты и статьи.

После окончания ДГИ в 1937 году Яков Николаевич полгода работал по распределению на полиметаллическом месторождении Садон в Северной Осетии, а в конце этого же года был направлен в Криворожский железорудный бассейн (Кривбас), где к тому времени были арестованы практически все руководители геологической службы. Вначале Я.Н. работал старшим геологом рудника им. Дзержинского, затем (1939-1941) — начальником

отдела геологической съемки треста «Кривбасразведка». Кривбас, а с ним и г. Кривой Рог, быстро развивались, поскольку здесь добывали около 60% железной руды страны.

Еще в предвоенные годы у Якова Николаевича зародились новаторские идеи о том, что криворожская железорудная толща состоит не из одного или двух пластов, как считалось ранее, а из нескольких (до десятка) железорудных пластов, круто уходящих на глубину и образующих крупный Криворожский синклиниорий. Позднее было уточнено количество таких пластов — их оказалось семь. Эта схема в корне меняла представления о геологической структуре Кривбасса и увеличивала перспективы распространения железных руд на глубину. Во время геологической съемки Яков Николаевич обратил внимание на то, что железистые породы переходят в богатую руду за счет утонения или исчезновения кварцевых прослоев. Это явление он объяснил тем, что через железистые породы во время метаморфизма циркулировали щелочные растворы, выщелачивающие SiO_2 , что приводило к обогащению пород железом. Залежи железных руд располагались в пространстве в виде рудных столбов в местах региональных изгибов ядерной части синклинория. Еще до войны такая структура Кривбасса была подтверждена на глубину нескольких сотен метров, а после войны — уже до глубин 2000-2500 м. Эти данные легли в основу его теории метаморфогенного рудообразования. Геологическая карта Кривбасса, построенная Я.Н. Белевцевым, во время войны висела на стене кабинета министра черной металлургии СССР И.Ф. Тевосяна.

Осенью 1941 года Яков Николаевич был направлен в Таштагольский район Горной Шории (Кузнецкий Алатау) на поиски остро необходимых стране месторождений марганца, поскольку Никополь был захвачен, а Чиатура блокирована немцами. Марганец, как известно, составляет около 30% броневой стали для танков. Ему удалось открыть и разведать большое Лебединское месторождение марганца, за что он был награжден первым своим орденом «Знак Почета». Работа в горношорской тайге была тяжелой, первую зиму голодали, но потом Яков Николаевич достал на комбинате соль, ее продали и купили семена овощей. Урожай картофеля, буряка, репы, лука, чеснока, моркови и проса был замечательный, так как лето там теплое и сырое. Зато зимы морозные и сильно снежные, без единого ветерка. Слой снега, выпавшего за зиму, в слежавшемся состоянии достигал в высоту 4-5 м, так что он проламывал любую крышу, если его регулярно не убирать. Геологическая работа тоже была не легкой и, как вспоминал Яков Николаевич, был случай, когда из глубокого разведочного колодца-дудки глубиной до 40 м еле выбрался, поскольку его незакрепленные стенки начали быстро осыпаться, а после подъема бабьи с ним рухнули вниз.

Весной 1944 г. Яков Николаевич вернулся в освобожденный от немцев Кривбас. Он был назначен главным геологом геолтреста и занялся восстановлением железорудной базы Кривбасса. В августе 1945 г. было распространено постановление Совмина СССР, предписывающее всем геологам направить усилия на поиски месторождений урана, необходимого для создания атомной бомбы. В то время господствовали представления о том, что урановые руды связаны лишь с молодыми гидротермальными процессами. У Якова Николаевича появилась идея о докембрийских гидротермальных месторождениях урана, и он на свой страх и риск начал проверять на радиоактивность все имеющиеся образцы пород на обычном учебном электроскопе. Вначале изучались случайные образцы маркированного керна во дворе геолтреста, а затем, после возвращения из эвакуации геологических фондовых материалов, поиски стали более систематическими в кернохранилищах и в шахтах. Много было перепробовано образцов, прежде чем попалась порода со щелочным амфиболом, которая впервые раздвинула лепестки электроскопа, поскольку была радиоактивной и содержала уран. Всего было отобрано 30-35 таких образцов из скважин и шахты «Капитальная» рудников «Первомайский» и «Желтая Река» с глубин 100-200 м. Шахты были еще затоплены, и спуститься к ним Яков Николаевич смог лишь через несколько месяцев. Собранные образцы отправили в Москву, где было установлено, что впервые в СССР появилась промышленная урановая руда. Так было открыто Первомайское урановое месторождение, а затем, в конце 1946 г. после откачки воды из шахты «Капитальная», и крупнейшее Желтореченское.

Это было первое крупное месторождение урана в СССР. О нем ежедневно сообщал «Голос Америки», говорили женщины на рынках, а Яков Николаевич и его соратники были под зорким наблюдением КГБ и 25 лет молчали об этом. В 1951 году Яков Николаевич за открытие, разведку и освоение Желтореченского уранового месторождения получил Сталинскую премию первой степени вместе с Н.С. Королевым и В.И. Кузьменко. В изучении Желтореченского месторождения активное участие принимали С.А. Скуридин и Г.И. Каляев. На базе этого месторождения построен комбинат и целый город – Желтые Воды, но, к сожалению, среди его жителей мало кому известно, кто является первооткрывателем этого уникального месторождения.

Интересны воспоминания Якова Николаевича о встрече с Л.П. Берия, который курировал атомную программу СССР. В 1950 году Якова Николаевича вызвали в Москву к министру геологии П.Я. Антропову. Оказалось, что нужно идти к Л.П. Берии для информации о состоянии минерально-сырьевой базы урана. Московские власти тогда работали по ночам из-за бессонницы Сталина. Вечером перед приемом министр сильно нервничал и все время ходил по кабинету: «Тебе хорошо», — говорил он, — «Что с геолога взять, а я за все отвечаю и не знаю, куда пойду после этой встречи — назад в Министерство или в лагерь!» Отец вспоминал: «Уже после полуночи нас вызвали в Кремль, долго шли коридорами, где несколько раз проверяли документы, затем вошли в кабинет Л.П. Берии. В большом зале он сидел вдаль за столом и что-то писал. Мы сели к столу. А слева вдоль стены кабинета за длинным столом сидели молча около двух десятков генералов НКВД. Л.П. Берия еще долго что-то писал, не поднимая головы. Затем расспросил нас о состоянии дел. После министра я рассказал о разведке и эксплуатации Желтореченского месторождения. Л.П. Берия поинтересовался, как мне работается, и когда узнал, что я живу в Кривом Роге и каждый день езжу в Желтые Воды и обратно (а это около 70 км в одну сторону), спросил, какая там дорога. Я ответил, что до рудника Ленина неплохая, а далее грунтовая «мошенка». Он сказал, что это непорядок и нужно сделать хорошую дорогу между Кривым Рогом и Желтыми Водами. И действительно, скоро была построена неплохая бетонка между Желтыми Водами и рудником им. Ленина». На Якова Николаевича эта встреча произвела большое впечатление.

В 1953 г. по приглашению Президиума АН УССР мы переехали в г. Киев, где Яков Николаевич возглавил отдел, а потом сектор в Институте геологических наук АН УССР по изучению урановых и железных руд. Он к тому времени уже защитил кандидатскую диссертацию в 1948 г., докторскую диссертацию в 1952 г., а еще в 1951 г. был избран членом-корреспондентом АН УССР. Его сотрудниками были Г.И. Каляев, С.И. Скуридин, А.И. Стрыгин, Б.И. Горошников, Г.В. Тохтуев, Н.П. Гречишников, В.И. Скаржинский, П.К. Лагутин, Ю.П. Мельник, Е.А. Кулиш, С.В. Смирнов, В.И. Николаенко, Ю.М. Епатко, В.Ю. Фоменко, С.Д. Лепкий, А.А. Вальтер, Л.Р. Казаков, Ф.И. Жуков, В.Б. Коваль, В.В. Науменко, Ю.М. Коптюх, Е.Б. Глевасский, О.А. Крамар, В.Н. Кучер, В.А. Самсонов, Б.Ф. Мельниченко, Б.А. Горлицкий, А.А. Дроздовская, М.А. Ярошук, Б.А. Занкевич, Е.Г. Сушук, С.И. Терещенко и др. Одновременно Яков Николаевич читал курс лекций о структуре рудных полей в Киевском университете, за что получил в 1955 г. звание профессора. В 1967 г. его избрали академиком АН УССР. Он трижды лауреат Государственных премий СССР и УССР. Геологические исследования Яков Николаевич проводил в тесном сотрудничестве с геологами-производственниками, такими как Н.М. Акименко, С.И. Жилкинский, М. Светличный, Ю.Г. Гершойг, П.Д. Радуцкая, Г.Г. Бура, М.П. Кулишов, М.И. Веригин, Л. Ходюш, А.А. Питадже, П.М. Рудницкий, М.И. Черновский, Б.И. Щербаков, И.А. Зарицкий, А.К. Прусс, В.В. Решетняк, В.Н. Низовский, А.Х. Баркаржиев, Н.С. Курлов, О.Ф. Макивчук и др.

У Якова Николаевича были тесные связи и общие работы со многими учеными: Н.П. Семененко, В.И. Смирновым, В.Н. Котляром, Г.А. Твалчрелидзе, Е.Ф. Шнюковым, И.С. Усенко, Н.П. Щербаком, С.П. Родионовым, Л.Н. Овчинниковым, А.С. Поваренных, С.И. Субботиным, Е.К. Лазаренко, В.Б. Соллогубом, А.В. Чекуновым, В.И. Старостенко, З.А. Крутиховской, Л.С. Галецким, Н.А. Плаксенко, И.Б. Щербаковым, И.Н. Щеголевым и многими другими.

Яков Николаевич выдвинул и обосновал теорию метаморфогенного образования рудных месторождений, как результат своих геолого-металлогенических исследований, а также руководимого им коллектива Отделения металлогении Института геохимии и физики минералов АН УССР (с 1969 г). Благодаря его энергии был построен в 1978 году новый корпус Отделения металлогении Института геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины с научным оборудованием и лабораториями, в котором сейчас располагается Институт геохимии окружающей среды НАН Украины. Он опубликовал десятки монографий и более 300 научных работ как результат геолого-поисковых и физико-химических исследований рудообразующих процессов. Воспитал около двух десятков докторов и около полусотни кандидатов наук. Участвовал во многих международных геологических конгрессах и совещаниях в Мексике, Канаде, Австралии, Японии, Чехословакии. Он вместе со своими соратниками познакомился почти со всеми крупными рудными месторождениями СССР, со многими в восточной Европе, Китае, Индии. Его геологическое и научное наследие оказало и будет оказывать большое влияние на геологическую науку и практику Украины, бывшего СССР и всего мира.

Жизнь Якова Николаевича, необычайно яркая, многообразная, во многом является примером для подражания. Он был быстрым, напористым, сообразительным, трудолюбивым, компанейским, доброжелательным и сильно везучим. Академик АН СССР В.И. Смирнов, выдающийся ученый в области полезных ископаемых, назвал его «криворожским Лутугиным», сравнил с известным родоначальником геологии Донбасса. Его также можно назвать главным геологом Кривбасса, поскольку геолого-разведочные работы в Кривбассе он сразу после войны возглавлял практически, а после 1953 года оставался их научным руководителем, определяя их главные направления.

В 80-е годы прошлого века в СССР попытались решить накопившиеся проблемы геологии и рудообразования при помощи программы сверхглубокого бурения. Для Украины после долгого обсуждения был принят проект бурения Криворожской сверхглубокой скважины (КСГС) в западной части Криворожской структуры на Ленинском руднике для того, чтобы пересечь железорудную формацию, а также залегающие ниже комплексы до глубины 12 км. Этот проект был предложен Я.Н. Белевцевым. КСГС была забурена в 1984 году и остановлена в 1994 году на глубине около 5500 м. Она дала уникальную информацию о глубинных горизонтах украинского докембрия и Криворожской структуры. Мне, как петрологу, неоднократно пришлось с Яковым Николаевичем быть на КСГС и изучать керн этой скважины вместе с главным геологом экспедиции сверхглубокого бурения Н.С. Курловым. Материалы КСГС оказали и будут оказывать большое влияние на понимание геологии докембрия, рудообразования, геохимии и геофизики Украины и других регионов.

В конце 80-х годов прошлого века по научной программе «Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР (ЖФД)» под руководством Якова Николаевича были также проведены обобщающие научные исследования по стратиграфии, структурам, тектонике, минералогии, метаморфизму, генезису и прогнозной оценке ЖФД. Организованная им для этой цели комплексная геологическая экспедиция посетила Белоруссию, Прибалтику, Карелию, Кольский полуостров, Курскую магнитную аномалию и Украинский щит, были детально изучены и обобщены имеющиеся новые геологические материалы по ЖФД Европейской части СССР и издано десять крупных обобщающих монографий в 1988-1990 г.г.

В конце 80-х и начале 90-х годов Яков Николаевич был одним из инициаторов геолого-поисковых и научных работ в Украине на золото, но не успел эту программу завершить. Правда, несколько лет назад кандидатскую диссертацию по изотопной геохимии Клиновского золоторудного месторождения в Приингулье успешно защитил внук Якова Николаевича — Белевцев Александр Рудольфович. Его внучка Белевцева Мария Рудольфовна работает инженером-геологом в УкрГГРИ. Геологическая династия Белевцевых продолжается!

Во время полевых работ Яков Николаевич с коллективом часто останавливался на базе отдыха Криворожской геолого-разведочной экспедиции на р. Боковеньке. Там были

вагончики, лодки, кухня и даже бильярд. Эта база была близка к объектам полевых работ — обнажениям кристаллических пород между Кривым Рогом и Кировоградом. Возле последнего в 1964 году было открыто крупное Мичуринское урановое месторождение, а затем ряд других урановых, золоторудных и редкометальных месторождений в Кировоградском районе.

Мне часто приходилось участвовать в геологических экспедициях («в поле» — как говорят геологи) в Кривбассе и, например, по программе железисто-кремнистых формаций докембрия (ЖФД) по всему СССР под руководством отца, академика НАН Украины Белевцева Якова Николаевича в 60-е–80-е годы прошедшего века. В те времена мы выезжали в поле каждый год на месяц-два в Кривбас, Кировоград, Побужье, КМА, Прибалтику, Карелию, Кольский полуостров, Забайкалье, Урал, Казахстан, Курильские острова. Это были увлекательные поиски и находки, тайны, для открытия которых нужны не только знания, опыт и терпение, проекты и финансы, буровые станки, геологический молоток и микроскоп, но еще и особый талант поисковика — воображение, вера в удачу и сама удача! И все это было у Якова Николаевича. Он и меня заразил геологией. Но главное — он родился, жил и работал в нужное время и в нужном месте, когда геологические поиски и разведка были востребованы, еще как востребованы: то железо и марганец длястроек, танков и орудий, то уран для атомного оружия и энергетики! Да и сам он был увлечен и влюблен в геологию, в работу, в Кривбас. Он и ушел из жизни в трудное перестроечное время, когда почувствовал, что не востребован так, как ранее. Ушел 29 августа 1993 г...

Но он успел многое сделать, открыть, обосновать, опубликовать. Всегда и везде он создавал творческие коллективы геологов, которые были увлечены его идеями и работали как единый организм. Он умел ладить с начальством и был отцом родным для единомышленников. Хоть был не прост, умен и умел. Его энергии не было границ.

Он оставил после себя открытые им месторождения, добрую память людей, научные работы, геологические идеи, гипотезы и теории, которые будут развивать дальше его соратники, ученики, последователи, дети, внуки, а также свою жизнь как пример для подражания.

Член-корреспондент НАН Украины, профессор,
зав. отделом термодинамики геосфер
ИГОС НАН Украины

Белевцев Рудольф Яковлевич

Белевцев Р.Я. ЯКІВ МИКОЛАЙОВИЧ БЕЛЕВЦЕВ – ЛЮДИНА, ГЕОЛОГ, ВЧЕНИЙ.

Спогади до 100-річчя з дня народження видатного вченого, академіка НАН України Якова Миколайовича Белевцева. Його життєвий шлях, видатні досягнення в галузі геологічних наук, теорії утворення рудних родовищ, металогенії, вивченні уранових, залізорудних родовищ, створенні наукової школи, вихованні наукових кадрів.

Belevtsev R.Ya. YAKIV MYKOLAIOVYCH BELEVTSEV – PERSONALITY, GEOLOGIST, SCIENTIST

Reminiscences in commemoration of the 100-anniversary of Yakiv Mykolaiovych Belevtsev – the famous scientist, member of Academy of sciences of Ukraine. The article tells about his life, outstanding achievements in the field of geological sciences, theory of ore formation, metallogeny, study of uranium and iron ore deposits, creation of the scientific school, education of scientists and researchers.

Ю.А. Фомин

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КОМПОНЕНТОВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА И УРАНА ДОКЕМБРИЯ
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

Проведено исследование изотопного состава водорода, кислорода, углерода H_2O и CO_2 газовой-жидких включений в минералах месторождений Au и U Украинского щита с возрастным интервалом 3042-1750 млн лет в диапазоне температур от 570-550 до 110-100°C. Анализ эволюции флюидных систем в докембрии позволил предположить принадлежность объектов к единому планетарному циклу.

Введение. Исследование рудообразующих флюидных систем раннего докембрия относится к числу проблем, решение которых насколько важно в теоретическом плане, настолько и затруднительно с точки зрения практической реализации. В частности, использование методик непосредственного изучения флюидных включений в этом случае имеет существенные ограничения, связанные, прежде всего, с разновозрастными и различными по своей интенсивности (фациальности) проявлениями регионального метаморфизма, а также со сложными и неоднозначно трактуемыми взаимоотношениями между процессами метаморфизма и рудообразования. В пределах Украинского щита это особенно касается, золоторудных месторождений, как архейского, так и нижнепротерозойского возраста [11, 15, 17, 20, 24, 29]. Хотя для урановорудных альбититов также приняты гипотезы ультраметаморфического и послеметаморфического происхождения [2, 26, 27].

Кроме того, имеются определенные трудности методического характера, которые вытекают из непосредственных измерений изотопных отношений элементов в компонентах газовой-жидких включений. Именно такие (прямые) измерения, выполненные Ю. Н. Демиховым по методике, изложенной в работе [26], составляют основу данного исследования. Значения δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ H_2O и CO_2 определены относительно международных стандартов SMOW (водород, кислород) и PDB (углерод) с точностью: для $\delta D \pm 4$, для $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C \pm 0,5$ ‰. Приведенная точность (для компонентов H_2O) выдерживается при достаточно высоком количестве выделенной воды включений. В силу методических ограничений, связанных с неполным выходом воды [8, 14], а также в случае объективного обезвоживания проб минералов, что является обычным для древних, «высушенных» метаморфизмом образований, точность может снижаться.

Настоящая статья, продолжая многолетние исследования в указанном направлении, посвящена сравнительной характеристике изотопного состава водорода и кислорода воды, а также углерода и кислорода углекислого газа флюидных включений в минералах золоторудных и урановых месторождений раннего докембрия Украинского щита.

Объекты исследования и их характеристика. Изученные объекты относятся к двум регионам (мегаблокам) Украинского щита и одновременно характеризуют две группы — архейскую и раннепротерозойскую. Первая представлена месторождениями золота Сурской и Чертомлыкской структур Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Вторая — месторождениями золота и урана Кировоградского мегаблока (табл.1). Общий возрастной диапазон составляет 3042-1750 млн лет.

Архей. Рассмотрены главнейшие типы золотосодержащих руд месторождений Сергеевское, Балка Золотая Сурской и Балка Широкая Чертомлыкской зеленокаменных структур [21, 29].

Таблица 1. Изотопный состав Н, О, С Н₂О и СО₂-флюида в минералах разновозрастных месторождений золота и урана.

	Минерал (n)	Н ₂ О			СО ₂		
		мг/кг	δD, ‰	δ ¹⁸ O, ‰	мг/кг	δ ¹³ C, ‰	δ ¹⁸ O, ‰
1	Кварц-1 (2)	68,5	+4,5	-6,8	80	-3,2	+21,0
		67-70	-7...+16	-7,1...-6,5	50-110	-5,2...-1,3	+19,6...22,3
	Кварц-2 (1)	50	-40	-5,0	85	+0,3	+23,1
	Пирит -1 (2)	142	-42,5	-2,2	37	-0,2	+25,2
		109-175	-44...-41	-3,0...-1,5	30-44	-5,2...+4,8	+23,2...27,3
	Пирит-2 (1)	73	-75	-2,8	44	+3,3	+26,1
	Кварц-1 (1)	333	-61	-2,1	77	+0,8	+14,5
		108,5	-16	+1,0	88,5	-0,7	+20,4
	Кварц-2 (2)	100-117		+0,7...+1,3	77-100	-1,0...-0,2	+19,0...21,8
	Кварц-3 (1)	167	-53	-1,6	123	-1,1	+18,4
	Кварц-1 (3)	390	-59	-2,7	138,3	-2,1	+27,4
		200-500	-64...-55	-3,5...-2,1	30-350	-5,8...+1,5	+24,2...31,2
	Кварц-2 (4)	267,5	-75,5	-2,5	21,2	-1,8	+28,1
		110-500	-82...-72	-3,0...-2,0	11-38	-5,2...+2,5	+24,4...31,4
	Кварц-3 (2)	171,5	-40	-2,4	21,5	-2,8	+24,5
		133-210	-40 и выше	-2,6...-2,1	11-32	-3,9...-1,8	+23,2...25,8
	Кварц-4 (2)	183,5	-31,5	+1,1	807,5	-1,4	+19,2
		150-217	-38...-25	-0,2...+2,6	650-965	-2,1...-0,8	+17,4...20,7
	Кварц-1 (1)	150	-29	+0,2	40	-6,6	+16,2
	Кварц-2 (3)	250	-35,7	-2,4	66,7	-4,6	+18,1
		220-300	-38...-32	-2,6...-2,2	50-90	-5,0...-4,2	+17,2...19,0
	Кварц-3 (4)	412,5	-69,5	-2,0	107,5	-4,4	+15,6
		310-620	-82...-60	-2,7...-1,6	40-160	-5,7...-2,2	+14,1...17,8
	Пирит-3 (1)	380	-43	+0,8	60	-3,3	+21,0
	Кварц-1 (3)	176,7	-50	-3,0	50	-14,5	+17,1
		120-230	-58...-41	-4,0...-2,2	33-67	-17,2...-12,1	+13,9...20,0
	Кварц -2 (2)	275	57,5	-3,1	108,5	-16,8	+12,4
		130-420	-62...-53	-3,6...-2,6	100-117	-17,4...-16,1	+11,7...13,0
	Кварц -3 (4)	217,5	-60,2	-3,1	45,8	-14,2	+16,9
		170-280	-83...-41	-3,6...-2,6	17-83	-18,1...-7,3	+12,3...28,2
	Кварц-4 (1)	130	-55	-7,8	17	-13,7	+19,4
	Микроклин (1)	330	-48	+0,4	217	-14,7	+16,5
	Кварц-1 (4)	192,9	-54,5	-14,5	7,1	-16,7	+31,0
		80-325	-81...-40	-16,5...-12,5	2,5-10	-23,4...-6,5	
	Кварц-2 (6)	458,1	-70,0	-	5,8	-19,0	+23,6
		167-719	-90...-54		5-6,2	-26,0...-7,1	
	Кварц-3 (7)	153,6	-66,5	-	6,7	-10,1	-
		33-400	-84...-44		1,4-13	-23,6...+1,6	
	Ортоклаз (1)	800	-70,5	+9,3	25	-12,4	+27,0
	Микроклин (1)		-78...-63	+8,6...+10			
		333	-58	-1,8	8,3	-5,7	+32,1
	Альбит (1)			-2,0...-1,5			
		200	-81	-1,0	166,6	-10,6	+27,2
	Олигоклаз (1)			-1,4...-0,7			
		67	-59	-4,7	8,3	-6,2	+33,1
	Микроклин(3)						
		172	-54,3	-4,1	54,4	-3,6	+35,3
	Альбит (3)						
		100-283	-70...-43	-4,9...-2,7	13,3-83,3	-5,5...-1,9	+33,4...36,6
	Альбит (3)						
		278	-48,7	-2,2	11,1	-12,2	+31,4
		167-400	-63...-38	-3,1...-1,6	6,7-15	-19,2...-3,2	+29,5...33,2

Примечания: **Архей: 1.** Сергеевское месторождение, Au-колчеданный тип руд, Сурская структура. **2.** Месторождения Сергеевское и Балка Золотая, Au-Bi-Te тип руд, Сурская структура. **3.** Балка Широкая, Au-Fe тип руд, Чертомлыкская структура. **4.** Балка Широкая. Au-Ag-Pb-Zn тип руд, там же. Ранний протерозой: **5.** Восточно-Юрьевское месторождение (Au), Кировоградский мегаблок. **6.** Новоконстантиновское месторождение (U), там же. **7.** Севериновское месторождение (U), там же. **8.** Ватутинское месторождение (U), там же.

1. Золотосодержащие колчеданные руды Сергеевского месторождения Сурской структуры относятся к наиболее типичным дометаморфическим вулканогенно-осадочным проявлениям. Одновременно это самые древние из изученных нами руд (3042 млн лет [29]). Среди них преобладают грубополосчатые кварцитосланцы с прослоями сульфидов — в основном пирита (сульфидная фация VIF) и серицитолиты (серицит-хлоритовые сланцы) по туфам дацитов с рудными шлирами аналогичного состава.

Ранние генерации минералов (кварц-1 и пирит-1) относятся к хемогенно-осадочным или вулканогенным, метаморфизованным. Характер флюидных включений в этом кварце (незначительный размер при разнообразном фазовом составе в пределах одной трещины, а также дефицит флюидонасыщенности) подтверждают факт метаморфического преобразования пород. Кварц-2 и пирит-2 отличаются от ранних генераций перекристаллизацией. Кварц обретает черты жильного, пирит содержит отчетливо индивидуализированные включения пирротина, халькопирита, сфалерита, а также нанесенную в микронарушениях сурьмяно-висмутую минерализацию — самородный висмут, блеклые руды, сурьмяно-висмутые и сурьмяные сульфосоли свинца.

Установлены температурные реперы, относящиеся к высоким температурам: от 570-530°C (изотопно-кислородное равновесие кварц-магнетит) до 350°C (гомогенизация флюидных включений в кварце), либо низкотемпературные: 200-140°C (гомогенизация включений в кварце, изотопное равновесие кварц-Н₂О и карбонат-СО₂) [21]. Первый температурный интервал с учетом типоморфных парагенезисов кварц-хлорит + серицит, альбит, доломит, кальцит соответствует фации зеленых сланцев, участками (с образованием мусковита и биотита) достигая эпидот-амфиболитовой фации. Низкие температуры, по-видимому, отвечают постметаморфической регенерации пород.

Количество Н₂О и СО₂ (мг/кг минерала) в минералах колчеданных руд самое низкое: 50-175 и 30-110 соответственно. Причем, сравнение кварца и пирита обеих генераций демонстрирует относительное обогащение водой включений в пирите и повышенную углекислотность включений в кварце.

В изотопном отношении Н₂О в пирите (по сравнению с водой в кварце) сильно облегчена по дейтерию при существенном утяжелении по кислороду, та же тенденция (по дейтерию) проявляется и при сравнении поздних генераций обоих минералов с ранними. С учетом дефицита воды флюидных включений в изученных образцах кварца (особенно при измерении значений δD) вероятно увеличение аппаратной ошибки. Расчетные значения δ¹⁸О воды, исходя из определений δ¹⁸О кварца (+8,7...10,6 ‰) при температуре 350-570°C равны +2...+8 ‰; измеренный по трем его образцам изотопный состав кислорода воды (-7,1...-5,0 ‰) отвечает низкотемпературному интервалу регрессивного гидротермального процесса (140-200°C), проявленному неравномерно и слабо. Судя по этим расчетам [30], равновесие в системе кварц-Н₂О изученных образцов нарушено, но полученные температурные и изотопно-кислородные параметры, тем не менее, отражают эволюцию воды флюидов.

Изотопное сравнение С и О СО₂ включений в кварце и пирите и в обоих минералах ранней и поздней генераций также обнаруживает общую тенденцию. Особенно отчетливо она проявлена при сравнении кварца и пирита: на фоне падения в пирите (по сравнению с кварцем) концентрации СО₂ (в 2 раза) значения δ¹³С и δ¹⁸О диоксида углерода увеличиваются. Утяжеляются элементы СО₂ также в кварце и пирите поздних генераций по сравнению с ранними. В среднем же δ¹³С близко к PDB (-0,6 ‰), δ¹⁸О равно +23,6 ‰.

2. Au-Vi-Te руды месторождений Сергеевское и Балка Золотая (Сурская структура) в ореолах амфиболовых метасоматитов и березитов. Амфиболовые (актинолит-тремолитовые) метасоматиты в изученных разрезах развиты по тонкополосчатым кварц-хлорит-карбонатным с тальком и серицитом сланцам среди метабазитов. Березиты, также содержащие актинолит-тремолитовый амфибол, проявлены на контактах дайковых метадацитов с метабазитами. Вмещающие породы обоих участков метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, что подтверждается как наличием парагенезисов с роговой обманкой, актинолитом, эпидотом-клиноцоизитом,

биотитом, альбитом в составе метабазитов и кварцем, хлоритом, тальком, карбонатами в составе сланцев, так и термодинамическими расчетами [15]. Согласно этим расчетам, образование апобазитовых плагиоклаз-роговообманковых амфиболитов происходило при температуре 530-500°C и давлении (4-6) • 108 Па. Анализ химического состава пирротина дает температурный диапазон 520-350°C [21].

Среди изученных образцов кварц-2 относится к тонкополосчатым (апосланцевым) рудам, вероятно, вулканогенной природы. Типоморфными минералами (кроме кварца) являются хлорит, карбонаты (доломит, кальцит), серицит. В составе рудных минералов отмечаются пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, самородные висмут и золото, висмутовые сульфосоли свинца, теллуриды висмута, золота и серебра, а также магнетит, сфен и шеелит. Амфибол актинолит-тремолитового ряда, образующий крупные кристаллы сегрегационного типа, не равновесен с кварцем-2 и относится к более поздним образованиям. Кварц-1 — это крупнокристаллическая, вплоть до монокристаллов, разновидность из кварцевых жил в метабазитах внешней зоны рудного ореола. Изначально этот кварц, скорее всего, генетически связан с синвулканической пропилитизацией, проявленной достаточно широко, но в постметаморфическое время он, по-видимому, рекристаллизован. Кварц-3 относится к центральному жильному ядру березитов состава кварц-альбит-серицит-карбонат (анкерит-доломитового ряда). Характерен турмалин (+ сфен и ильменит). Главным рудным минералом является пирит, в небольших количествах присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, теллуровисмутит, гессит, самородное золото.

Рудная система, связанная с амфиболовыми метасоматитами, таким образом, рассматривается нами как первично вулканогенная, т.е. дометаморфическая. Об этом свидетельствует насыщенность рудного кварца-2 вуалеобразного вида системами тончайших (не более 1 мкм) флюидных включений со смешанным фазовым составом, фиксируемых микротрещинами катаклаза. В последующем произошло эпитегрмальное рециклирование вещества в регрессивных условиях при температуре от 400-360 до 200-130°C и давлении от (2-1) до (0,94-0,35) • 108 Па [23]. Золотоносные березиты в своей основе, вероятно, являются постметаморфическими. Температура отложения кварца-3 и сосуществующего с ним карбоната, исходя из изотопного равновесия кварц-Н₂О и карбонат-СО₂, составляет 220-190°C. Она близка к температуре гомогенизации флюидных включений в амфиболе одноименных метасоматитов (230-180°C) [21], а также, судя по изотопному равновесию кварц-вода, к температуре рекристаллизации кварца-1 (225-220°C). «Растянутый» во времени процесс формирования рудных образований Сурской структуры находит подтверждение в изотопной датировке — 3000-2800 млн лет [11, 29].

В кварце Au-Vi-Te руд по сравнению с кварцем колчеданных образований флюидонасыщенность повышается, особенно по количеству Н₂О (100-333 мг/кг), хотя степень метаморфизма эдукта одинакова. Причем, в кварце-1 вмещающих метабазитов количество воды в 3 раза выше, чем в кварце-2 полосчатых (метаосадочных) рудных образований центральной зоны. В изотопном отношении вода в кварце обеих генераций существенно различается по водороду и кислороду: в первой она заметно обогащена легкими изотопами, во второй — тяжелыми. Количество СО₂ в них приблизительно одинаково (77-100 мг/кг), но кварц-1 отличается от кварца-2 утяжеленным углеродом и облегченным кислородом. Кварцу-3 в березитах присущи промежуточные значения δD и δ¹⁸O Н₂О (как и количество воды включений) и повышенное содержание СО₂ (123 мг/кг) с облегченным углеродом и средним значением δ¹⁸O. Углерод, судя по трем образцам (δ¹³C = -0,4 ‰), по изотопному составу аналогичен таковому колчеданных руд, отличаясь более высокой гомогенностью; изотопный состав кислорода изменяется в соответствии с кислородом воды при среднем значении δ¹⁸O +18,4 ‰.

3. Au-Fe руды месторождения Балка Широкая Чертомлыкской структуры связаны преимущественно с метабазит-кварцито-сланцевым эдуктом в участках максимальной фациальной неоднородности и тектонической нарушенности. В основном, это тектониты (катаклазиты и брекчии) железистых кварцитов и сланцев,

расположенных среди метабазитов, в ореолах околорудных лиственито-березитов. Метаморфизм пород рудовмещающей пачки соответствует условиям зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фаций. Для метабазитов характерны парагенезисы кварц-хлорит-эпидот-грюнерит-мусковит, для железистых кварцитов и парасланцев — кварц-хлорит-куммингтонит-карбонаты ряда сидероплезит-доломит. Полученный путем расчета изотопных равновесий в системе кварц-магнетит интервал температур оценивается как 500–385°C [21].

Большая часть изученных образцов относится к типичному разрезу, вскрывшему рудную зону в железистых кварцитах среди метабазитов, и отражает ее зональное строение. Внешняя зона представлена образцами измененных метабазитов с неравномерным развитием кварц-хлорит-серицитовых с карбонатами (+ пирит, пирротин) парагенезисов: возможно, слабая березитизация. Широко проявлен жильный, иногда с карбонатами в зальбандах, кварц (кварц-1). Промежуточная зона также связана с метабазитами, в которых усиливаются тектоническая нарушенность, окварцевание (кварц-2) и метасоматическое изменение березитового типа с преобладанием кварц-карбонат-слюдистых (мелкочешуйчатые мусковит и биотит) с хлоритом, пиритом, пирротином ассоциаций, как свидетельство приближения к железистому эдукту и рекристаллизации серицита. Внутренняя зона связана с горизонтами железистых кварцитов и сопровождающих их кварцито-сланцев, в значительной степени превращенных в тектониты на кварцевом (кварц-3) с карбонатами (сидероплезит) и сульфидами цемента. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом, ферротетраэдритом и самородным золотом.

Кроме описанного разреза, рассмотрены два фрагмента кварцево-жильной (кварц-4) минерализации в тальк-хлорит-карбонатных и хлорит-альбит-карбонатных парасланцах. Околожильные метасоматиты представлены кварц-карбонат-фукситовыми с пиритом и турмалином лиственитами и кварц-серицит-карбонатными с пиритом и арсенопиритом березитами соответственно. Жильный кварц содержит более поздний карбонат — железистый доломит в первом фрагменте и магниевый анкерит — во втором.

Исследование флюидных включений в кварце и карбонатах, а также изотопных равновесий в парах кварц-Н₂О, карбонат-Н₂О, карбонат-СО₂, FeS₂-FeS, FeS-CuFeS₂ свидетельствует о регрессивном характере системы для этого типа руд в диапазоне температур 385–120°C при давлении (0,86–0,46)•10⁸ Па. Вместе с тем, в кварце рудных брекчий, наряду с включениями, которые гомогенизируются в указанном температурном диапазоне и при дальнейшем нагревании растрескиваются, присутствуют включения, которые выдерживают нагрев до 450°C без разрушения и гомогенизации. Такие включения являются обычными на границах зерен и вдоль залеченных микротрещин. Они имеют мелкие размеры и сложный фазовый состав: кроме углекислого газа и солевого раствора, в них присутствует несколько жидкостей темнобурого цвета, возможно, органического состава [21]. Мы относим их к метаморфогенным, предполагая, хотя бы частично, дометаморфическое формирование рудных брекчий. Возраст этих руд, если ограничить его временем проявления регионального метаморфизма и внедрения токовских щелочных гранитоидов [11], можно принять как 3000–2700 млн лет.

Включения в кварце Au-Fe руд еще более насыщены водой (110–500 мг/кг) при крайне неравномерной концентрации диоксида углерода (11–965 мг/кг). В разрезе, представленном первыми тремя образцами, отчетливо проявляется зональность типа выше отмеченной. Количество Н₂О (и СО₂) снижается от метабазитов внешней зоны к железистым кварцитам внутренней (рудной) зоны. Значения δ¹⁸О Н₂О варьируют в узких пределах (-3,5...-2,0 ‰) с некоторым утяжелением от периферии к центру; величины δD меняются существенно, с увеличением в промежуточной доли протия и в рудной зоне — дейтерия (в среднем): -59...-75,5...-40 ‰ и выше. Углерод и кислород СО₂ в изотопном отношении отличаются от компонентов углекислого газа в кварце Au-Bi-Te руд широким диапазоном δ¹³С и δ¹⁸О при относительно облегченном углероде (-5,8...+2,5 ‰) и существенно утяжеленном кислороде (+23,2...31,4 ‰).

Вода включений в кварце-4 (лиственито-березиты в парасланцах) количественно и по значениям δD близка воде кварца-3 в рудных Fe кварцитах, отличаясь от последней утяжеленным кислородом, а также воде кварца-2 в полосчатых рудах Сергеевского месторождения. Вместе с тем, включения в кварце-4 можно отнести к углекислотным; именно в них установлена наиболее высокая концентрация CO_2 (650-965 мг/кг), который по изотопным соотношениям C (-2,1...-0,8 ‰) и O (+17,4...20,7 ‰) также близок к кварцу-2 Сергеевки.

4. Au-Ag-Pb-Zn руды месторождения Балка Широкая Чертомлыкской структуры.

Геологическое положение последнего, в общем, аналогично предыдущему: та же метабазит-кварцитовая пачка, испытавшая катаклаз и дробление в участках смены компетентности пород, а также метаморфизм зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фаций. Расчет изотопных равновесий в системе кварц-магнетит показал температуру 530-380°C [21]. Но здесь, в отличие от Au-Fe руд, обосновано наличие двух типов полиметаллической минерализации, а именно дометаморфической вулканогенной и постметаморфической, отнесенной к этапу тектоно-метасоматической активизации [24].

Все изученные образцы взяты из разреза активизационной зоны рудных березитов, эдуктом для них служат синвулканические пропилитизированные базиты и кварц-альбит-слюдистые метасоматиты (вторичные кварциты) по прослоям парапород и дацитовых туфов с кварц-пирит-карбонатными жильными фациями. Ранние метасоматиты превращены в типичные метаморфические сланцы, жильные выделения рассланцованы и будинированы в направлении, не совпадающем с ориентировкой жил; в кварце, наряду со следами хрупких деформаций, обнаружены включения, разгерметизированные сухими трещинами, а также мелкие (до 3 мкм) включения метаморфогенной природы (кварц-1); проявлены разложение эпидота-клиноцоизита и регенерация хлорита, альбита, магнетита.

Березиты имеют унаследованный кварц-карбонат-слюдистый с сульфидами состав, но слюды здесь несут более отчетливые следы регенерации — серицит преобразуется в мусковит, в участках повышенной железистости появляется биотит, ильменит замещается сфеном. В противоположность вулканогенным метасоматитам, березиты влияния метаморфизма не обнаруживают. К этой (промежуточной) зоне отнесены образцы с кварцем-2. Золотоносными являются зоны дробления березитов, выполненные кварц-карбонатным (магниево-анкерит, железистый доломит, сидероплезит) материалом с мелкочешуйчатым мусковитом в зальбандах, поздним хлоритом, турмалином, шпинелью, и сульфидами. Рудная минерализация включает в себя пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, сульфосоли Cu, Pb, Sb, Ag, самородное золото и электрум. Образцы с кварцем-3 (и пиритом-3) принадлежат к внутренней зоне.

Температурные условия формирования этой регрессивной системы определены путем исследования гомогенизации включений в кварце, изотопного равновесия пар кварц- H_2O , карбонат- H_2O , $FeS-CuFeS_2$, $ZnS-PbS$, а также по галениту и фрейеслебениту (В.С. Монахов), и оцениваются диапазоном 420-110°C [21, 24]. Изотопный возраст этих руд, судя по исследованиям галенитов, составляет 3000-2550 млн лет [24, 29].

Разновидности кварца Au-Ag-Pb-Zn руд лучше всего характеризуют различия до- и после метаморфических образований [24], одновременно отражая описанный для этих руд зональный переход. Насыщенность кварца водой здесь самая высокая среди архейских образований (150-620 мг/кг) с систематическим увеличением от периферии зоны (с кварцем-1, испытавшим метаморфизм) до ее центральной рудной части (с регенерированным кварцем-2). Меняется и изотопный состав компонентов воды: от утяжеленной по водороду и кислороду в кварце-1 до облегченной по обоим элементам в кварце-3. Вода в пирите-3 в количественном отношении и по значениям δD является промежуточной между кварцем указанных генераций; по кислороду она утяжелена. Углекислый газ, при общем содержании 40-160 мг/кг, количественно также увеличивается от кварца-1 к кварцу-3. По изотопному составу кислорода (+14,1...21,0 ‰) он аналогичен газу в кварце-4 Au-Fe типа

руд (также в березито-лиственитах), отличается от последнего облегченным углеродом (-6,6...-2,2 ‰). Как и для H_2O , наиболее утяжелен кислород CO_2 пирита.

Ранний протерозой. Объекты раннепротерозойского возраста представлены Восточно-Юрьевским месторождением золота золото-кварцевой малосульфидной формации [20], а также Севериновским, Ватутинским и Новокопониновским месторождениями урана альбититовой формации [2].

5. Au-кварцевые руды Восточно-Юрьевского месторождения, Кировоградская зона.

Рудовмещающая толща (в составе чечелевской свиты) представлена биотитовыми с графитом, гранатом и кордиеритом гнейсами, а также диопсид-амфиболовыми с карбонатом и хлоритом скарноидами (в связи с прослоями мергелей). Породы метаморфизованы (судя по парагенезисам минералов) в условиях амфиболитовой фации и частично мигматизированы, до 10% объема толщи составляет аплит-пегматоидная лейкосома. Сами гнейсы слагают, по существу, крупный останец среди гранитоидных массивов кировоградского типа. Максимальная температура, полученная для этого месторождения на основе изучения флюидных включений либо путем расчета изотопных равновесий пары кварц-микроклин (430-550°C [17, 20]) близка температуре перехода моноклинного санидина в триклинный микроклин, т.е. фактически отражает температурные условия постгранитизационной микроклинизации [13].

Судя по исследованию флюидных включений в гидротермально-метасоматическом кварце, рудообразующая система развивалась в регрессивных условиях в температурном диапазоне от 450-430 до 150-100°C, с максимальной флюидонасыщенностью при 290-100°C (расчет по изотопному равновесию кварц-вода показал 225-125°C). Изотопный возраст оруденения, определенный по галениту, составляет 2000 млн лет [20, 22].

Изученные образцы характеризуются присутствием кварца разных генераций с весьма сложным их взаимоотношением и нарушенным (в той или иной степени) равновесием кварца с микроклином. Вместе с тем, их можно систематизировать по степени проявления золоторудного процесса. Кварц-1 и кварц-2 максимально сохранили исходный кварц жильных флюидизитов и пегматоидной лейкосомы соответственно. Кварц флюидизитов мелкозернистый, с реликтами захваченных полевых шпатов в зальбандах, испытал метаморфизм. В пегматоидных гранитах, наряду с обычным кварц-полевошпат-биотитовым агрегатом, могут присутствовать пневматолитовые минералы: розовый кварц, мусковит, флюорит, апатит, турмалин. Проявленная в этих образцах поздняя гидротермально-метасоматическая рекристаллизация кварца не нарушает структурной целостности первичных образований и оставляет контакты "сухими", хотя и сопровождается редкими включениями карбоната, пирита и хлорита. Кварц-3 (гидротермально-метасоматический) отличается темно-серой (черной) окраской, крупнокристаллической структурой и реакционной активностью с выходом за пределы структурной основы (при сохранении последней в виде реликтов). На микроуровне также проявляются околожильные тонкозернистые метасоматические оторочки, состоящие из адуляра, альбита, кварца, анкерита, слюд (мусковита, флогопита и биотита) и пирита. Микроклин реликтовый. Кварц-4 аналогичен кварцу-3, но содержит золото-сульфидную минерализацию: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, самородные золото и висмут, а также теллуриды висмута.

При всей условности отнесения кварца в образцах к определенной генерации, выявляются некоторые закономерности. Максимальной флюидонасыщенностью (до 420 мг/кг H_2O и 100-117 мг/кг CO_2) характеризуется кварц пегматоидных гранитов, включая развитую по нему метасоматическую генерацию. Количество H_2O и CO_2 в кварце флюидизитов составляет 120-230 и 33-67 мг/кг соответственно. Тем не менее, выдерживается общая тенденция изотопного облегчения воды по дейтерию от кварца исходных генераций к кварцу золотоносного процесса при равно облегченной воде по кислороду (-4,0...-2,2 ‰). Исключение составляет кварц-4 (низкотемпературный, рудный), для которого значение $\delta^{18}\text{O}$ H_2O сильно смещено в пользу легкого изотопа ^{16}O . Что касается воды, законсервированной в микроклине, то она существенно отличается от воды в кварце

только изотопным составом кислорода, близким к SMOW (+0,4 ‰), причем изотопно-кислородные отношения минералов свидетельствуют об их неравновесности.

По сравнению с минералами архейских золоторудных месторождений кварц и микроклин Юрьевки отличаются очень легким изотопным составом углерода CO_2 включений (-18,1...-7,3 ‰), что объясняется обилием графита в эдукте. Значения $\delta^{18}\text{O}$ CO_2 варьируют в широких пределах: от +11,7 до +28,2 ‰, чаще оставаясь облегченным.

6. Новоконстантиновское месторождение урана, одноименная зона. Оруденение залегает непосредственно в биотитовых и биотит-гранатовых (существенно трахитоидных) гранитах в северной части Новоукраинского массива. Широким развитием пользуются кварц-микроклиновые метасоматиты; определенная для них (по кварцу) температура гомогенизации флюидных включений составляет 420-295°C. Близкие значения получены путем расчета изотопных равновесий в системе кварц-альбит-вода в кварц-альбит-микроклиновом апограните. Более поздний диафторез, проявленный эпизодически, протекал, судя по условиям гомогенизации включений в соответствующих кварце и кальците, в температурном диапазоне 260-140°C [26].

Предрудный щелочной метасоматоз на этом месторождении, если учесть присутствие здесь андрадит-диопсидовых альбититов с температурой формирования не ниже 450-500°C [2], был наиболее высокотемпературным. Температура гомогенизации включений в альбите-1 определена как 300-220°C, рассчитанная температура, исходя из изотопного равновесия в системе альбит-1-вода, равна 290°C. Рудный процесс, судя по термобарогеохимическим исследованиям альбита-2 и равновесных с ним кварца и анкерита, происходил в диапазоне температур 220-130°C. Вместе с тем, месторождению свойственны и самые низкие температуры гомогенизации включений (110-50°C). Это может свидетельствовать о длительном воздействии на сложившуюся и обогащенную отработанными растворами рудную систему внешнего источника энергии. Таким источником мог быть Корсунь-Новомиргородский плутон [28]. Изотопный возраст руд месторождения определен по разным минералам как 1800-1835 млн лет [2].

Изученные образцы представлены кварцем из апогранитных микроклинитов и микроклинитизированных гранитов без признаков альбитизации (кварц-1); из аналогичных пород с признаками альбитизации (кварц-2) и апогранитных альбититов (кварц-3). Флюидонасыщенность кварца весьма неравномерна [26], если максимальное содержание CO_2 (до 13 мг/кг) присуще альбититам внутренней зоны, то H_2O концентрируется преимущественно в альбитизированных гранитах внешней зоны (до 719 мг/кг). Эти данные вполне согласуются с термобарогеохимическими наблюдениями [26, 28]. Кварц -2 и -3 характеризуются большими размерами флюидных включений (до 27-33 мкм), повышенным количеством в их составе газовой фазы (до 40-80 %) и гомогенизацией в температурном интервале 310-130°C в жидкую фазу. Минимум H_2O и CO_2 (за пределами возможности изотопных исследований) фиксируется в тектонитах (в том числе альбитизированных) в силу их низкой проницаемости.

Распределение изотопов водорода по зонам, при общем диапазоне значений δD H_2O (‰) от -90 до -40, соответствуют количеству в них воды, чем больше воды (г/кг минерала), тем выше в ней доля протия. По зонам это следующие значения (в среднем): вмещающие апогранитовые кварц-микроклиновые метасоматиты -54,5 и 192,9; «эписиениты» и альбитизированные граниты внешней зоны -70,0 и 458,1; альбититы внутренней зоны -66,5 и 309,2. Расчет изотопного состава кислорода воды, исходя из равновесия в системе минерал — вода для кварца, альбита и карбонатов в интервале температур 420-53°C [26] показал общую тенденцию ее изотопно-кислородного облегчения по мере остывания рудообразующего флюида. Наиболее тяжелой по кислороду (-2,6...+2,8 ‰) является вода, законсервированная в дорудных калиево-кремнистых метасоматитах при температурах порядка 420-350°C. Собственно альбититы сформировались в диапазоне температур 310-285°C из раствора с несколько более легкой водой (-5,6...+0,7 ‰), равновесной с альбитом-1 и реликтовым кварцем. Продуктивная ассоциация обнаруживает присутствие воды с легким кислородом (-11,7...-2,4 ‰), равновес-

ной с альбитом-2 и кварцем при температуре 260-160°C. Наиболее тяжелой водой в этой ассоциации характеризуется анкерит (-3,0...+0,3 ‰). Пострудные образования связаны с остывающей (150-130°C и ниже) системой и легкой (-14,5...-8,4 ‰), судя по системам кварц — H₂O и альбит — H₂O, водой. Характерный для пострудных жил кальцит, как и карбонат продуктивной ассоциации, отличается относительно тяжелым кислородом воды (-3,5...+0,7 ‰). Самые низкие температуры (до 53°C), как и аномально легкая по кислороду вода (-25,2...-12,0 ‰), присущи кварцу боковых гранитов. Именно, воде отработанных, остаточных растворов из холодных зон соответствуют приведенные в таблице непосредственные измерения.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ CO₂ варьируют в широких пределах (-26,0...+1,6 ‰), самый легкий углерод установлен в кварце-2 альбитизированных гранитов, самый тяжелый — в кварце-3 альбититов. Кислород CO₂ в изотопном отношении утяжелен (+23,6...31,0 ‰).

7. Севериновское месторождение урана, Кировоградская зона. Расположено симметрично Ватутинскому месторождению — в восточном обрамлении гранитно-купольной структуры. Альбититы локализованы в пачке биотитовых мигматитов со значительным количеством аплит-пегматоидной лейкосомы и небольшими ксенолитами гнейсов чечелевской свиты вблизи контакта с гранитами кировоградского массива. Метаморфизм рудовмещающего эдукта соответствует высокой амфиболитовой фации, вплоть до проявления ультраметаморфизма. Температура, полученная для месторождения из расчета изотопно-кислородных соотношений в паре реликтовый ортоклаз — вода (730°C [28]), близка температуре гомогенизации флюидных включений в раннем ортоклазе гранитов этой же тектоно-метасоматической зоны (680-630°C [6]).

Ранний (постгранитизационный) кремнево-калиевый метасоматоз в районе урановых месторождений Кировоградской зоны протекал, судя по гомогенизации флюидных включений в кварце и микроклине, при температуре 465-400°C, большинство вторичных низкотемпературных включений в этих минералах характеризуют более поздние процессы. Кварц-кальцитовые проявления преальбититовых диафторитов Севериновского месторождения обнаруживают включения, гомогенизирующиеся при температуре 280-150°C. Собственно урановорудные альбититы этого объекта развивались в условиях остывающей системы в температурном диапазоне 300-105°C (температура рудных ассоциаций составляет около 250-220°C [28]). Обнаружены водно-солевые с примесью углекислого газа включения, которые гомогенизируются при температуре 200-180°C и давлении 0,67•10⁸ Па [27]. Изотопный возраст уранового оруденения определен как 1750 млн лет [2].

Изученные образцы составляют систему: высокотемпературный ортоклаз-метасоматический микроклин-альбит. Ортоклаз является реликтовым в составе пегматоидного гранита, состоящего из кварца, олигоклаза, микроклина, биотита и акцессорных апатита и циркона. Микроклин выделен из кварц-микроклин-биотитового пегматоидного гранита (фактически микроклинита). Альбит связан с рудным альбититом, развитым по катаклазированной мигматиту и сложенным в основном двумя минеральными парагенезисами: альбит-1 — шахматный альбит по микроклину — рибекит - рипидолит и альбит-2 — гематит — анкерит + минералы урана (предположительно браннерит, уранинит).

Присутствие в одном образце реликтового ортоклаза и новообразованного микроклина позволяет рассматривать эту пару как составную часть инверсии калиевого полевого шпата из моноклинной структуры санидина в триклинную структуру микроклина, происходящей при температуре 450-500°C и только в водосодержащих системах амфиболитовой фации [13]. Действительно, этот образец ортоклаза обнаруживает наиболее высокую концентрацию воды (800 мг/кг), изотопные соотношения H (-70,5 ‰) и O (+9,3 ‰) которой подтверждают ее реликтовость. В выделенном микроклине этого месторождения количество воды ниже, хотя тоже повышенное (333 мг/кг), изотопный состав H (-58 ‰) и O (-1,8 ‰) обычен для метеорной составляющей. В альбите воды еще меньше (200 мг/кг), она существенно облегчена по дейтерию (-81 ‰) и несколько утяжелена по

кислороду (-1,0 ‰). Наиболее высокое содержание CO₂ установлено в альбите (166,7 мг/кг), самое низкое – в микроклине (8,3 мг/кг). По изотопному составу углерода (-12,4...-5,7 ‰) и кислорода (+27,0...32,1 ‰) он близок углекислому газу включений в полевых шпатах Ватугинского месторождения.

8. Ватугинское месторождение урана, Звенигородско-Анновская зона, относится к западному обрамлению региональной гранитно-купольной структуры. Рудовмещающие породы представлены «теневыми» биотитовыми мигматитами, чередующимися с аляскитовидными биотитовыми гранитами. В участках ослабления ультраметаморфизма сохранились полосы биотит-графитовых гнейсов того же литолого-стратиграфического уровня и той же фации метаморфизма, что и на других аналогичных месторождениях.

Процесс альбитизации, судя по условиям гомогенизации флюидных включений в альбите-1, протекал при температуре 410-320°C; температура формирования урановорудных ассоциаций (судя по альбиту-2) составляет 240-180°C [28]. Изотопный возраст урановых руд близок к 1800 млн лет [2].

Изученные образцы образуют последовательный ряд: олигоклаз-микроклин-альбит. Олигоклаз выделен из биотит-гранатового лейкократового гранита, который слабо микроклинизирован и диафторирован. Образцы микроклина взяты из микроклинизированных (до микроклинитов с кварцем) пегматоидных (биотитовых) или аляскитовидных (биотит-гранатовых) гранитов. Образцы альбита относятся к альбитизированному граниту, альбититу безрудному и альбититу рудному; во всех случаях эдукт представлен катаклазированными пегматоидными гранитами. В первом образце установлен альбит-1, развитый по олигоклазу, сопутствуют ему реликтовый микроклин и хлорит диафторитов. Во втором образце наблюдается ассоциация альбита-1 и эгирина. В третьем образце проявлены две ассоциации: собственно альбититовая (альбит-1, шахматный альбит, рибекит, эгирин, а также сфен, апатит и циркон) и урановорудная (альбит-2, флогопит, анкерит и минералы урана – браннерит, уранинит).

Содержание воды флюидных включений в полевых шпатах, составляющее 67-400 мг/кг, систематически увеличивается от олигоклаза к альбиту. Величины δD и $\delta^{18}O$ H₂O, если судить по средним значениям, в этом ряду смещаются в пользу тяжелых изотопов при общих вариациях -70...-38 и -4,9...-1,6 ‰ соответственно. Количество диоксида углерода (мг/кг) максимально в микроклине (до 83,3) и существенно снижается как в олигоклазе (8,3), так и в альбите (до 6,7). Углерод и кислород CO₂ в полевых шпатах, по сравнению с аналогичными компонентами углекислоты в кварце Новокопониновского месторождения, обогащены тяжелыми изотопами: -19,2...-1,9 и +29,5...36,6 ‰ соответственно, но, тем не менее, судя по углероду, несут влияние графитовой составляющей эдукта.

Обсуждение результатов. Анализ полученных данных выявляет некоторые закономерности в распределении главных компонентов флюидных включений (H₂O и CO₂) в минералах изученных объектов, а также изотопные тенденции в них по водороду, кислороду и углероду, позволяющие оценить особенности эволюции рудообразующих флюидов в раннем докембрии, начиная с архея (3042 млн лет) и заканчивая ранним протерозоем (1750 млн лет).

Ниже рассмотрены диаграммы в координатах δD - $\delta^{18}O$ H₂O и $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ CO₂ (рис. 1, 2), а также корреляционные связи между содержанием H₂O и CO₂ и их изотопными характеристиками (табл. 2).

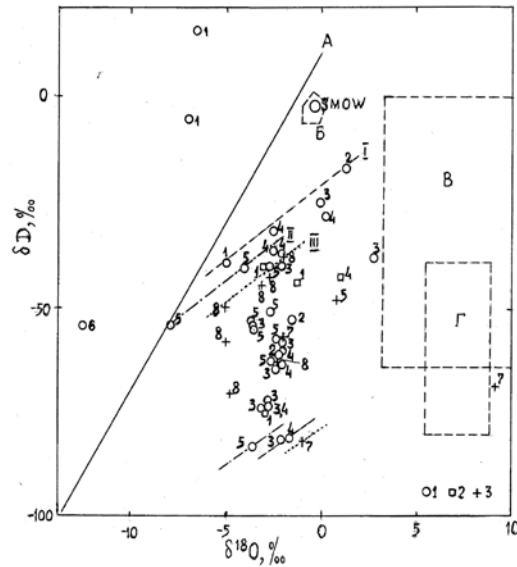


Рис. 1. Диаграмма зависимости величин δD и $\delta^{18}O$ H_2O флюидных включений в минералах докембрийских месторождений золота и урана Украинского щита.

Минералы: 1 – кварц, 2 – пирит, 3 – полевые шпаты в системе олигоклаз, ортоклаз – микроклин – альбит. Цифры около точек соответствуют объектам в табл. 1. Ограничительные линии: I – месторождения золота в зеленокаменных структурах (архей); II – Восточно-Юрьевское месторождение золота (ранний протерозой); III – месторождения урановорудных альбититов (ранний протерозой). A – линия метеорных вод. Б – океанические воды. В – метаморфические воды. Г – магматические воды (из работы Х. П. Тейлора [19]).

Как показала теоретическая разработка Л.К. Гуцало [7], попытки отразить изменения изотопного состава воды гидротермальной системы в координатах $\delta D - \delta^{18}O$ одной усредняющей прямой не корректны. Действительно, диаграмма $\delta D - \delta^{18}O$ H_2O (рис. 1) демонстрирует два преобладающих тренда, одинаково характерных для архейских и раннепротерозойских объектов.

Во-первых, это тренд, который показывает связь вод флюидных включений с метеорными [19]. Отклонение точек от линии метеорных вод с пропорциональным утяжелением вод по дейтерию и кислороду объясняется их взаимодействием и изотопным обменом с породами эдукта. Более или менее отчетливо такие тренды прослежены для первичных архейских руд (1-4), а также для минералов Восточно-Юрьевского (5) и Ватутинского (8) месторождений.

Во-вторых, это более отчетливо проявленная тенденция существенного облегчения воды по дейтерию при, как правило, незначительном изменении изотопных соотношений кислорода при сравнении первичных и регенерированных руд (или исходных и новообразованных минералов). Такая тенденция характерна для всех изученных месторождений и подтверждается отсутствием корреляционной зависимости $\delta D - \delta^{18}O$ во всех выборках, за исключением Au-Fe руд Балки Широкой (3), где эта зависимость следует из расположения точек на рисунке и приведенного выше описания. Устойчиво отрицательные значения $\gamma H_2O - \delta D$ можно трактовать двояко. С одной стороны, факт утяжеления воды по дейтерию с уменьшением ее количества подтверждает идею «высушивания» минералов (кварца) в условиях метаморфизма. С другой стороны, высокие и значимоотрицательные величины $\gamma H_2O - \delta D$ для кварцев регрессивных рудных систем Au-полиметаллических руд Балки Широкой (4) и U руд Новокозантиновского месторождения (6) скорее свидетельствуют в пользу увеличения метеорной составляющей рудообразующих флюидов. Значимоотрицательная корреляция установлена также для $H_2O - \delta^{18}O$ кварцев Au-Fe руд Балки Широкой (3), тогда как для кварцев Восточной Юрьевки (5) и полевых шпатов альбититовых месторождений (7, 8) $\gamma H_2O - \delta^{18}O$ значимоположительны.

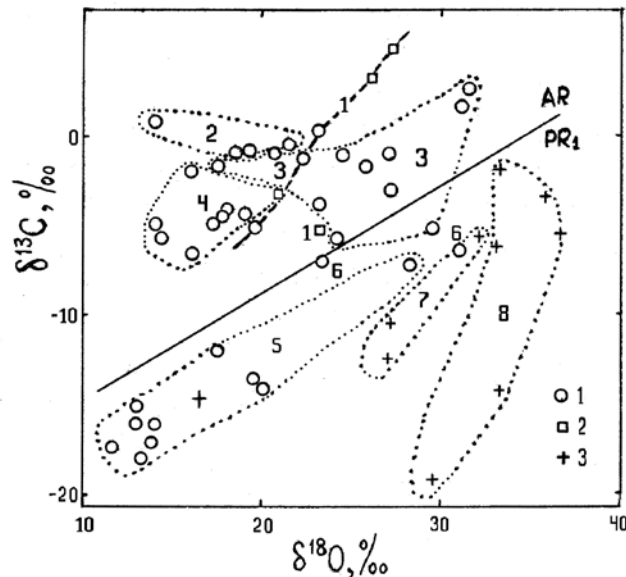


Рис. 2. Диаграмма зависимости величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ CO_2 флюидных включений в минералах докембрийских месторождений золота и урана Украинского щита. Обозначения минералов указаны на рис. 1. Цифрами обозначены объекты в соответствии с табл. 1. Сплошная линия разграничивает поля архейских и раннепротерозойских месторождений.

Таблица 2. Коэффициенты парной корреляции между содержанием H_2O , CO_2 и изотопным составом входящих в них элементов.

Объект	n	H_2O (r)			CO_2 (r)		
		$\text{H}_2\text{O}-\delta\text{D}$	$\text{H}_2\text{O}-\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$	$\text{CO}_2-\delta^{13}\text{C}$	$\text{CO}_2-\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$
3	11	-0,18	-0,68	+0,60	-0,06 (-0,10)	-0,75 (-0,76)	+0,41
4	9	-0,71	-0,19	+0,07	+0,24 (-0,38)	-0,32 (-0,22)	+0,56
1-4 (AR)	30	-0,50	+0,04	-0,17	-0,01 (+0,48)	-0,24 (-0,19)	+0,44
5	11	-0,11	+0,56	+0,04	-0,22 (-0,35)	-0,29 (-0,44)	+0,93
6	11	-0,56	-	-	-0,19 (-0,26)	-	-
7-8	9	-0,24	+0,57	-0,09	+0,10 (+0,23)	+0,19 (+0,07)	+0,61
5-8 (PR ₁)	22	-0,18	+0,62	-0,12	-0,23 (-0,14)	-0,35 (-0,32)	+0,75

В скобках приведены значения коэффициентов корреляции между мольной долей CO_2 и величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Жирным шрифтом выделены значения r выше критических при $q = 0,10$. Номер объекта соответствует таб. 1.

Важнейшей особенностью диаграммы $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ CO_2 (рис. 2) явился факт обособленности полей архейских и раннепротерозойских месторождений. Ориентировка линии, разграничивающей поля AR и PR₁, подчеркивается значимоположительными величинами r между изотопными параметрами диоксида углерода практически во всех выборках, независимо от возраста месторождений. Что касается коэффициентов корреляции в парах содержание (или мольная доля) $\text{CO}_2 - \delta^{13}\text{C}$ (и $\delta^{18}\text{O}$), то они, как правило, незначимые и меняют знак. Исключение составляют кварцы Au-Fe руд Балки Широкой (3) с высокой значимоотрицательной корреляцией $\text{CO}_2-\delta^{18}\text{O}$.

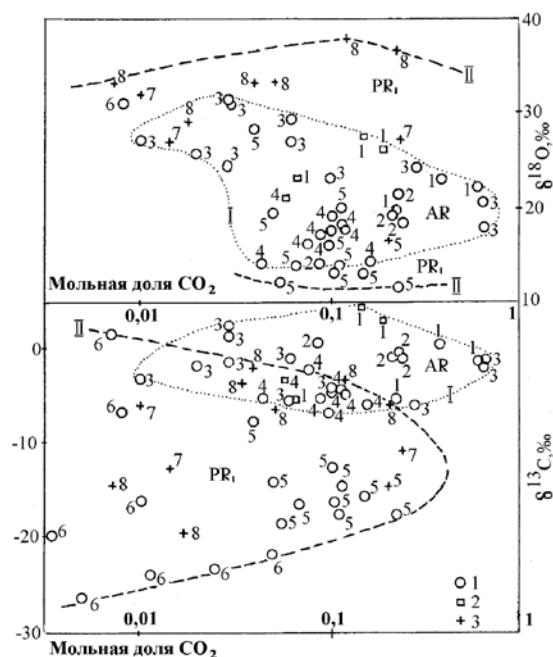


Рис. 3. Диаграмма зависимости величин мольной доли и $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ CO_2 флюидных включений в минералах докембрийских месторождений золота и урана Украинского щита. Обозначения минералов и оцифровка точек показаны на рис. 1. Линии I и II ограничивают поля архейских и раннепротерозойских месторождений соответственно.

Диаграмма $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ – мольная доля CO_2 (рис. 3), в общем, подтверждает и в чем-то уточняет выявленные тенденции. В отличие от рис. 2, на этой диаграмме (в части $\delta^{13}\text{C}$ – мольная доля CO_2) поля архейских и протерозойских месторождений не вполне обособлены, причем из архейских объектов в поле протерозоя попадают образцы, представленные в основном рекристаллизованными (постметаморфическими) кварцами Au-полиметаллических руд и Au-Fe руд в березито-лиственитах Балки Широкой (3, 4), а также рекристаллизованный пирит колчеданных руд Сергеевки (1). В части $\delta^{18}\text{O}$ –мольная доля CO_2 фигуративные точки, соответствующие минералам архейских руд, расположены более компактно в области значений $\delta^{18}\text{O} +14,1...31,4$ ‰; тогда как минералы протерозойских руд охватывают более широкий диапазон: от $+11,7...28,2$ ‰ для кварцев золоторудной Юрьевки (5) до $+27,0...36,6$ ‰ для полевых шпатов урановорудных альбититов (7, 8). Т.е. по кислороду CO_2 разобщенными оказались протерозойские месторождения. Уровень корреляции мольной доли CO_2 с изотопными параметрами принципиальных отличий от связей содержания CO_2 и $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 2) не показал.

Рассматривая эволюцию рудообразующих флюидов, прежде всего, следует подчеркнуть существенные различия архейского и раннепротерозойского эдукта. Архейский эдукт зеленокаменных структур представляет собой чередование исходно осадочных пород (терригенных и хемогенных, в т.ч. карбонатных) с примесью туфового материала и вулканитов (базальтов и дацитов). Иначе говоря, холодных морских осадков с поровой (реликтовой) морской водой и остывших (горячих) лав, сольфатарно измененных с флюидными включениями и метеорной водой. Региональный метаморфизм низких фаций, от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой, проявлен неравномерно. В пределах Суры, в частности, интенсивность метаморфизма ослабевает от границ структуры к центральной части, где, согласно В. С. Монахову [29], отмечены находки реликтов первичных оливина и пироксена в метабазах и вулканического стекла в метадацитах.

Раннепротерозойский эдукт везде представлен графитсодержащими гнейсами чечелеевского литолого-стратиграфического уровня [25]. Исходно это, в основном, карбонатно-глинистый флиш миогеосинклинальной формации с примесью терригенного материала, но без участия магматических продуктов [9], сформированный после резкого глобального и регионального изменения условий седиментогенеза [10, 25].

В глобальном масштабе произошло увеличение в атмосфере содержания кислорода и соответственно количества органики; в региональном плане осадконакопление протекало в восстановительной обстановке полуизолированных и изолированных бассейнов лагунного типа с обилием органики в илах. Метаморфизм повсеместно достигал амфиболитовой фации с последующим проявлением ультраметаморфизма (гранитизации).

В архейских месторождениях золота водонасыщенность минералов (кварц, пирит) увеличивается от наиболее древних колчеданных руд Сергеевки (1, см. табл. 1) к полиметаллическим рудам Балки Широкой (4). При этом, содержание воды тем ниже (<100 мг/кг), чем отчетливей проявилось воздействие на минералы регионального метаморфизма, и, наоборот, оно заметно повышается (до 300-620 мг/кг) в участках постметаморфической рекристаллизации. Влияет на количество воды включений и природа эдукта: проявления на параоснове (в метаосадочных породах) всегда обеднены водными включениями по сравнению с проявлениями на ортооснове (в метавулканитах). Показательно в этом отношении сравнение кварца-1 в апобазитовых пропилитах с повышенной концентрацией воды и кварца-2 в рудных метасоматитах по парасланцам с пониженной водоносностью на Сергеевском месторождении (2). Снижению содержания воды в жильном кварце способствует также обилие в околожильных породах (метасоматитах) новообразованных ОН-содержащих минералов. В частности, это касается золотокварцевых проявлений в лиственито-березитах Балки Золотой и Балки Широкой (2-4), даже и регенерированных в постметаморфическое время.

Метаморфизм относительно низких фаций, возможно, по-разному влиял на пара- и орто-составляющие. Более «сухими» (обезвоженными) оказались тонкополосчатые метаосадки (железистые кварциты, доломиты, сланцы). Они же содержат воду, которая утяжелена по дейтерию и облегчена по кислороду (за счет реликтов древней морской воды). Эти (архейские) воды по дейтерию соответствуют седиментационным водам молодого флиша северного Причерноморья (-38...-27 ‰ [16]), а также поровым водам донных океанических осадков (-56...-9 ‰, Friedman, 1965 [4]). Но еще более высокие значения δD (-12...+35 ‰), согласно И. Фридману, получены в сухом остатке при нагреве проб до 1400°C В нашем случае метаморфизм "нагревал" донные осадки (до 500-600°C) в естественных условиях.

Вулканиты, испытавшие сольфатарно-фумарольное воздействие, участками превращены в пропилиты – вторичные кварциты с жильной и (местами) рудной минерализацией. Водонасыщенность их много выше, вода включений обеднена дейтерием и обогащена тяжелым изотопом кислорода (типично метеорной природы). Разрушение вулканогенных газово-жидких включений метаморфизмом могло освободить воду, которая затем частично связывалась в ОН-содержащие минералы в березито-лиственитах и амфиболовых метасоматитах. Так, золотоносные амфиболовые метасоматиты Сергеевского месторождения концентрируют более 55% переотложенного хлорита во внешних зонах и до 25% новообразованного (крупнокристаллического) актинолита-тремолита, а также 18-23% хлорита и 2-3% серицита и талька во внутренних (собственно рудных) зонах. В условиях функционирования в рудных системах метеорных вод гидроксильные группы названных минералов, по-видимому, имеют аномально низкие значения δD . Согласно опубликованным данным [1, 3, 12, 18], в гидроксил-содержащих минералах гидротермальных рудных систем, в том числе Украинского щита, эти значения могут опускаться до -100...-200 ‰ и ниже. Следовательно, фракционирование изотопов водорода в системе (ОН)-содержащие минералы – H₂O рудообразующих флюидов неизбежно влечет утяжеление последней по дейтерию, разумеется, пропорционально изотопному составу водорода исходной воды.

Активизация тектонических зон провоцировала движение флюида в сторону падения давления, происходило перераспределение вещества, перекристаллизация кварца. В условиях «незавершенного» метаморфизма вода (и углекислый газ), сброшенные в активизированные зоны, частично «уходили» в атмосферу. Этот процесс мог сопровождаться фракционированием изотопов водорода с обогащением флюидных включений протием (околорудная зона в метабазитах) либо дейтерием (непосредственно рудная зона в

метаосадках), а также кислорода (облегчение – утяжеление). Постметаморфической рекристаллизации жильных и рудных образований предшествовали тектонические подвижки и «наполнение» флюидом (с метеорной водой) в разной степени «подсушенной» минералообразующей системы.

В раннепротерозойских месторождениях золота и урана насыщенность водой минералов (кварц, полевые шпаты) может быть различна, но устойчиво высокой концентрацией воды характеризуются минералы зон постгранитизационной микроклинизации. Это кварц и микроклин Восточно-Юрьевского месторождения золота (5, 330-420 мг/кг), кварц в новоукраинских гранитах Новоконстантиновского месторождения урана (6, 325-719 мг/кг) и, особенно, сосуществующие реликтовый ортоклаз и новообразованный микроклин Кировоградской зоны (8, 330-800 мг/кг). Повышенное количество воды (до 400 мг/кг) фиксируется также в реликтовом кварце и метасоматическом альбите урановорудных альбититов (6, 7).

Повышенная водонасыщенность микроклинитов, а также установленные факты присутствия реликтового ортоклаза (по мнению В. С. Мельникова твид-ортоклаза) и новообразованного микроклина (причем, в одном кристалле) могут служить признаками инверсии моноклинного санидина в триклинный микроклин, протекающей при температуре 450-500 °С [13], что соответствует приведенным выше значениям. Эта инверсия, независимо от масштаба (а в исследуемом районе масштаб ее весьма существенный), всегда обнаруживает связь с присутствием в породе водосодержащего флюида, т.е. рассматривается как индикатор активности такого флюида. Именно микроклинизация в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (в зонах регрессивного процесса) дает импульс активизации водосодержащих флюидов, с которыми связано формирование урановорудных альбититов и золотокварцевых концентраций.

Судя по изотопному составу водорода и кислорода, вода флюида на всех изученных объектах не является гомогенной, т.е. прошла сложную историю, испытала влияние различных процессов. Равновесие ее с минералами устанавливалось на короткие периоды, соответствующие времени формирования минеральных парагенетических ассоциаций (в понимании Н. В. Петровской). При этом более чувствительными (информативными в реагировании на различные геологические процессы) являются изотопные соотношения дейтерия и протия. Наложенный региональный метаморфизм сопровождался смещением этого соотношения в пользу дейтерия, постметаморфическая рекристаллизация минералов способствовала увеличению доли протия.

Весьма показательным в этом отношении исследование урановорудных альбититов Украинского щита (тип 6-8) [12]: сравнение значений δD (ОН)-содержащих биотита и хлорита исходных гранитов и слабоизмененных их разновидностей (-51 и -59 ‰) и рибекита и феррибиотита собственно альбититов и связанных с ними руд (-128 и -106 ‰ соответственно) демонстрирует весьма существенное обеднение дейтерием последних, что справедливо связывается авторами с изменением характера вод в системе. Эти результаты вполне согласуются с данными по изотопному составу водорода флюидных включений в рудовмещающих гранитах и урановых рудах Новоконстантиновского месторождения и с выводом о притоке в систему метеорных вод [5].

Относительно узкий диапазон значений $\delta^{18}O$ H₂O, по-видимому, отражает близкие температурные условия формирования руд на регрессивном этапе минералоотложения. Для архейских месторождений наиболее высокие зафиксированные температуры (570-500 °С) соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Регрессивные условия минералообразования определяются температурами от 450-350 до 140-110 °С. Для месторождений раннепротерозойского возраста высокие температуры (550-400 °С) относятся к постгранитизационным кварц-микроклиновым метасоматитам и микроклинитам и соответствуют указанной выше температуре инверсии моноклинного калиевого полевого шпата в триклинный микроклин в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Последующий процесс рудообразования укладывается в интервал температур от 450-300 до 180-100 °С. Природа воды везде метеорная. Исключение составляет

вода, связанная с реликтовым ортоклазом, которая по соотношению $\delta D - \delta^{18}O$ (рис. 1) является магматогенной (температура гомогенизации включений 680-630 °C).

Насыщенность флюидов углекислым газом, так или иначе, связана с карбонатообразованием, а также с накоплением и последующим преобразованием органического вещества. В архейских месторождениях насыщенность CO_2 существенно выше, как по содержанию (табл. 1), так и по мольной доле (0,01-0,64), достигая максимальных значений в жильных кварцах золотоносных лиственито-березитов в карбонат-содержащих парасланцах (3). Интересно отметить, что количество органического углерода в этих образцах достигает только 0,02-0,03 % при содержании валового (в основном, карбонатного) углерода 1,6-4,9 % ($\delta^{13}C_{вал} -4,1...-0,2 ‰$).

В нижнепротерозойских месторождениях концентрация CO_2 , как и мольная его доля (0,003-0,254) ниже, что связано с широким проявлением ультраметаморфизма. Минимум зафиксирован в кварцах Новокоптяковского месторождения, локализованного в новоукраинских гранитах. При этом доля органической составляющей значительно выше. Для сравнения: в эдукте золоторудной Юрьевки (5) содержание валового углерода составляет 0-0,9 % ($\delta^{13}C_{вал} -20,9...-12,0 ‰$), а содержание графита 0,13-2,39 % ($\delta^{13}C_{вал} -25,9...-20,9 ‰$). Близкие соотношения установлены и для месторождений ураноносных альбититов (7, 8) с той разницей, что в окислительных условиях щелочного процесса (в урановорудных зонах) графит окисляется, давая импульс довольно интенсивному синальбититовому карбонатообразованию [2, 27].

Изначальной причиной изотопного (по углероду) разобщения месторождений архея и раннего протерозоя (рис. 2, 3) является рассмотренное выше изменение условий седиментогенеза с обогащением в раннем протерозое осадков органикой, трансформированной впоследствии в результате регионального метаморфизма в графит [25]. Затем в результате активной деятельности водосодержащих флюидных систем графит в той или иной степени окислялся, что способствовало освобождению металлической нагрузки в составе эдукта и могло изменять условия самой системы.

Изотопный состав кислорода CO_2 является не только функцией карбонатообразования в диапазоне температур: 260-130 °C для объектов архея и 290-130 °C для раннепротерозойских руд, но и зависит от $\delta^{18}O$ воды и мольной доли CO_2 . В соответствии с методикой выделения водно-углекислотного флюида включений $\delta^{18}O CO_2$ утяжелен на $+26,0 \pm 1 ‰$ относительно $\delta^{18}O H_2O$. Иначе говоря, в образцах с такими значениями $\Delta \delta^{18}O CO_2-H_2O$, или близкими к ним, преобладают включения одной генерации. Отклонения Δ от указанных значений, вероятно, свидетельствует о гетерогенности флюидных систем, в частности, о наличии в них углекислотных включений.

Равновесные водно-солевые с CO_2 флюидные включения метаморфогенной природы характерны для кварцев (и пирита) наиболее древних Au-колчеданных (1) и большей части Au-Fe (3) руд архея, значения Δ их составляет 26,7-28,8 и 25,8-29,9 ‰ соответственно. Отклонения Δ в сторону легкого изотопа ^{16}O обычны для архейских месторождений. Они в равной степени (15,8-22,2 ‰) присущи кварцам Au-Bi-Te (2), кварцам (и пириту) Au-Ag-Pb-Zn (4) и кварцу-4 Au-Fe (3) руд в зонах различных околорудных метасоматитов (пропилитов, амфиболовых метасоматитов, березитов и лиственитов). Повышенные значения Δ (31,7-34,3 ‰) установлены лишь для трех образцов кварца-1 и -2 Au-Fe руд (3) в слабо измененных метабазах.

В отличие от колчеданных руд, во всех остальных золоторудных проявлениях архея система флюидных включений значительно более сложна. Исследованиями Е. Е. Лазаренко [21] здесь, наряду с типично метаморфогенными включениями (по периферии зон), установлены различные генерации двух- и трех-фазных газово-жидких включений, а также включений углеводородных и углекислотных. Например, в зоне Au-полиметаллических руд (4) обнаружены включения с жидким CO_2 , плотность которых (как и количество) увеличивается от внешних частей зоны к внутренним.

В раннепротерозойских месторождениях этот показатель меняется. Для Восточно-Юрьевского месторождения Au-кварцевой формации (5) исходные кварцы (и микроклин), а также большинство образцов кварца золоторудных зон (но с низким

содержанием золота) характеризуются пониженными значениями Δ (15,3-22,2 ‰), аналогичными минералам Au-Ag-Pb-Zn руд (4). Исключение составляют два образца: рудного кварца-4 (27,2 ‰) и кварца-3 с максимально проявленными признаками золотоносности (31,8 ‰), для которых величина Δ равновесна либо несколько повышена.

Минералам урановых месторождений альбититовой формации (полевые шпаты, кварц) (6-8), наоборот, присущи повышенные значения Δ (31,4-49,5 ‰), пониженное (17,7 ‰) установлено только в образце реликтового ортоклаза Севериновки (7). Максимально высокие значения Δ (33,9-49,5 ‰) зафиксированы в микроклинах и кварцах постгранитизационных кремне-калиевых метасоматитов всех трех объектов (особенно 6 и 8), тогда как для альбитов Δ не превышает 34,8 ‰, а для рудных альбитов Севериновского (7) и Ватутинского (8) месторождений опускается до равновесного или близкого к равновесному значениям: 27,2 и 31,4 ‰ соответственно.

Флюидные включения в минералах раннепротерозойских объектов также принадлежат к различным генерациям и отличаются сложностью состава и наполнения. В этих системах, наряду с несколькими генерациями водно-солевых газовой-жидких включений, установлены ранние и поздние углекислотные (газовые и жидкие) и углеводородные разновидности. Важны данные Е. Е. Лазаренко об особенном увеличении количества и разнообразия флюидных включений в раннем кварце микроклинизированных гранитов Новокоптяковского месторождения (6), т.е. на стадии микроклинизации. Особенно это заметно на значительных глубинах (до 2600 м), где кварц настолько насыщен включениями разных генераций, пространственно совмещенных, что создается впечатление «растворения» минерала. В зонах рудообразования (как в урановорудных альбититах, так и в участках золоторудных кварцевых проявлений), по-видимому, имела место относительная гомогенизация флюидов.

Выводы. 1. Флюидонасыщенность и изотопные соотношения элементов воды и двуокиси углерода флюида в минералах золоторудных месторождений архея определяются ходом минералогенеза в течение трех этапов: осадконакопления и бимодального, существенно базито-дацитового, вулканизма, сопровождающегося сольфатарно-фумарольным изменением пород, включая рудообразование; регионального метаморфизма низких фаций и постметаморфической регенерации материала в эпиптермальных (регрессивных) условиях.

На этапе вулканогенно-осадочного минералогенеза осадочные породы (и руды в них) испытывают существенное влияние поровых (морских) вод и карбонатной составляющей; вулканы, часто измененные до пропилитов и вторичных кварцитов (включая рудные их фации), в большей степени отражают участие в процессах метеорной составляющей. Метаморфизм способствовал «высушиванию» флюидной системы с обогащением остаточной воды дейтерием, особенно в метаосадочных породах. Постметаморфическая регенерация минерального (рудного) вещества протекала в условиях увеличения в составе флюидов роли метеорных вод с преимущественным накоплением протия, хотя ограничителем этой тенденции является интенсивное проявление околорудных березитов-лиственитов и амфиболовых метасоматитов с обилием ОН-содержащих минералов.

2. Вещественная основа золотого и уранового рудообразования, закладываемая в раннем протерозое, связана с изменением на региональном и локальном уровнях условий седиментогенеза, а именно с увеличением в составе атмосферы кислорода и, соответственно, в гидросфере — органики. Органика вместе с сорбированными металлами впоследствии вошла в состав графит-сульфидных гнейсов и способствовала обогащению флюидов рудных систем легким изотопом углерода.

Импульс активизации водосодержащих флюидов, с которыми связано формирование урановоальбититовых и золотокварцевых концентраций, по-видимому, связан с постгранитизационной микроклинизацией регионального характера, отражающей инверсию моноклинного ортоклаза (сухая система гранулитовой фации) в триклинный микроклин (водосодержащая система амфиболитовой фации). Последнее находит подтверждение в наличии в зоне альбитизации реликтов ортоклаза с магматогенной водой и в устойчивой

связи микроклинизации, золоторудного окварцевания и урановорудной альбитизации с метеорной составляющей флюида. В урановорудном процессе роль метеорной воды даже резко возрастает, что, в частности, подтверждается аномально низкими значениями δD OH-содержащих минералов в рудных альбититах.

3. При высокой информативности изотопного состава водорода воды всех изученных раннедокембрийских объектов также следует отметить относительно узкий диапазон значений $\delta^{18}O$ H₂O, что, возможно, отражает близкие температурные условия формирования архейских и раннепротерозойских руд на регрессивных этапах минералоотложения. Для архейских месторождений наиболее высокие температуры (570-500 °С) соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Регрессивные условия минералообразования определяются температурами от 450-350 до 140-110 °С. Для месторождений раннепротерозойского возраста высокие температуры (550-400 °С) относятся к постранинизационным кварц-микроклиновым метасоматитам и соответствуют температуре инверсии ортоклаза в микроклин. Последующий процесс рудообразования укладывается в интервал температур от 450-300 до 180-100 °С.

4. Разделение на диаграммах $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ CO₂ и мольная доля CO₂ - $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ месторождений архея и раннего протерозоя подтверждает на уровне изотопного исследования флюидных включений известную идею изменения состава атмосферы на границе этих возрастных градаций. Вместе с тем, представляется важным подчеркнуть последовательный (и циклический) характер изменения разницы в изотопном составе кислорода в системе диоксид углерода - вода ($\Delta \delta^{18}O$ CO₂-H₂O), в частности, близость этих значений для кварцев месторождений золота переходного возраста: золото-полиметаллических руд архея и золото-кварцевых руд раннего протерозоя. Можно предположить возможность объединения по углероду всех изученных объектов с изотопным возрастом от 3042 до 1750 млн лет в единый (планетарный) цикл.

5. В силу существенного влияния на изотопный состав водорода и кислорода воды флюидных включений в минералах месторождений различных (часто неодинаковых) геологических процессов, а также сложности учета результирующей этого влияния, представляется затруднительным определение по этим данным усредненного изотопного состава компонентов воды мирового океана. Следовательно, выводы о степени изменения (или неизменности) последней едва ли могут быть признаны корректными.

1. Баранов Э.Н., Девирц А.Л., Карпухина В.С. и др. Изотопы водорода и кислорода в серицитах и хлоритах Учалинского медноколчеданного месторождения (Ю.Урал). Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 159.
2. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Наукова думка. Киев. — 1995. — 396 с.
3. Берзина А.П., Курода И., Сотников В.И. Эволюция изотопного состава водорода в рудно-магматических системах медно-молибденовых месторождений. Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 260-262.
4. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Ленинград: Недра, 1982. — 216 с.
5. Ветштейн В.Е., Щербак Д.Н. Особенности распределения изотопов водорода газовой-жидких включений в натриевых метасоматитах // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1981. - № 1. — С. 3-6.
6. Гнатенко О.В. Температурные условия образования альбититов на одном из месторождений урана в докембрии // Геологич. журн., 1976. — 36. — Вып. 4. — С. 134-139.
7. Гуцало Л.К. Закономерности формирования изотопного состава вод гидротермальных систем. VIII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1980. С. 202-204.
8. Демихов Ю.Н., Коростышевский И.З., Березовский Ф.И. Достоверность определения изотопного состава водорода, углерода и кислорода в H₂O и CO₂ из газовой-жидких включений в минералах метаморфогенных месторождений. IX Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1982. II. С. 492-494.
9. Кобзарь В. Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1981. — 104 с.
10. Коржнев М. Н., Фомин Ю. А. Эволюция условий накопления пород криворожской серии по геохимическим и изотопным данным // Геол. журн. - 1992.- №3.- С.93-99.
11. Коржнев М.Н., Монахов В.С., Фомин Ю.А., Щербак Д.Н. Геолого-структурные условия и этапы золотонакопления в Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области // Докл. АН Украины. - 1994.- №10.- С. 87-91.
12. Макарова Т.И., Устинов В.И., Девирц А.Л., Лагутина Е.П. Изотопное исследование зональных щелочных метасоматитов. X Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1984. С. 231.

13. Мельников В.С. Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов // Минерал. журн., 2009.- 31. - № 4.- С. 16-29.
14. Минеев С.Д., Девириц А.Л., Лагутина Е.П., Оксенойд К.Г. Оценка причин невоспроизводимости величин δD при анализе зерен амфибола. Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 377-378.
15. Монахов В.С., Сеницын В.А., Фомин Ю.А., Коржнев М.Н., Парфенова А.Я. Золотоносные кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты зеленокаменных структур докембрия Среднего Приднепровья // Геол. журн.-1994. - №3.-С.65-76.
16. Поляков В.А., Селецкий Ю.В. Геологические условия формирования флишевых отложений Южного склона северо-западного Кавказа по данным об изотопном составе подземных вод. XI Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов. Москва. 1986. С. 283-284.
17. Попівняк І.В., Ніколенко А.Є., Пізнюр А.В. та ін. Фізико-хімічні умови та послідовність формування руд Східно-Юрїївського родовища //Мінерал. зб., Львів. - 1995 - № 18. - Вип. 1. - С84-98.
18. Сушевская Т.М., Девириц А.Л., Лагутина Е.П., Ерохин А.М. Особенности формирования касситерит-вольфрамитового оруденения по D мусковитов из жил и грейзенов. Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 194.
19. Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблеме гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. – В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Москва. Мир, 1977, с.213-298.
20. Фомин Ю.А. Восточно-Юрьевское месторождение золота // Минерал. журн. - 1999. - 21.- №4. - С. 32-44.
21. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Генетические типы золотого оруденения архейских зеленокаменных структур Украинского щита // Минер. журн. - 2003. – 25. - №1. - С.95-103.
22. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Дискретность процесса золотонакопления на Восточно-Юрьевском месторождении (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2006. - №3. – С. 126-131.
23. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Изотопный состав кислорода воды рудообразующего флюида в зоне амфиболовых метасоматитов Сергеевского месторождения золота (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2007. - №2 – С. 131-137.
24. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е., Блажко В.И. Два типа рудной минерализации золото-полиметаллического рудопроявления Балки Широкой (Среднее Приднепровье) // Доп. НАН України. – 2007. - № 10 – С. 118-123.
25. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита // Доп. НАН України. – 2008. - № 7. – С. 123-129.
26. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Особенности рудообразующего флюида Новокозантиновского месторождения урана (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2009. - № 4. – С. 130-136.
27. Фомин Ю. А., Демихов Ю. Н., Лазаренко Е. Е. Модель эволюции рудообразующей флюидной системы Севериновского месторождения урана (Украинский щит) / Геохімія та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища.- Київ, 2003.-Вип. 8.-С.169-178.
28. Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е. Температурные условия формирования ураноносных альбититов Украинского щита // Доп. НАН України. – 2009. - № 8. – С. 120-126.
29. Monakhov V.S., Sukach V.V., Kostenko O.V., Malykh M.M. Gold-bearing factors of the Middle Dnieper granite-greenstone Area of Ukrainian Shield (for Sursk greenstone structure) // Минер. журн.- 1999.-т.21.- №4.-С.20-31.
30. Friedman, I. and O'Neil, J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. 1977. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK.

Фомин Ю.О. ИЗОТОПНИЙ СКЛАД КОМПОНЕНТІВ ФЛЮЇДНИХ ВКЛЮЧЕНЬ В РОДОВИЩАХ ЗОЛОТА ТА УРАНУ ДОКЕМБРІУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.

Проведено дослідження ізотопного складу водню, кисню, вуглецю H₂O та CO₂ газорідких включень в мінералах родовищ Au і U Українського щита з віковим інтервалом 3042-1750 млн років у діапазоні температур від 570-550 до 110-100°С. Аналіз еволюції флюїдних систем у докембрії дозволив припустити належність об'єктів до єдиного планетарного циклу.

Fomin Yu. ISOTOPIC COMPOSITION OF FLUID INCLUSION COMPONENTS IN THE PRECAMBRIAN GOLD AND URANIUM DEPOSITS OF UKRAINIAN SHIELD.

The investigation of hydrogen, oxygen, carbon isotopic composition of H₂O and CO₂ in gas-liquid inclusions of the minerals in Au and U deposits with age interval 3042-1750 Ma at temperature diapason from 570-550 to 110-100 °C was considered. The Precambrian fluid system analyses have permitted to propose of the objects belonging to the single planet cycle.

М.А.Ярошук, А.В.Вайло,

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

УРАНОПРОЯВЛЕНИЯ В ЗОНАХ НЕСОГЛАСИЯ ДОКЕМБРИЯ – ФАНЕРОЗОЯ НА СКЛОНАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА.

На северо-западном, северо-восточном и юго-западном склонах Украинского щита установлен целый ряд торий-урановых и урановых проявлений в породах докембрийского фундамента, осадочного чехла и тектонизированных зонах их структурно-формационного несогласия. Приведено описание конкретных рудопроявлений, дана их типизация, рассмотрена вероятная связь ураноаккумуляции с определёнными геологическими процессами. Установлена многоэтапность и полигенность ураноаккумуляции в период заложения и развития троговых вулкано-тектонических структур на склонах Украинского щита в позднепротерозой-фанерозойский период.

Минерально-сырьевая база ядерной энергетики Украины обеспечивается главным образом за счёт разработки руд докембрийской натрий-урановой (альбититовой) формации центральной части Украинского щита (УЩ). Руды этой формации относятся к рядовым и бедным, являются труднообогатимыми, что определяет их высокую стоимость и низкую конкурентоспособность на мировом рынке.

Определённую долю в структуре запасов составляют руды калий-урановой докембрийской формации, а также руды месторождений в фанерозойских породах платформенного чехла. Украина за счёт собственного сырья обеспечивает около 30% своих настоящих потребностей в сырье для урановой промышленности.

Такая конъюнктура определяет необходимость расширения минерально-сырьевой базы ядерной энергетики Украины и обуславливает актуальность поисков более богатых типов урановых руд, открытых и эксплуатирующихся на других щитах мира. В частности, это месторождения богатых руд, приуроченные к вулкано-тектоническим структурам в поясах вулканогенов в Забайкалье, Узбекистане, Казахстане [1], районе Торренс в Австралии [2] и руды так называемого «типа несогласия», установленные на юго-восточном склоне Канадского щита в районе Атабаска [3], и на северном склоне Австралийского щита в районе Алигейтер Ривер [4]. Проявления руд типа «несогласия» известны в районе Корку Балтийского щита, Франсвилльском районе на западном склоне Африканского щита, районах Джорджтаун и Северный Квинсленд в восточном обрамлении Австралийского щита.

Тектоническое положение руд типа «несогласия» определяется приуроченностью к крупным тектонизированным разновозрастным зонам несогласия кристаллических пород докембрийского фундамента со слабо метаморфизованными либо литифицированными осадочными породами позднего протерозоя, рифея, венда, палеозоя. Как правило, такие зоны формационного, структурного и тектонического несогласия расположены на склонах докембрийских щитов, но могут находиться и внутри щитов, в шовных зонах, разделяющих мегаблоки этих щитов [5].

Анализ тектонического положения и особенностей геологического строения месторождений типа «несогласия» различных докембрийских щитов явился основой проведения поисковых работ на этот тип руд в Украине. Работы в разные годы проводились КП «Кировгеология» на северо-западном, юго-западном и северо-восточном склонах УЩ.

Сопоставление результатов этих работ и их анализ позволили выявить общие закономерности ураноносности склонов УЩ и оценить возможные предпосылки обнаружения богатых урановых руд как типа «несогласия», так и, возможно, связанных с вулкано-тектоническими структурами, нередко приуроченными к зонам несогласия (месторождение Олимпик Дэм в зоне несогласия Торренс в Австралии).

Северо-западный склон Украинского щита.

Докембрийский фундамент северо-западного склона УЩ характеризуется очень сложным строением, что отражает многоэтапность геологического развития этого региона. Дорифейский фундамент установлен в Дубровицком, Любешевском, Хотиневском и других горстах Припятского вала. Наиболее древними породами докембрийского фундамента являются фрагменты метаморфитов росинско-тикичской и бугской серий в полях гранитоидов звенигородского и кировоград-житомирского комплексов. На территории Волынского подвижного пояса докембрийский фундамент представлен породами верхнепротерозойской кварц-кератофир-диабазовой (лептитовой) формации клёсовской серии и гранитоидами осницкого комплекса [6], metabазитами пикритобазальтовой, базальт-андезитовой и андезито-базальтовой формаций [7]. Магматические породы позднепротерозой-рифейского времени представлены щелочными граносиенитами, редкометальными гранитами пержанского комплекса.

Последокембрийские породы сохранились в Виленском, Овручском, Белокоровичском грабенах Овручской структуры и Степаногорском, Залоззовском, Турском и других грабенах Припятского вала. Наиболее древние представлены породами полесской и овручской серий рифея – песчаниками, гравелитами, алевролитами, межпластовыми телами габбро-диабазов, габбро-долеритов, туффитов. Отложения полесской и овручской серий по мощности и литологическим особенностям отличаются в бортах и центре грабенов. Отложения рифея в грабенах перекрыты породами венда, палеозоя и мезозоя; прорваны разновозрастными породами дайковых комплексов толеит-базальтовой, диабаз-лампрофировой формаций [7].

В породах северо-западного склона УЩ в связи с неоднократно проявленными процессами тектоно-магматической активизации (ТМА) широко представлены разнообразные продукты флюидизации [8].

Геологическое строение северо-западного склона УЩ осложнено системой северо-восточных и субширотных разломов, к узлам пересечения которых, приурочены тектонические структуры центрального типа (Конопельская, Борская, Хотинская, Ратновская) и разнообразные продукты процессов ТМА (аргиллизации, турмалинизации, грейзенизации, гематитизации) [9].

Актуальность поисков месторождений «типа несогласия» на северо-западном склоне УЩ послужила основанием для проведения специальных геолого-прогнозных работ КП «Кировгеология». В 1985-1991 годах работы масштаба 1: 200 000 проводились на Ровенско-Хмельницкой площади, южнее г. Сарны, под руководством П. В. Винниченко. В 1990-1994 годах на Крыловском и Хотинском участках этой площади проведены поисковые работы М. Е. Паталахой и П. В. Винниченко. В 1992 году геолого-прогнозные работы масштаба 1:200 000 проведены на Дубровицко-Познанской площади севернее г. Сарны Н. А. Сыродоевым; более детальные работы масштаба 1:50 000 проведены на этой же площади в 2000 году под руководством Д. Ф. Рибенкова.

Результатами этих работ стало открытие целого ряда радиоактивных аномалий как в породах дорифейского докембрийского фундамента (40), в его корах выветривания (2), так и в породах полесской серии фанерозойского чехла (96). Эти уранопроявления сосредоточены в Мороченской, Томашгородской и Горынской тектонических зонах.

В пределах Дубровицко-Познанской площади выявлено Вербовское уранопоявление; определены перспективные участки – Кидрино-Хиночский, Сварцевичи, Золотое и Блажевский, в породах которых, в зонах пересечения разломов широко проявлены процессы эпидотизации, грейзенизации, турмалинизации, аргиллизации, гематитизации, карбонатизации и установлены радиоактивные аномалии урановой и уран-ториевой природы (рис.)

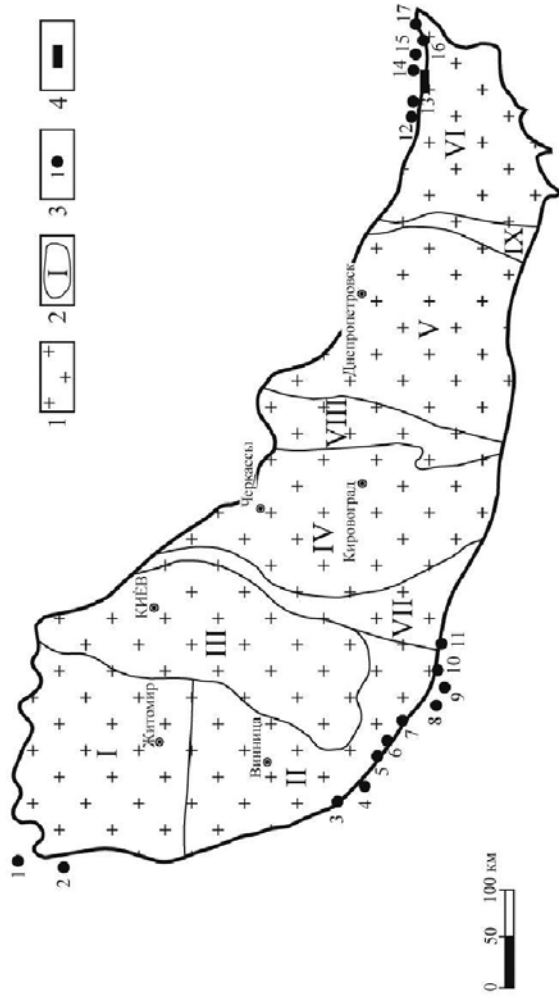


Рис. 1. Размещение уранопроявлений на склонах Украинского щита

I—Породы Украинского щита; 2—Геоблоки (I—Вольнский, II—Подольский, III—Белоцерковский, IV—Кировоградский, V—Приднепровский, VI—Приазовский) и шовные зоны (VII—Голованевская, VIII—Западно-Ингулецкая, IX—Орехово-Павловская); 3—Уранопроявления (1—Михалинское, 2—Вербовское, 3—Атаки (Волчинец), 4—Чапаевка, 5—Сороки, 6—Воронково-Косницкое, 7—Каменка, 8—Парканы, 9—Резина, 10—Рыбница, 11—Новосветова, 12—балка Большая Барсукова, 13—балка Мокрая Мандрюкина, 14—Стыльское, 15—Кальчиское, 16—Войково, 17—Еланчикское); 4—Николаевское торий-урановое месторождение

Вербовское уранопроявление расположено в узле пересечения Томашгородской и Мороченской тектонических зон. Глубина погружения фундамента 110-330 м. Урановое оруденение установлено в зоне несогласия как в аргиллизированных породах докембрийского фундамента (0,007-0,085%), так и породах рифея (0,01%), представлено уранинитом, коффинитом, урановыми чернями, сопровождается повышенными содержаниями Zn, Pb, Cu, бария.

В пределах Ровенско-Хмельницкой площади выявлено **Михалинское уранопроявление** в милонитизированных мигматитах и графитсодержащих гнейсах, содержание урана в которых составляет 0,011-0,056%, сопровождается повышенным содержанием Zn, Pb, Ag. На этой площади перспективны на уран Крыловский и Хотынский участки, на которых выявлен ряд радиоактивных аномалий, аномалии радона, гелия, повышенные содержания в породах докембрийского фундамента и полесской серии Pb, Zn, Ag. К югу от Михалинского уранопроявления выявлены Мало-Анастасьевская радиоактивная аномалия.

Юго-западный склон Украинского щита.

Юго-западный склон Украинского щита отделён от Причерноморской впадины Подольской зоной разломов, имеющей протяжённость около 150 км.

Докембрийский фундамент юго-западного склона УЩ сложен метаморфитами днестровско-бугской, бугской и ингуло-ингулецкой серий, образующих разновеликие ступени и выступы в полях гранитоидов гайворонского, бердичевского, побужского и кировоград-житомирского комплексов.

В 45 км южнее г. Хмельницкого, на левом берегу р. Днестр находится Проскуровский массив, сложенный щелочными и ультраосновными породами с возрастом около 2 млрд. лет.

В Подольской зоне проявлены процессы ТМА позднепротерозойского времени, выразившиеся в образовании небольших массивов и жил пироксенитов, монцититов, анортозитов, сиенитов в участках тектонической трещиноватости [10]. Возраст дайковых образований датируется 1530-927 млн. лет, преобладающий 1,3-1,2 млрд. лет [11], что совпадает с возрастом дайковых пород пержанского и коростенского комплексов.

Последокембрийские отложения представлены терригенно-хемогенными (возможно, с взрывными продуктами) породами (ольчедаевские, ломозовские, ямпольские слои) могилёвской серии и базальтами каменкской свиты венда. В наиболее опущенных грабенах Подольской зоны, возможно, сохранились породы сорокской и хрустовской свит среднего-верхнего рифея. В узлах пересечения Подольской зоны с субмеридиональными и северо-восточными разломами проявлены процессы ТМА, выразившиеся во внедрении даек основного состава возрастом 1,2-1,3 млрд. лет, образовании тектонитов с участками хлоритизации, карбонатизации, гематитизации, альбитизации, битуминизации; барит- и флюоритсодержащих кварц-полевошпат и кварцево-карбонатных жил Бахтынского месторождения [10].

Наиболее ранние данные об урановых и ториевых проявлениях в ольчедаевских и ломозовских слоях на юго-западном склоне УЩ изложены А. Н. Комаровым в монографии [12].

Геолого-прогнозные работы, направленные на поиски руд «типа несогласия», проводились КП «Кировгеология» в 1983 г. на Вознесенской площади под руководством Н. В. Сыродоева. В результате этих работ были составлены геолого-прогнозные карты на уран в масштабе 1:100 000 и выделена Котовская площадь, перспективная на уран в базальных отложениях венда. На Котовской площади установлено **Новосветовское уранопроявление** в ольчедаевских и ломозовских слоях могилёвской серии венда, сложенных грубозернистыми аркозовыми и олигомиктовыми песчаниками и алевролитами. Новосветовское уранопроявление находится в узле пересечения Подольской и Одесско-Тальновской зон разломов. Содержание урана достигает 0,005%, установлены коффинит, казолит, урановые черни и слюдки; в участках уранонакопления повышены содержания Zn, Pb, V, Cu, присутствуют сульфиды, монацит, магнетит.

К северо-западу от Новосветовского уранопоявления установлен ещё целый ряд урановых аномалий, как в породах докембрийского фундамента (**Сорокская, Воронково-Косницкая, Каменская**) и коре выветривания (**Колбасна**), так и в базальном горизонте венда (**Волчинецкая, Чапаевская, Думбровенская, Парканская, Резинская, Рыбницкая, Глубочек**). На некоторых участках наблюдается совмещение уранопоявлений в породах докембрийского фундамента и фанерозойского чехла; количественные соотношения проявлений в фундаменте и пластового оруденения в чехле могут быть различными. Различна и степень изученности указанных уранопоявлений.

Уранопоявления сосредоточены в узлах пересечения Подольской зоны с субширотными (Воронково-Косницкое, Каменское) и субмеридиональными (Новосветовское) разломами. Урановое прожилково-вкрапленное оруденение сопровождается процессами тектонической и метасоматической проработки – хлоритизации, серицитизации, карбонатизации, гематитизации, альбитизации, окварцевания, калишпатизации вмещающих пород. Урановая минерализация в породах фундамента и чехла представлена уранинитом, настураном, казолитом, урановыми чернями, коффинитом, уранофаном, болтвудитом; в качестве сопутствующих установлены торит, монацит, сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, флюорит, барит, битумы. Уран изоморфно входит в циркон, торит; сорбируется лейкоксомом, лимонитом, слюдами. Содержания урана составляют сотые доли процента, локально на Сорокском проявлении достигают 0,1% [13].

В 2008 г. на юго-западном склоне УЩ КП «Кировгеология» под руководством В. Петрова проводились геолого-прогнозные работы на уран масштаба 1:100 000 на площади от г. Могилёв-Подольска до с. Ямполь. Здесь уранопоявления установлены на Мироновском и Косницком участках в породах базального горизонта венда, выветрелых породах докембрийского фундамента и сосредоточены в узлах пересечения Немировской и Подольской зон разломов. Породы чехла, обогащённые ураном, осветлены под влиянием инфильтрационных глеевых грунтовых вод. В породах фундамента также проявлены процессы серпентинизации, гидрослюдизации, аргиллизации, повышены содержания Pb, Mo, Zn, Ag, Cu, Bi. На исследованной площади установлен ряд радиоаномалий (Подлесовская, Хмелевская, Карповская) урано-ториевой природы.

В северо-западной части Подольской зоны в базальных отложениях венда широко распространены точки минерализации с повышенным содержанием тория, редких земель и фосфора (сёла Н. Ольчедаев, Озаринцы, Котюжаны, Жеребиловка, Боршевы), обусловленные присутствием россыпного монацита (10-12 кг/т) [12], а также битуминозных сланцев с повышенным содержанием редких земель (до 0,1 – 0,6%) иттриевой группы. В Подольской зоне в кристаллических породах фундамента и базальных толщах чехла установлены многочисленные радиоаномалии, которые сгруппированы в 11 площадных и 35 точечных аномалиях; высококонтрастные аномалии Au, Ag, Cu, Li, Pb, Zn, Mo.

Процессы уранонакопления в породах докембрийского фундамента и осадочного чехла в Подольской зоне проходили в течение длительного времени, что отражает роль гидротермальных процессов ТМА и, вероятно, инфильтрационных процессов регенерации урана. Урановорудные минеральные ассоциации, последовательность и время их образования детально рассмотрены в публикациях А. Г. Субботина [11] и Е. Г. Сущук [14].

Выделяются следующие стадии уранонакопления, проявленные с разной интенсивностью на различных аномалиях:

- образование эндогенной акцессорной урановой минерализации (уранинит, ураноторит, монацит, ксенотим, циртолит) в пегматоидных гранитах и метасоматитах зон разломов в период 2,1–1,9 млрд. лет завершающих процессов раннепротерозойской гранитизации;
- образование урановой минерализации (уранинит, настуран, коффинит) и щёлочно-магниевого метасоматитов в период ТМА возрастом около 1,3 млрд. лет в породах докембрийского фундамента и осадочного чехла (Воронково-Косница, Новосветовка, Сороки);

- формирование инфильтрационной урановой минерализации, сорбированной лейкоксеном, лимонитом, хлоритом в коре выветривания урансодержащих пород кристаллического фундамента в период около 1,1-1,2 млрд. лет (Колбасна);
- накопление стратиформных инфильтрационных залежей оксидов урана в песчаниках и алевролитах базальных горизонтов венда в период около 660-860 млн. лет (Парканы, Резина, Рыбница, Глубочек, Новосветовка);
- регенерация урана в процессе киммерийского этапа ТМА, для которой характерно образование урано-битумных концентраций в период около 200 млн. лет (Чапаевка).

Вопрос об источниках урана сложный. Содержание урана в породах кристаллического фундамента на уровне кларков; увеличение наблюдается от более древних к более молодым и от основных к кислым породам, а также в породах кор выветривания. Преобладающая часть радиоаномалий находится в гранитоидах бердичевского комплекса и в узле пересечения Подольского и Немировского разломов; наименьшие содержания урана и тория- в диабазах каменкской свиты. Ураном обогащены участки тектонизации и проявления различных гидротермальных процессов. Это может свидетельствовать, как об экзогенных, так и эндогенных источниках урана, селективный вклад которых различен в конкретных проявлениях.

А. Г. Субботин [11] на основании детального изучения геологического положения, состава и возраста урановых проявлений в контакте докембрийского фундамента и осадочного чехла целого ряда участков Подольской зоны высказал точку зрения о возможном сопоставлении их с месторождениями типа «несогласия» района Алигейтер-Ривер в северной Австралии и перспективности Подольской зоны на месторождения богатых руд. Подольская зона перспективна на комплексное уран-полиметаллическое и урано-битумное, а также экзогенное инфильтрационное оруденение.

Северо-восточный склон Украинского щита.

Северо-восточный склон Украинского щита в самой южной своей части граничит со складчатой структурой Донбасса и отделён от неё Южно-Донбасской впадиной, заложившейся вдоль субширотного Волновахского разлома. Время заложения этой впадины достоверно не установлено. На востоке Южно-Донбасская впадина отделена от Ростовского выступа субмеридиональной Грузско-Еланчикской зоной разломов.

Фундамент в пределах Южно-Донбасской впадины имеет ступенчатое строение — участки наибольшего его погружения (троги) чередуются с выступами (Стыльский горст). Докембрийский фундамент Южно-Донбасской впадины представлен разнообразными ультраметаморфическими образованиями архей-нижнепротерозойских комплексов, детально изученных в пределах Приазовского блока УЩ [15]. Это эндербиты, диориты, чарнокиты, плагиограниты новопавловского, гайчурского, добропольского, шевченковского, осипенковского комплексов архея; гранитоиды обиточненского, анадольского, салтычанского комплексов нижнего протерозоя. В полях развития этих комплексов наблюдаются фрагменты метаморфитов западно-приазовской и центрально-приазовской серий, метаморфизованных в гранулитовой фации и диафторированных в фации амфиболитовой.

Строение докембрийского фундамента Южно-Донбасской впадины осложнено внедрением постнижнепротерозойских магматических ультраосновных, основных и щелочных пород Южно-Кальчикского и Октябрьского массивов, что отражает один из ранних этапов тектоно-магматической платформенной активизации юго-восточной части УЩ. Геохимический спектр этих пород характеризуется повышенным содержанием титана, циркония, редких земель, тантала, ниобия, меди, молибдена; установлены также повышенные содержания урана [16].

Проявление разных этапов ТМА отражено также наличием даек диабазов, секущих породы докембрийского фундамента и чехла, возраст которых датируется от архей-протерозоя вплоть до мезозоя [17]. Особенно интенсивно процессы ТМА проявились в девоне, когда сформировались ультрамафиты, габброиды и щелочные породы приазовского

комплекса Покрово-Киреевского массива и волновахско-еланчикского эффузивного комплекса антон-тарамской свиты непосредственно в Южно-Донбасской впадине. В пермо-триасе ТМА выразилась в образовании ряда андезит-трахиандезитовых массивов непосредственно в пределах Южно-Донбасской впадины [16].

Породы осадочного чехла сосредоточены в Южно-Донбасской вулканотектонической впадине. Контакт осадочных пород с кристаллическими породами докембрийского фундамента нередко тектонический, что, вероятно, является следствием послонных срывов и пологих надвигов в основании осадочного чехла, моноклинально погружающихся к северо-востоку. Согласно принятой стратиграфической схеме [18], снизу вверх осадочные вулканогенно-осадочные породы представлены: гравелитами, песчаниками, сланцами николаевской свиты, диабазовыми порфиритами и пирокластами антон-тарамской свиты среднего девона; песчаниками, конгломератами, сланцами и туфами долгинской и раздольненской свит верхнего девона. Возможно, среди терригенных осадочных пород базального горизонта в наиболее опущенных грабенах Южно-Донбасской впадины сохранились от размыва и присутствуют более древние образования, которые широко развиты восточнее Грузско-Еланчикского разлома на северном и восточном склонах Ростовского выступа, где отнесены к синявской серии рифея, мощность которой в некоторых трогах превышает 2,5 км [19]. Породы девона в Южно-Донбасской впадине перекрыты известняками, доломитами, глинистыми сланцами турнейского и визейского ярусов карбона.

Попутные поиски урана в Южно-Донбасской впадине Украинским геолуправлением проводились, начиная с 1946 г., в результате которых был установлен ряд уранопроявлений в докембрийском фундаменте. Специализированные работы на уран осуществлялись партиями № 19 и № 24 Кировской экспедиции в 1951-1954 годах, позволившие выделить перспективные участки – Стыльский, Николаевский, балка Мандрыкина, балка Барсукова по наличию проб с содержанием сотые-десятые доли процента урана.

В 1956 г. в результате поисковых работ было открыто Николаевское торий-урановое месторождение в базальном горизонте девонских пород [12]. К базальному горизонту николаевской свиты девона приурочены также рудопроявления балок Мокрая Мандрыкина, Большая Барсукова и Стыльского участка. Поисковые работы на уран проводились Кировской экспедицией в 1955 – 1977 годах, в результате которых открыт целый ряд уранопроявлений как в докембрийском фундаменте, так и в осадочном чехле.

В 1963-1964 годах установлено Еланчикское урано-ториевое проявление среди ортофиоров и кератофиоров Покрово-Киреевской структуры. В 1974-1977 годах при поисках плавикового шпата на стыке Стыльского и Еланчикского горстов обнаружено Войковское уранопроявление, приуроченное к брекчированным известнякам нижнего карбона.

Таким образом, в пределах северо-восточного склона Украинского щита открыто Николаевское месторождение и целый ряд проявлений, на которых урановое оруденение установлено как в породах докембрийского фундамента, так и в породах осадочного чехла; нередко эти проявления по площади совпадают.

В породах докембрийского фундамента проявления урана установлены в пределах Николаевского месторождения, а также на Павловском и Кальчикском участках. Их наличие интересно с точки зрения возможных источников урана при образовании фанерозойских уранопроявлений и Николаевского торий-уранового месторождения.

Непосредственно в Южно-Донбасской зоне в ряде поисковых скважин (№№ 817, 269, 2112, 729), пробуренных на флангах и в центре **Николаевского месторождения**, урановая минерализация фиксируется в выветрелых гранитоидах докембрийского фундамента, в которых проявлены процессы окварцевания, карбонатизации, серицитизации, ожелезнения и сульфидная минерализация. Установленные локальные содержания урана составляют десятые доли процента, оруденение сосредоточено в участках брекчирования и трещиноватости, представлено настураном и урановыми чернями. В пределах Николаевского месторождения в породах фундамента установлены радиоактивные ореолы субмеридионального простирания, с которыми пространственно совпадают рудные залежи в породах девона. На ураноносность докембрийского фундамента Николаевского

месторождения указывает также наличие в трещинных водах из гранитоидов контрастных концентраций радона, содержание которого в некоторых скважинах превышает 33 000 эман. О существовании уранового оруденения в гранитоидах фундамента указывают находки в скважинах № 259 и № 269 среди песчаников девона слабо окатанных обломков кварца, содержащих вкрапленники настурана. Приведенные материалы позволяют высказать предположение о наличии непосредственно в докембрийском фундаменте Николаевского месторождения дофанерозойских уранопроявлений.

Павловский участок включает четыре уранопроявления (Андреевское, Павловское, Валерьяновское, Васильевское), сосредоточенные юго-западнее г. Волноваха вдоль северо-западной зоны разломов. Участок сложен плагиоклазовыми и плагиоклазо-микроклиновыми мигматитами и пегматоидными гранитами с реликтами метаморфитов западно-приазовской серии. Характерно широкое проявление процессов микроклинизации, окварцевания, собирательной биотитизации. К участкам биотитизации приурочены магнетит, урансодержащие апатит, монацит, циркон. Урановое оруденение представлено мелкой (01-0,4 мм), убогой вкрапленностью уранинита в микроклинизированных пегматоидных гранитах и микроклин-биотит-кварцевых породах. Мощность оруденевших участков, приуроченных к скоплениям биотита, пироксена, графита, составляет 1,0-2,5 м с содержанием урана 0,03-0,06%, локально – до 0,1-0,25%. Уранинит содержит примесь Pb, Th, Zn, Yb, ассоциирует с малаконом, торитом, пиритом, галенитом, молибденитом. Это оруденение связано с процессами микроклинизации завершающих этапов гранитизации и по своим характеристикам сходно с оруденением калий-урановой формации месторождений Калиновское, Южное и Лозоватское в Побужье [20].

На Васильевском рудопроявлении Павловского участка оруденение локализовано в трещинах катаклаза в участках хлоритизации, эпидотизации, серицитизации и альбитизации пород фундамента. Мощность минерализованных участков составляет 0,5-4,0 м, содержание урана – 0,03-0,047%. Представлено урановой чернью с реликтами настурана. Уранонакопление обусловлено высокотемпературными гидротермальными процессами ТМА, возможно, герцинского возраста и по своим характеристикам сходно с оруденением Северо-Березнянского проявления Голованевской гнейсо-гранулитовой зоны [12].

Кальчикский участок приурочен к северной части Октябрьского массива щелочных сиенитов, где установлено порядка восьми уранопроявлений, которые контролируются южной частью Криворожско-Павловского разлома. На двух из них проявлены процессы калиевого метасоматоза; на остальных – процессы более позднего натриевого метасоматоза, вплоть до образования щелочных амфиболов и пироксенов, и высокотемпературного гидротермального уран-полиметаллического оруденения, состав которого не изучен. В сиенитах Октябрьского массива установлены урансодержащий малакон и пирохлор.

Анализ уранопроявлений в породах докембрийского фундамента позволяет выделить в них несколько стадий уранонакопления: калиевый метасоматоз, связанный с завершающими этапами раннепротерозойской гранитизации, натриевый метасоматоз и высокотемпературный гидротермальный процесс, обусловленный, возможно, герцинской активизацией фундамента.

В породах осадочного чехла установлен ряд уранопроявлений и Николаевское торий-урановое месторождение. Большинство уранопроявлений сосредоточено в Южно-Донбасской приразломной зоне. Из 500 пунктов гидрогеологических наблюдений 80% содержат урана более 1×10^{-5} г/л, радона от 5 до 120 эман.

Николаевское торий-урановое месторождение приурочено к базальным горизонтам николаевской свиты белого девона, сложенным гравелитами и аркозовыми песчаниками, контакты которых с гранитоидами кристаллического фундамента имеют чётко выраженный тектонический характер. Песчаники и гранитоиды трещиноваты, брекчированы, катаклазированы, милонитизированы; в них проявлены процессы аргиллизации, окварцевания, карбонатизации, сульфидизации и гематитизации. По вертикали оруденение в песчаниках месторождения локализовано в 2-3 метрах от контакта с породами кристаллического фундамента. На месторождении в 1957-1962 годах пробурено около 90 тыс. пог. метров разведочных и поисковых скважин, пройдены ствол шахты

глубиной 142 м и 760 метров горизонтальных горных выработок, произведён подсчёт запасов, составивших около 2 400 тонн (по категориям В+С₁+С₂) при среднем содержании в руде урана 0,07% и тория – 0,012%.

Торий-урановое оруденение на месторождении локализовано в двух сближенных горизонтах; нижний, мощностью 0,5-1,5 м, прослеживается по всей площади, верхний, мощностью до 1 м, в виде разобшённых линз, наблюдается в восточной части месторождения (Западная, Восточная, Центральная, Богдановская залежи). Содержание урана в рудных залежах колеблется от сотых до десятых долей процента, локально достигает 0,7-0,8%. Урановое оруденение представлено настураном, но главными накопителями радиоактивных элементов являются гидрооксиды железа, на долю которых приходится до 70% всех запасов урана и до 90% — тория. Уран и торий, как правило, находятся в ожелезнённом цементе песчаников; концентрируются в тонких налётах и плёнках по плоскостям скола, реже — в прожилках. Урановая минерализация располагается на границе разноокрашенных пород (бурых и зеленовато-серых). Торий постоянно ассоциирует с апатитом. В рудоносных песчаниках и гравелитах встречается битуминозное вещество, заполняющее поры, с которым также может быть связана часть урана и тория. Спутниками торий-уранового оруденения являются сульфиды железа, примеси Pb, Zn, Cu, Mo.

Высказаны точки зрения о гидротермальном (Квашневская В.Н., Теняков И.М., Анисимов В.А.) [20] или седиментогенно-инфильтрационном (Лагутин П.К.) [12] генезисе месторождения. Обе точки зрения обоснованы целым рядом фактов [12], свидетельствующих о совмещении в зоне рудообразования гидротермальных и эпигенетических процессов; однако, вклад каждого из них неясен.

По приуроченности оруденения к базальному горизонту девонских пород осадочного чехла, несогласно залегающих на дезинтегрированных породах докембрийского фундамента, наличию однотипных гидротермальных изменений в зоне их контакта Николаевское месторождение проявляет отдельные черты сходства с месторождениями «типа несогласия» района Атабаска Канадского щита [3], приуроченными к контакту пород докембрийского фундамента и рифея. Отличительной особенностью Николаевского месторождения является его приуроченность к зоне несогласия докембрийского фундамента с породами девона (?). Однако, отнесение всего объёма терригенных пород базального горизонта николаевской свиты к нижнему девону недостаточно обосновано; возможно, в наименее эродированных блоках Южно-Донбасского грабена сохранились от размыва более ранние (рифей-вендские ?) терригенные образования. Данные абсолютного возраста уранового оруденения Николаевского месторождения, полученные изотопно-спектральным методом по пробам с очень малым содержанием урана [20], характеризуются широким разбросом от 139 до 572 млн. лет, что может свидетельствовать о длительности, многоэтапности, и полигенности уранового оруденения.

Уранопроявления, приуроченные к зонам несогласия девонских гравелитов и аркозовых песчаников с гранитоидами фундамента, установлены также на участках **Стыльский, балка Мокрая Мандрыкина и балка Большая Барсукова**. Повышенные содержания урана приурочены к зонам дробления, тектоническим глинам, участкам окварцевания, карбонатизации, хлоритизации и сульфидизации. Оруденение представлено настураном и урановыми чернями. Содержания урана на этих участках составляют сотые доли процента, локально достигают десятые доли процента. В балке Мокрая Мандрыкина докембрийские породы и породы николаевской свиты девона секутся дайками трахиандезитов, дацитов, трахилипаритов мощностью от 15 до 25 м. В контакте этих даек с известняками девона установлены эпидот-хлоритовые скарны с сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, пирротин, халькозин, борнит), магнетитом, гематитом. Содержания меди в них составляют: среднее на 3 м — 0,91%, максимальное — 1,34%, а кобальта — 0,3%. Здесь же — зоны ортоклазитов с редкоземельной и ниобиевой минерализацией. Связь уранонакопления с определёнными процессами не установлена.

На участке Балки Мокрая Мандрыкина содержание радона в воде достигает 17 000 эман.

Проявления уранового оруденения в зоне несогласия терригенных пород нижнего девона с породами докембрийского фундамента имеют черты сходства с уранопроявлениями, установленными в Подольской зоне и приуроченными к зоне несогласия базальных пород венда с породами докембрийского фундамента; а также в северо-западном обрамлении УЩ в зоне несогласия пород рифея с породами докембрийского фундамента.

На пересечении Южно-Волновахской субширотной зоны разломов с Войковским надвигом установлено **Войковское** уранопроявление, которое приурочено к брекчированным известнякам нижнего карбона, где обнаружены урановые черни с реликтами настурана, ассоциирующие с твёрдыми битумами, флюоритом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом. Установленные содержания урана составляют 0,046-0,108% на мощность 1,5-1,75 м. Войковская структура расположена на стыке Стыльского и Еланчикского горстов, в зоне надвига. Докембрий здесь перекрыт аркозовыми песчаниками раздольской свиты девона и базальтоидами антон-тарамской свиты. Установлен шток пироксенитов и габбро-пироксенитов, тела фойяитов и ортоклазитов с РЗЭ, ниобием и кварцевые жилы с зонами сульфидной минерализации (пирит, пирротин, халькозин с содержанием Си до 1%, Pb - до 0,6%, Zn - до 0,4%).

Кроме того, радиоактивные аномалии отмечены в углистых глинах и песчаниках палеогена-неогена.

К Покрово-Киреевской постдокембрийской вулкано-тектонической структуре приурочено **Еланчикское урано-ториевое** проявление (содержание урана до 0,45%, тория – до 0,37%) среди брекчированных и катаклазированных ортофинов и ортоклазитов. Здесь установлены ураносодержащий титанониобат – блонстрандин, урановые черни, ферриторит; повышены содержания Be, Nb (до 1,0%), установлены церий, лантан, свинец, цинк. Еланчикское проявление имеет черты сходства с месторождением Иллимаусак в Гренландии, приуроченным к интрузиву щелочных сиенитов, фойяитов, где уран содержится в стенструпине и монаците. Северо-восточный склон УЩ перспективен также на уран-полиметаллическое оруденение [21].

Выводы.

Проведенный анализ закономерностей размещения и состава уранопроявлений склонов Украинского щита является научной основой, позволяющей определить перспективы обнаружения месторождений богатых урановых руд разных типов.

Описанные районы склонов Украинского щита эродированы в разной степени и в различной степени изучены. Анализ имеющихся региональных материалов, их сопоставление позволяют сделать некоторые общие выводы о типоморфных особенностях их геологического строения и той истории развития, с этапами которой с наибольшей вероятностью могло быть связано уранонакопление.

В постратеперотерозойское время для УЩ был характерен субплатформенный и платформенный режим развития. Процессы седиментогенеза и активного магматизма были сосредоточены по периферии щита, на его склонах, где начали формироваться активизационные вулканогены (в разной терминологии – авлакогены, палеорифты, вулканические системы) [22] – Овручский, Подольский, Южно-Донбасский. Подобные вулканические пояса известны и детально изучены во многих других регионах, например, в Забайкалье [1].

Основными геоструктурными элементами вулканогенов являются: 1) разно-эродированные выступы, ступени (горсты) докембрийского фундамента, 2) грабены, заполненные вулканогенно-осадочными толщами, 3) купольные и линейные вулканотектонические структуры, сложенные массивами магматических пород разной основности и повышенной щёлочности, 4) многочисленные разновозрастные дайковые образования (диабазов, кварцевых порфиров, гранитоидных порфиров) и зоны флюидизации.

Заложение вулканогенов в обрамлении УЩ начинается в субплатформенное время уже в позднем протерозое с образованием массивов субщелочных пород – Пержанского, Проскуровского, Октябрьского, Кальчикского. Разнообразные процессы ТМА

вулканогенов с разной активностью продолжались в течение всего фанерозоя. В фанерозое наблюдается закономерное «скольжение» во времени и пространстве однотипных тектонических событий в пределах конкретных вулканогенов. Так, процессы седиментогенеза в грабенах северо-западного склона УЩ начались в рифее; юго-западного склона — в венде; а северо-восточного склона — в девоне (?).

В постдокембрийских вулканогенах на фоне многоэтапных процессов ТМА создавались предпосылки и благоприятные условия для формирования месторождений богатых урановых руд типа «несогласия», известных в обрамлении Канадского и Австралийского щитов [3, 4], а также месторождений, связанных с вулкано-тектоническими структурами, описанных — в Забайкалье [1, 2].

К основным факторам, обуславливающим процессы образования разнотипных урановых и комплексных уран-полиметаллических руд в пределах вулканогенов склонов УЩ и являющихся региональными поисковыми признаками, относятся следующие:

- наличие в пределах вулканогенов магматических пород повышенной щёлочности с вышефоновыми содержаниями урана, тория, редкоземельных и титановых минералов (апатит, сфен, циркон, ортит, ксенотим, торит);
- наличие в породах докембрийского фундамента вулканогенов многочисленных породных и гидрорадиоактивных аномалий; рудопроявлений калий-урановой формации в пегматоидных гранитах, уран-редкоземельной формации в скарнах и натрий-урановой — в альбититах, которые могли быть источником урана в фанерозойских отложениях;
- присутствие в грабен-структурах вулканогенов постнижнепротерозойских слабометаморфизованных базальных груботерригенных образований, возможно, россыпных торий-редкоземельных концентраций и флюидизитов [8], несогласно залегающих на породах архей-нижнепротерозойского фундамента, отличающихся от них по формационной природе, степени метаморфизма и физико-механическим свойствам;
- широкое развитие в породах фундамента систем разломов и узлов их пересечения с проявлением в них процессов платформенной активизации (метасоматоза, флюидизации, дайковых тел, гелиеносности);
- длительное существование флюидопроводимых глубинных разломов, секущих зоны несогласия докембрийского фундамента с породами платформенного чехла, обеспечивавших процессы термостатирования, перенос и эволюцию ураноносных растворов и многоэтапность переотложения урана в гидротермальных и инфильтрационных процессах.

Время уранонакопления обуславливается стратиграфическими особенностями платформенных образований и этапами проявления процессов активизации в конкретных регионах: рифей - на северо-западном, венд — на юго-западном и девон — на северо-восточном склонах УЩ. Совпадение ряда указанных факторов обуславливает степень вероятности образования месторождений.

Наличие в вулканогенах вулкано-тектонических структур обуславливает перспективы обнаружения в них богатых жильных и штокверковых руд урана. При оценке таких конкретных структур важным является уровень их эрозионного среза, определение распределения в них по вертикали и горизонтали конкретной, в том числе урановой, минерализации. Так, в Южно-Донбасском вулканогене, перспективными на медно-урановое оруденение, являются менее эродированные ступени, расположенные севернее Покрово-Киреевской структуры, где, возможно, сохранились от размыва верхние апикальные части основного магматического тела.

Образование урано-битумных концентраций на склонах УЩ было возможно в глинисто-карбонатных толщах мезозоя и кайнозоя, подобных тем, которые известны, например, в районах плато Колорадо в Северной Америке [4].

В результате проведенных работ на юго-западном, северо-западном и северо-восточном склонах УЩ в настоящее время промышленное урановое оруденение (за исключением Николаевского месторождения) не выявлено, что может быть обусловлено не

отсутствием предпосылок их образования, а недостаточной региональной изученностью. Однако наличие вышеуказанных предпосылок позволяет рассматривать эти регионы, как ураноперспективные, требующие детализации и увеличения объёмов поисковых работ.

Кроме урановых проявлений, вулканогены склонов УЩ перспективны на свинцово-цинковую, медную, титан-редкоземельную и флюоритовую минерализацию. Существуют перспективы на россыпные торий-редкоземельные концентрации, что проявилось в образовании Николаевского торий-уранового месторождения северо-восточного склона УЩ и многочисленных радиоаномалий торий-урановой природы в северной части Подольской зоны.

1. Ищукова Л.П., Ашихмин А.А., Константинов А.К. и др. Урановые месторождения в вулканотектонических структурах.- М.: ВИМС, 2005.- 212 с.
2. Reeve I.S., Cross K.S., Smith R.N. Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit // *Geology and Mineral Deposits of Australia and Papua Nea Guinea*.-1990.-p.1009-1035.
3. Пакульнис Г.В., Шумилин М.В. Месторождения урана типа «несогласия» района Атабаска (Канада) // *Минералогическое сырьё*, №17.- 2005.-М.: ВИМС.-102 с.
4. Лавёров Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. – М.: Недра, 1983. – 305 с.
5. Ярошук М.А., Кузьмин А.В., Мякшило В.Д., Вайло А.В. Предпосылки обнаружения богатых урановых руд зон несогласия в пределах Украинского щита // *Сб. трудов ИГНС*, вып.15.-Киев, 2007.- С.151-160.
6. Хатунцева А.Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита.-К.:Наукова Думка.-1977.-140 с.
7. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита.// К.: Наукова думка, 1992.- 152 с.
8. Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Ю.В. и др. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.- Киев: УкрГГРИ,-2002.-331 с.
9. Науменко В.В. Тектоно-магматическая активизация юго-западной части Восточно-Европейской платформы и смежных геосинклинальных систем и некоторые черты их эндогенной металлогении. Препринт. Киев.-1974.-63 с.
10. Мамаев М.Н. Рудоносность позднедокембрийских образований юго-западного склона Украинского щита. // *Сов. геология*.- 1984, №5.-С.40-46.
11. Субботин А.Г. Формирование и преобразование рифейской урановой и сопутствующей минерализации в юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Автореф. дисс. на соиск. степ. канд геол-мин. наук.-Киев.-1992.
12. Закономерности образования и размещения урановых месторождений Украины. - Киев: Наук. Думка, 1968.-763 с.
13. Димитров Г.Х. Структурно-геологические предпосылки открытия урановых месторождений в юго-западной части Украинского щита (Среднее Приднестровье) // *Сб. трудов ИГНС*, вып.15.-Киев, 2007.- С.180-185.
14. Сушук Е.Г. Соотношение эндогенных и экзогенных процессов при формировании урановых концентраций в зоне рифей-вендского несогласия на западном склоне Украинского щита. // *Сб. трудов ИГНС*, вып.15.-Киев, 2007.- С.169-175.
15. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита.- Львов: изд-во ЗУКЦ, 2005.-364 с.
16. Бутурлинов Н. В. Магматизм грабенообразных прогибов Восточно-Европейской платформы в фанерозое. Автореф. дисс. на соиск.степ. доктора . Донецк.-1979.
17. Бутурлинов Н.В., Корчемагин В.А., Куженко В.А., Шаталов Н.Н. Дайковые породы и их роль в минерации Приазовья // *Геол. журн.*, 1980.- Т.40, №3.-С.127-132.
18. Айзенберг Д.Е., Лагутин П.К. Стратиграфия девонских отложений Донецкого бассейна // *Сб. трудов памяти Л.И. Латугина*.- М., 1967.- С.55-59.
19. Закруткин В.В., Кулиш Е.А., Зайцев А.В., Полуновский Р.М. Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита.-К.: Наукова думка,1990.- 252 с.
20. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – Киев: Наук. Думка, 1995.-395 с.
21. Нечаев С.В. Минерализация Волновахской зоны разломов. Киев: Наук. Думка, 1970.
22. Радзивилл А.Я. Углеродистые формации и тектоно-магматические структуры Украинского щита.-К.: Наукова думка.-1994.-172 с.

Ярошук М.О., Вайло О.В. УРАНОПРОЯВИ В ЗОНАХ НЕУЗГОДЖЕНОСТІ ДОКЕМБРІЮ – ФАНОРОЗОЮ НА СХИЛАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.

На північно-західному, північно-східному та південно-західному схилах Українського щита встановлена ціла низка торій-уранових і уранових проявів в породах докембрійського фундаменту, осадового чохла і тектонізованих зонах їх структурно-формаційної неузгодженості. Наведено опис конкретних рудопоявів, дана їхня типізація, розглянуто вірогідний зв'язок уранонакопичення з відповідними геологічними процесами. Встановлені багатоетапність і полігенність уранонакопичення у період закладення та розвитку трогових структур на схилах Українського щита у пізньопротерозой-фанерозойський період.

Yaroshchuk M. A, Vailo A. V. MANIFESTATIONS OF URANIUM IN PRECAMBRIAN–PHANEROZOIC UNCONFORMITY ZONES ON UKRAINIAN SHIELD’S SLOPES.

Thorium-uranium and uranium manifestations in Precambrian basement rocks, sedimentary mantle and tectonized areas of their structural-formational unconformity have been detected on the northwest, northeast and southwest slopes of the Ukrainian shield. The authors describe some ore manifestations, give their typification, and consider possible connection of uranium accumulation with concrete geological processes. Uranium accumulation was found to be multistage and polygenic in the period of location and development of trough volcanic-tectonic structures on Ukrainian shield’s slopes in Late Proterozoic – Phanerozoic period.

А.В.Кузьмин, В.Б.Заяц
КП «Кировгеология»

К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВАХ ОБНАРУЖЕНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

На территории Украинского щита можно выделить два вида вулканотектонических структур активизационного типа: кальдеры или грабеноподобные впадины, выполненные стратифицированными вулканогенно-осадочными толщами, и впадины, выполненные мощными толщами брекчированных пород фундамента, среди которых развиты вулканические аппараты центрального типа. Намечились черты сходства впадин, выполненных брекчиевым комплексом в северной части Кировоградского мегаблока, с впадиной, вмещающей комплексное месторождение Олимпик Дэм (Австралия).

Формирование большинства урановых месторождений в вулканотектонических структурах (ВТС) приурочено к фанерозойским образованиям в пределах Урало-Монгольского, Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. С позднепротерозойским вулканизмом связано урановое оруденение в Северном Прибайкалье (Акитканский пояс), месторождения района Арьеплуг-Арвидсяур в Швеции, Валхалла, Олимпик Дэм, Акрополь, Проминент Хил в Австралии, Мичелин в Канаде. На территории Украины поисковые работы на уран в ВТС были начаты в 1985 году в пределах Вильчанской структуры Овручского вулканогена (северо-западная часть Украинского щита), но остановлены в связи с аварией на Чернобыльской АЭС.

По особенностям геотектонического положения и характеру развития выделяются две группы ураноносных вулканогенов — орогенные и активизационные [1]. Основная масса средних и все крупные месторождения расположены в активизационных вулканогенах, локализуясь в отдельных ВТС. Размещение этих ВТС контролируется глубинными разломами. По особенностям геологического строения и формирования можно выделить два основных типа ураноносных активизационных вулканогенов: 1) кальдеры или грабеноподобные впадины, выполненные стратифицированными вулканогенно-осадочными толщами, в составе которых эффузивы основного состава во времени сменяются кислыми и затем снова основными, а фундамент их отличается наибольшей продвинутостью гранитизационных процессов; 2) впадины, близкие к изометричной форме, выполненные мощными толщами брекчированных пород фундамента, среди которых развиты вулканические аппараты центрального типа; формирование этих образований непосредственно связано с подтоком глубинных восстановленных флюидов, окисление которых в верхней части земной коры обусловило развитие эксплозивных процессов с подчиненной ролью магматизма. Необычный (некогерентный) состав многокомпонентного оруденения в этих структурах свидетельствует о важной роли подкорового источника в его образовании.

На территории Украинского щита (УЩ) к образованиям первого вида ураноносных активизационных вулканогенов может быть отнесен связанный с позднепротерозойской тектоно-магматической активизацией (ТМА) Овручский вулканоген в северной части Волынского мегаблока, включающий Белокоровичскую, Овручскую и Вильчанскую впадины и в региональном плане контролируемый Полесской зоной глубинного разлома широтного простирания. Особенности строения и история формирования наиболее изученной части вулканогена Вильчанской впадины типа кальдеры проседания диаметром около 17 км, а также радиогеохимическая характеристика слагающих ее и фундамент породных комплексов, изложены в работе [2]. Обращает на себя внимание устойчивое нарастание в породах фундамента содержания урана от метаморфитов теревской серии до более поздних гранитоидов житомирского и особенно кишинского

комплексов непосредственно в районе кальдеры. Привнос урана отмечен и в породах вулканогенно-осадочной толщи. Особенно заметно развитие подвижной формы урана в аргиллизированных и березитизированных разностях, что может свидетельствовать о привносе урана гидротермальными растворами. В целом район Вильчанской ВТС в региональном радиогеохимическом поле является площадной высококодифференцированной аномалией с редкометально-урановой специализацией. На ее фоне выделено несколько локальных аномалий, к которым приурочено рудопроявление и проявления урановой минерализации в породах вулканогенно-осадочной толщи. Сопоставление Овручского вулканогена и, в частности, Вильчанской ВТС со Стрельцовским рудным узлом в пределах Урало-Монгольского пояса по критериям, определяющим его геодинамическую модель, показало высокую степень подобия.

ВТС, сложенные брекчиевыми комплексами, на УЩ известны главным образом в Среднем Побужье и северной части Кировоградского мегаблока. В первом случае их образование связано с герцинской (Ильинецко-Липовецкий район), а во втором с альпийской (Болтышко-Ротмистровский район) ТМА. Оба района характеризуются широкой проявленностью глубинного магматизма и флюидизатно-эксплозивной деятельности [3], а сами структуры контролируются зонами глубинных разломов. Однако ряд исследователей полагают, что эти структуры образовались вследствие метеоритных ударов, которые по их мнению, являются единственной естественной причиной проявленного в их пределах ударного метаморфизма [4, 5, 6]. Этим представлениям в известной мере соответствовали и расчеты, согласно которым максимально возможная энергия вулканического взрыва в верхних горизонтах земной коры могла привести к образованию кратеров диаметром не более 11 км [7]. Детальное же изучение ряда крупных кратеров (от 40 до 100 км в поперечнике), считавшихся эталонами астроблем (Попигайского, Нордлингер Рис, Сёдбери и других) показало сонахождение в них признаков как ударного, так и вулканического происхождения [8, 9]. Отсюда возникло представление о вероятной связи вулканизма с метеоритным ударом. Вместе с тем, определилась статистическая связь между диаметром и глубиной взрывного кратера, согласно которой метеоритный удар может вызвать плавление глубинного вещества лишь при глубине кратера порядка 25 км, что соответствует его диаметру не менее 500 км или, с учетом влияния зоны брекчирования, 300 км [9]. Упомянутые же структуры имеют значительно меньшие размеры. Результаты широких многолетних экспериментальных исследований явлений, считавшихся типоморфными признаками метеоритного взрыва, изложены в монографии [10]. В частности, установлено, что воздействие ударных волн на предварительно нагретые породы может привести к появлению признаков ударного метаморфизма при давлениях, гораздо меньших, чем было ранее установлено в экспериментах с холодными образцами, а при взрывном окислении первично восстановленных флюидов, т.е. при химических газовых взрывах, давление на фронте ударной волны может достигать значений, достаточных для образования конусов разрушения, коэсита, стишовита и алмаза. Планарные же структуры в минералах были получены и неударным способом. В случае подтока восстановленных ювенильных флюидов вулканический механизм взрыва становится подчиненным и перекрывается намного более мощным явлением химического газового взрыва, при котором может возникать вся гамма эффектов ударного метаморфизма при весьма значительных размерах взрывных структур. Упомянутые же выше расчеты [7] были выполнены для условий относительно растянутого во времени вулканического взрыва.

Поскольку явления ударного метаморфизма не могут рассматриваться как бесспорные доказательства метеоритного происхождения указанных структур, при оценке их перспективности в отношении ураноносности необходимо рассмотреть два аспекта: а) уверенно определиться в их природе на основе анализа геолого-геофизических данных; б) наметить элементы сходства с известными ураноносными структурами.

Более изученной в отношении вулканизма является северная часть Кировоградского мегаблока, где на правом берегу реки Днепр верхнеюрские фосфатизированные брекчиевые отложения содержат обломки эффузивов. Бокситы и бокситовидные породы раннего мела в районе г. Смелы включают высокотемпературные минералы эксплозивного

происхождения и, видимо, являются продуктами выветривания туфогенных пород основного – ультраосновного состава [3]. Райгородская толща палеоцена залегает на кристаллическом фундаменте и образованиях мела, а перекрыта осадками эоцена. Она вмещает прослой хорошо сортированных песков и несколько горизонтов грубообломочных брекчий, а в нижней части и прослой бокситовидных пород, аналогичных таковым в составе нижнемеловых отложений. Работами КП «Кировгеология» в глинистом цементе таких прослоев найдены мелкие кристаллы алмазов кимберлитовой природы и обломки лампроитов. По данным геофизических съемок и дешифрирования материалов аэрофото- и космических съемок на обширной территории к северу от г. Кировограда, кроме известных Болтышской, Ротмистровской, Зеленогайской и Знаменской впадин, намечен ряд структур типа диатрем, заверка бурением части которых показала наличие брекчий. Сказанное свидетельствует о неодноактности формирования вулканогенных образований альпийского возраста в целом на довольно обширной территории (около 6500 кв.км) в значительном временном диапазоне. Это исключает возможность интерпретации указанных образований как результата мгновенного выброса при метеоритном ударе.

Из впадин, выполненных брекчиевым комплексом и выраженных отрицательными аномалиями в гравитационном поле, наиболее крупной и лучше изученной является Болтышская структура диаметром около 22 км (рис. 1). Она расположена в восточном экзоконтакте Корсунь-Новомиргородского плутона, на стыке восточной периферии Каменской овально-кольцевой куполовидной структуры диаметром около 35 км в теле плутона, в пределах которой установлены восходящие движения в раннем палеогене [11], с Кировоградским глубинным разломом субмеридионального простирания. Этот разлом был активизирован в альпийское время, о чем свидетельствует выпадение из разреза осадочного чехла пород то юры, то мела в разных блоках на выходе его в борт Днепровско-Донецкой впадины. По данным [11, 12, 13] впадина окаймлена поднятием тектонизированных пород фундамента шириной до 5 км, образующим окружность диаметром около 33 км. Наиболее глубокая часть ее имеет вид внутреннего кратера до 12 км в поперечнике, северная и южная бортовые части которого ограничены субширотными разломами, и глубину до 1 км. В прибортовых частях выявлен ряд мелких кольцевых структур, выполненных грубообломочной брекчией кристаллических пород с туфовым цементом. Кольцевое поднятие также вмещает вулканические аппараты центрального типа со взрывным характером извержений, вокруг которых отмечены ореолы пирокластического материала. Предполагается более раннее образование внутреннего кратера. Состав пород эффузивного облика в центральной части впадины снизу вверх по разрезу изменяется от андезитов до дацитов и фельзитов. В этом же направлении возрастает количество пирокластического материала. Отмечено чередование лав и туфов, а также наличие прослоев брекчий. Сравнительный анализ петрохимических особенностей этих пород показал их сходство с рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона [14]. Определения изотопного возраста стекловатых и раскристаллизованных разностей пород впадины показали разброс в диапазоне 178-55 млн. лет [5, 15], что согласуется с данными о неодноактности проявления альпийского вулканизма в районе и, в частности, при формировании Болтышской структуры.

Зеленогайская впадина диаметром 1,3 км, по данным работ КП «Кировгеология», в разрезе имеет грибовидную форму, а породы фундамента брекчированы на значительную глубину. Кластическое заполнение кратера содержит большое количество вулканического стекла и лапиллей. По данным С.А. Цымбала (устное сообщение) в ксенотуфобрекчии присутствуют продукты дезинтеграции ультраосновных пород верхней мантии.

В.Б. Зайцем выполнено изучение района Болтышской и Зеленогайской впадин методом статистического зондирования аномального гравитационного поля по алгоритмам

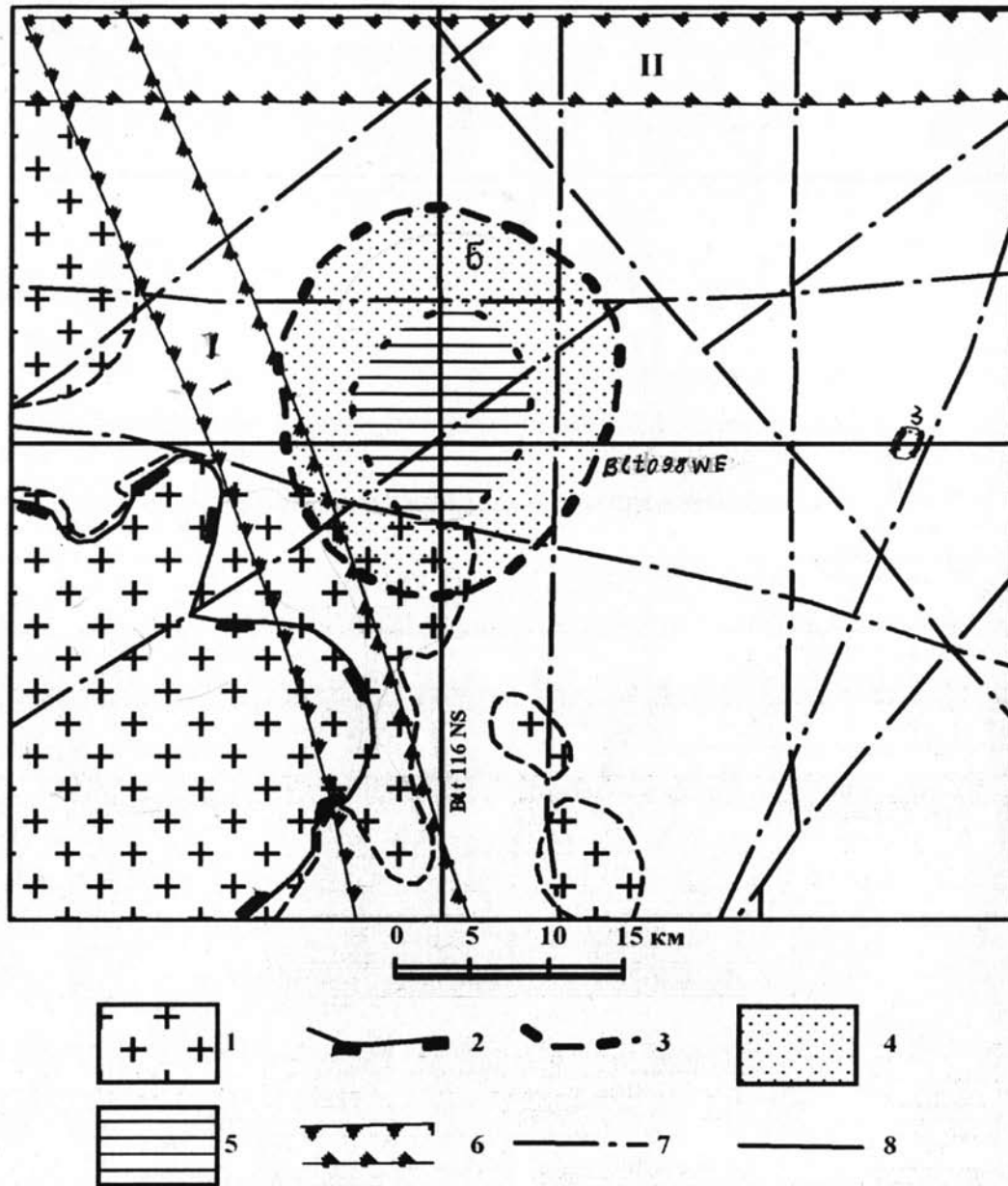


Рис.1. Схема расположения Болтышской и Зеленогайской впадин в структуре северной части Кировоградского мегаблока. 1. Область развития пород корсунь-новомиргородского комплекса. 2. Контур Каменской ОКС. 3. Контурсы Болтышской (Б) и Зеленогайской (З) отрицательных гравитационных аномалий. 4. Высокоградиентная часть Болтышской гравитационной аномалии. 5. Низкоградиентная часть Болтышской гравитационной аномалии. 6. Зоны глубинных разломов: I – Кировоградского, II – Тарасовского. 7. Разломы корового заложения. 8. Линии профилей статистического зондирования аномального гравитационного поля.

И.П. Приезжева и А.В. Петрова [16] до глубины 20 км, по данным которого построена серия разрезов (рис. 2). Разрезы Bt1098WE и Bt116NS полного поля через центр впадины показали, что основная часть его представлена породами с недостатком плотности, среди которых фиксируется тело «сверхлегких» пород, начинающееся непосредственно под впадиной и тянущееся до глубины 12 км, где объединяется с почти горизонтальным, аналогичным по плотностным характеристикам телом, центр которого приходится на глубину порядка 20 км. В разрезах локальной компоненты по этим профилям проясняется природа кольцевой отрицательной аномалии на периферии Болтышской структуры. Видимо, она связана с тороподобным телом легких пород, объединяющим серию локальных

аномалий, обусловленных малыми вулканическими аппаратами. В разрезе Blt098WE видно, что единой зоной разуплотненных пород объединяются Болтышская и Зеленогайская структуры. На глубине 16 км под Болтышской впадиной установлена область «сверхлегких» пород значительного объема, которая вместе с указанным тороподобным телом придает этой гигантской структуре грибовидную форму. Глубокая область разуплотнения под впадиной и серия локальных отрицательных гравитационных аномалий, объединяющихся в тороподобное тело, могут быть истолкованы как промежуточные камеры в процессе поступления расплавно-флюидных колонн в верхнюю часть земной коры.

Таким образом, при рассмотрении первого аспекта можно констатировать, что в северной части Кировоградского мегаблока на значительной территории развиты вулканогенно-терригенные образования альпийского возраста в виде алло- и аутигенного брекчиевого комплекса длительного формирования, как стратиформно залегающего в основании осадочного чехла, так и слагающего ВТС взрывного типа. В его составе присутствуют пирокласты и эффузивы подкорового происхождения. Нашими работами в породах фундамента южной бортовой части Болтышской ВТС установлены прожилково-вкрапленные ураноносные твердые битумы с изотопным возрастом от 90 до 30 млн. лет. В породах брекчиевого комплекса по трем скважинам отмечены уранопроявления, а в северо-западной бортовой части — довольно интенсивная флюоритовая гнездово-прожилковая минерализация в породах фундамента и брекчиевого комплекса на фоне хлоритизации. По данным литогидрохимического картирования эта структура выделяется контрастной комплексной площадной аномалией специфического некогерентного элементного состава: U, Be, Sn, Pb, Zn, Ag, Hg, As, Y, Cu, Mn, Co, Ti, Cr.

Что касается второго аспекта, то прямые ураноносные аналоги Болтышской и подобных ей структур в мировой практике пока не известны. Вместе с тем, особенности формирования Болтышской и Зеленогайской структур сближают их с впадиной, вмещающей крупное комплексное мес—торожение Олимпик Дэм и контролируемой зоной глубинного разлома [17, 18]. Для этой впадины характерны близкая к изометричной форма, заполнение аллогенной брекчией, в нижней части переходящей в аутигенную, общей мощностью не менее 1000 м. Отмечено поступление щелочных, основных и кислых магм, а также восстановленных флюидов, видимо, обусловивших эксплозивные процессы, вызвавшие многократное брекчирование и образование диатрем, а также брекчиевых тел неправильной формы с кластами мафических и фельзических магматических пород. В брекчиях установлены лапиллиевые туфы, туфовые конгломераты, шлаки, флюидизиты, т.е. породы, образующиеся при взрывных процессах. О времени ТМА, с которой связано образование этой впадины, можно судить по таким данным: становление гранитоидного батолита, в теле которого она расположена, завершилось на рубеже 1600 млн. лет, а возраст околорудной серицитизации оценивается в 1320 млн. лет [18]. Рудообразование в брекчиевом комплексе, во всяком случае его первый этап, имеет многофазный гидротермально-осадочный характер, а оруденение сформировалось из высокотемпературных восстановленных растворов. Особого внимания заслуживает весьма специфический состав оруденения: Fe, Cu, U, Au, Ag, TR с участием F, Sn, Mo, As, Ti, Co, Ni. Необычна ассоциация меди с ураном и редкими землями, причем уран коррелируется с легкими лантаноидами, в меньшей мере с железом, медью и фтором [17]. Среди жильных минералов важное место занимает флюорит. В соответствии с данными А.Д Щеглова [19], по характеру рудообразования, составу руд и соотношению в них рудных компонентов месторождение Олимпик Дэм может быть отнесено к категории мантийных. Таким образом, в формировании брекчиевого комплекса Болтышской и Зеленогайской ВТС и его составе можно видеть черты сходства с указанной выше впадиной, вмещающей промышленное комплексное оруденение, важную часть которого составляет уран. Имеющиеся факты свидетельствуют и о проявленности урановой и жильной минерализации как в породах фундамента, так и в брекчиевом комплексе Болтышской структуры.

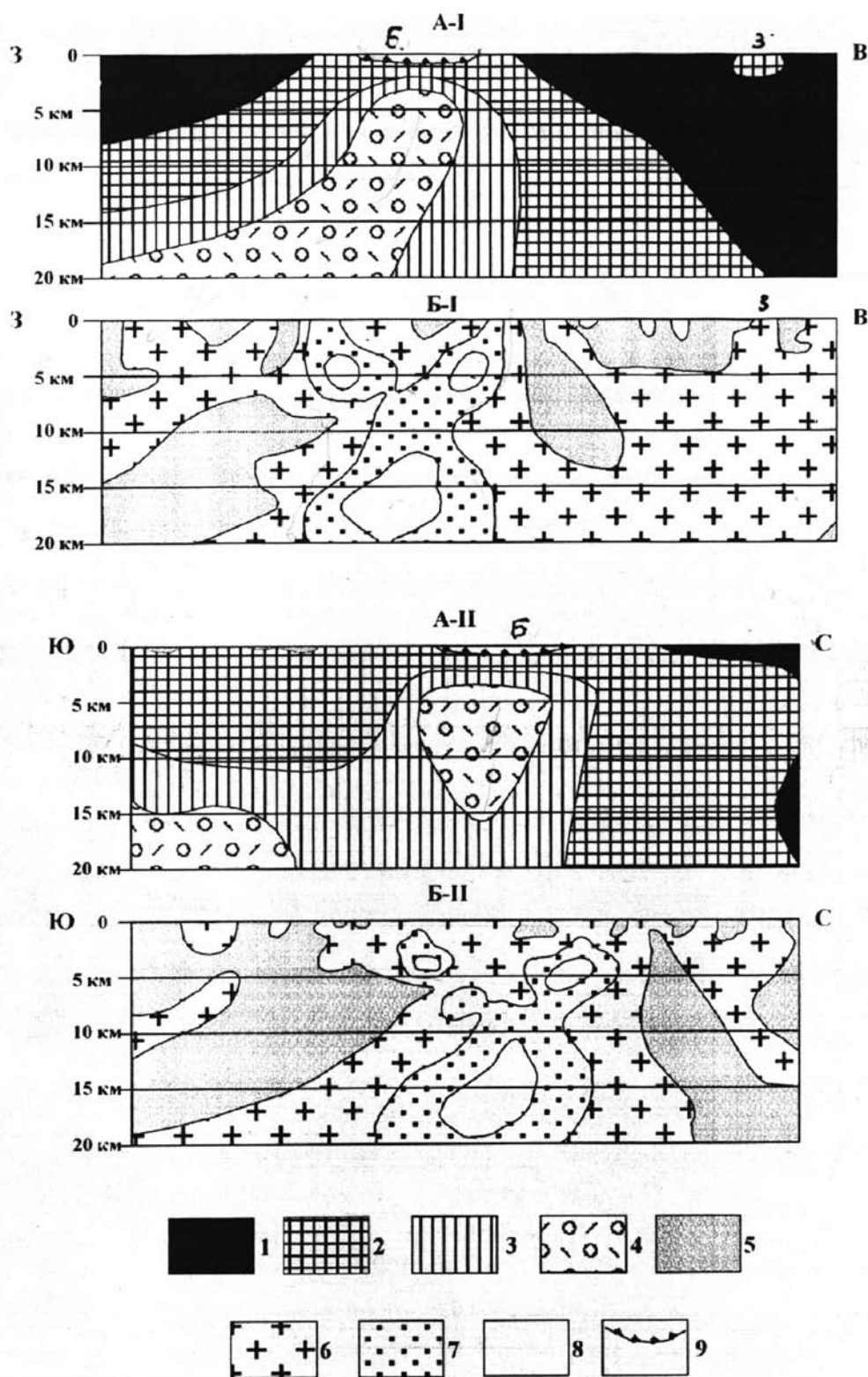


Рис.2. Схематические разрезы через Болтышскую и Зеленогайскую структуры, полученные методом статистического зондирования аномального гравитационного поля.

А. Полное поле: А-I - широтный разрез по профилю Blt098WE; А-II - меридиональный разрез по профилю Blt116NS. 1 - породы с избытком плотности; 2 - породы слабо разуплотненные; 3 - породы интенсивно разуплотненные; 4 - породы «сверхлегкие». Б. Локальная компонента: Б-I широтный разрез по профилю Blt098WE; Б-II - меридиональный разрез по профилю Blt116NS. 5 - породы с избытком плотности; 6 - породы слабо разуплотненные; 7 - породы интенсивно разуплотненные; 8 - породы «сверхлегкие»; 9 - контур внутреннего кратера Болтышской впадины. Б - Болтышская впадина; З - Зеленогайская структура

В целом кратко приведенные в статье данные дают основание полагать, что в пределах Украинского щита вероятно обнаружение промышленного уранового оруденения в активизационных ВТС обоих охарактеризованных видов, связанных с разновозрастной ТМА.

1. Ищукова Л.П., Ашихмин А.А., Константинов А.К. и др. Урановые месторождения в вулканотектонических структурах. – Москва; 2005. – 212с.
2. Кузьмин А.В., Анисимов В.А., Михницкая Т.П., Рябенко В.А. Урановые месторождения в вулканотектонических структурах и перспективы их обнаружения в пределах Украинского щита. // Геологический журнал. – 2008. №2. – С.44-51.
3. Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Е.М. и др. Алмазные формации и структура юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. – Киев. Укр. ГГРИ; 2002. – 331с.
4. Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев. Наукова думка, 1977. – 154с.
5. Гуров Е.П., Келли С.П. О возрасте Болтышской импактной структуры. // Геологический журнал. – 2003. №2. – С.26-29.
6. Масайтис В.Л. Геологические исследования падений кратерообразующих метеоритов. – Ленинград: Недра, 1973. – 17с.
7. Штейнберг Г.С. О взрывном образовании кальдер. // Доклады АН СССР - 1973. т.208, №6. – С.1342-1345.
8. Поляков М.М., Трухалев А.И. Попигайская вулканотектоническая кольцевая структура. // Известия АН СССР. Серия геологическая. - 1974. №4 – С.47-52.
9. Ронка Л.Б. Метеоритный удар и вулканизм. / Взрывные кратеры на Земле и планетах. – Москва: Мир, 1968. – С.174-183.
10. Ваганов В.И., Иванчин П.Ф., Кропоткин П.М. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. – Москва: Недра, 1985. – 200с.
11. Радзивилл А.Я. Болтышская вулканоструктура. (К проблеме фанерозойско-го вулканизма Украинского щита). // Тектоника и стратиграфия. - 1976. №11. – С.3-8.
12. Конаков В.В. Новые данные о строении прибортовой части Болтышской впадины. / Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканическим рудообразованием.- Киев: Наукова думка, 1981. – С.146-147.
13. Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А. Соподчиненный ряд вулканоструктур мелового – палеогенового возраста центральной части Украинского щита. / Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. – Киев; Наукова думка, 1981. – С.145-146.
14. Белоус В.А. Петрохимические данные о вулканическом генезисе пород Болтышской впадины в центральной части Украинского щита. / Проблемы палеотектонических реконструкций и картирования в связи с вулканическим рудообразованием. – Киев: Наукова думка, 1981. – С.136-138.
15. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. – Киев: Наукова думка, 1975. – 222с.
16. Никитин А.А., Петров А.В., Алексашин А.С. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных. – Москва: МГРУ, 2006.– 154с.
17. Вольфсон Ф.И., Королев Р.К. Условия формирования урановых месторождений. – Москва: Недра, 1990. – 288с.
18. Тишкин А.И., Гарханов А.В., Стрельцов В.А. Урановые месторождения древних щитов. – Москва: Недра, 1990. – 147с.
19. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. – Ленинград: Недра, 1987. – 231с.

Кузьмін А.В., Заяц В.Б. ДО ПИТАННЯ ПРО ПЕРСПЕКТИВИ ВИЯВЛЕННЯ УРАНОВИХ РОДОВИЩ У ВУЛКАНО-ТЕКТОНІЧНИХ СТРУКТУРАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

На території Українського щита можна виділити два види вулканотектонічних структур активізаційного типу: кальдери чи грабеноподібні западини, виповнені стратифікованими вулканогенно-осадочними товщами, і западини, виповнені потужними товщами брекчированих порід фундаменту, серед яких розвинені вулканічні апарати центрального типу. Намітилися риси схожості западин, виповнених брекчійним комплексом в північній частині Кіровоградського мегаблоку, з западиною, що вміщує комплексне родовище Олімпік Дем (Австралія).

Kuzmin A.V., Zaiats V.B. REGARDING PROSPECTS OF URANIUM DEPOSITS DISCOVERY IN VOLCANIC-TECTONIC STRUCTURES OF THE UKRAINIAN SHIELD

On the Ukrainian shield area, there are two kinds of activation-type volcanic-tectonic structures: calderas and ridge-like basins filled with stratified volcanic-sedimentary series and basins filled with thick series of foundation brecciated rock among which there are volcanic apparatuses of central type. Some similar features have been found for basins filled with breccia complex in the northern part of Kirovograd megablock and basins containing the complex deposit Olympic Dam (Australia).

Е.Г. Сущук

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

РУДООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ОГЛЕЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ УКРАИНЫ

Оглеение – экзогенный процесс в водоносных горизонтах осадочного чехла, связанный с деятельностью бескислородных и бессероводородных подземных вод. Суть процесса заключается в восстановлении и выносе окисного железа и одновременном выщелачивании ряда рудных элементов, с последующей концентрацией их на восстановительных барьерах. На территории Украины в истории развития осадочного чехла выделяется юрская глеевая эпоха, в течение которой сформировались зоны грунтового и пластового оглеения красноцветных отложений разного возраста. Процессы оглеения являются важным этапом в формировании рудоносных растворов и, в дальнейшем, гидrogenных месторождений.

Введение. Под оглеением понимают экзогенные процессы в водоносных горизонтах осадочного чехла, связанные с деятельностью бескислородных и бессероводородных подземных вод, содержащих повышенное количество закисного железа, углеводороды, углекислый газ и азот, а зачастую и водород. Этот термин широко применяется специалистами по гидрогенному рудообразованию, в первую очередь, урановому. Детальная характеристика физико-химических условий процессов оглеения приведена в работах А.И. Перельмана [1] и других исследователей урановых месторождений [2, 3, 4]. В самом общем виде она заключается в следующем.

Суть процесса оглеения в восстановлении окисного железа и выносе его из пород одновременно с другими компонентами, в том числе рудными, в результате чего в зоне гипергенеза формируются зоны выщелачивания, которые особенно характерны для почв, кор выветривания и водоносных горизонтов. При изучении гидрогенных месторождений урана зоны выщелачивания представляют особый интерес, так как они в ряде случаев служат областью питания ураноносных растворов, формирующих рудные тела месторождений. Известны три основных типа зон выщелачивания: окислительный тип, глеевый и сероводородный. В зонах глеевого выщелачивания глеевые воды (без кислорода и сероводорода) могут быть кислыми ($\text{pH}=3-6,5$), нейтральными ($\text{pH}=6,5-8,5$) и щелочными (содовыми) с $\text{pH} > 8,5$. Соответственно выделяются зоны кислого, нейтрального и щелочного глеевого выщелачивания. В кислых глеевых водах легко мигрируют элементы, образующие катионы – в основном металлы. В щелочных водах более подвижны элементы, образующие анионы (неметаллы и часть металлов). Некоторые элементы (уран, молибден, алюминий, цинк и др.) могут мигрировать и в катионной, и в анионной форме, в зависимости от pH. В резкоглеевых водах уран мало подвижен и практически не выщелачивается [1].

Осаждение металлов происходит на восстановительных барьерах любого типа, в том числе и на глеевых, где происходит резкое уменьшение интенсивности миграции ряда рудных элементов и, как следствие, их концентрация. Различают несколько типов глеевых барьеров: кислые, щелочные и содовые. На кислых глеевых барьерах осаждаются медь, уран, молибден, ванадий, на щелочных – молибден, уран, селен, рений, на содовых – только молибден и уран. Уран концентрируется в условиях резко глеевой среды в отсутствие сероводорода, где халькофильные элементы не осаждаются.

Восстановительная глеевая обстановка в подземных водах чаще всего создаётся в участках затруднённой циркуляции и застойного режима, в глубоких горизонтах артезианских бассейнов. Латеральная миграция таких вод по водопроницаемым пластам или внедрение их по разломам из глубоких горизонтов осадочного чехла в вышележащие являются причинами восстановительных глеевых преобразований осадочных пород. Кроме того, эти процессы могут быть связаны и с поступлением в водоносные горизонты снизу по разломам газообразных восстановителей – водорода и углеводородных газов.

Глеевые барьеры широко распространены в зоне гипергенеза, в том числе и на месторождениях в трещинных зонах изверженных и метаморфических пород. Месторождения урана, связанные с процессами оглеения, формируются как в результате инфильтрации нисходящих вод, так и в процессе восходящей миграции глубинных вод, в связи с чем их генезис нередко трактуется с эндогенных позиций. Для первого типа месторождений А.И. Перельманом предложено понятие «зона пластового оглеения» [1].

Палеогеографические условия образования зон оглеения в осадочных формациях Украины. На территории Украины в осадочном чехле на склонах Украинского щита (УЩ) и в обрамляющих его прогибах развиты зоны грунтового и пластового оглеения красноцветных отложений разного возраста: рифейского, девонского, пермского, триасового [5]. Палеогеографические, структурно-тектонические и литолого-фациальные исследования позволяют определить время образования этих зон, как поздний триас – средняя юра, а повсеместное их распространение даёт основание выделять в истории развития осадочного чехла Украины юрскую глеевую эпоху.

В это время на территории Украины существовал континентальный режим, проявлялись относительно слабые дифференцированные тектонические движения, был тёплый гумидный климат, способствующий бурному развитию растительности. Поверхностные воды в юрскую эпоху содержали значительное количество продуктов разложения растительного органического вещества (гуминовые и фульвокислоты, CO_2) и практически не содержали кислорода, который затрачивался на окисление органики. То есть, эти воды представляли собой бескислородные слабокислые растворы и вызывали восстановление железа, растворение карбонатов, кислотное изменение полевых шпатов, вовлекая при этом в миграцию ряд металлов. Мигрируя вниз, глеевые слабокислые растворы нейтрализовались грунтово-поровыми водами красноцветов, которые имели, вероятно, слабощелочной и слабоокислительный характер. В результате формировались глеевые барьеры различного типа, на которых отлагались новообразованные минералы, в том числе рудные.

Поднятые блоки кристаллического фундамента Украинского, Воронежского и Белорусского массивов служили областями питания водоносных горизонтов артезианских бассейнов окружающих прогибов, для которых, очевидно, был характерен инфильтрационный режим. Масштабы процессов оглеения были весьма велики. Протяженность зон оглеения вдоль склонов УЩ достигает 100-200 км, мощность – до 135 м, глубина распространения – 200-220 м. Область распространения оглеенных пород облекает Донецкий кряж, вытягиваясь по оси Днепровско-Донецкой впадины.

Прослеживается отчётливая связь **грунтовых** зон оглеения с древней мезозойской поверхностью, субпараллельность нижней границы изменённых пород этой поверхности, вертикальная зональность, отражающая постепенное уменьшение интенсивности изменений сверху вниз, приуроченность наиболее интенсивных изменений к водопроницаемым породам. Установлено увеличение мощности оглеенных пород под эрозионными «окнами», образованными в глинистых отложениях под руслами юрских рек [6]. **Пластовая** эпигенетическая глеевая зональность наблюдается в пределах проницаемых пластов между водоупорами; она развита по падению пластов и образована напорными пластовыми водами. Известна также глеевая зональность, формирующаяся в процессе восходящей (эксфильтрационной) миграции глубинных вод, не связанных с магматизмом. Этот тип глеевой зональности широко распространён в зонах развития купольных структур в северо-западном Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине.

Минералого-геохимическая характеристика процессов оглеения. Как уже говорилось выше, суть процессов экзогенного оглеения заключается в восстановлении окисного железа, окрашивающего породы в красный цвет, и выносе двухвалентного железа, в результате чего оглеенные породы приобретают белую или серую окраску различных оттенков и формируется эпигенетическая зональность в толще пород. Минералого-геохимическое изучение изменённых пород, проведенное нами в различных регионах Украины,

позволило установить общую закономерность для зон грунтового и пластового оглеения в красноцветях любого возраста. Она заключается в выщелачивании рудных элементов (железа, урана, марганца, бериллия, кобальта, ванадия, хрома, никеля и др.) из верхней подзоны разложения алюмосиликатов и интенсивного оглеения, выносе их из оглеенных пород (особенно железа, урана, марганца, бериллия) и частичном накоплении в глеевой разновидности средней подзоны оглеения (преимущественно ванадия, хрома, никеля). В резкоглеевых водах теряет подвижность уран и может осаждаться на содовом глеевом барьере совместно с молибденом и железом.

Минералого-геохимические признаки глеевых преобразований обычно выражены не столь отчётливо, как в случаях проявления сульфидных процессов. В природных условиях обычно происходит неполный вынос железа, и сохранившаяся его часть фиксируется в форме новообразованных минералов закисного железа – сидерита, хлорита, железистых гидрослюдов, которые, таким образом, могут рассматриваться как типоморфные минералы глеевой обстановки. В первично красноцветных и эпигенетически лимонитизированных породах оглеение приводит к изменению красной, желтой, оранжево-желтой окраски на зеленовато-серую, светло-серую и даже белую, а в отдельных случаях, как, например, на купольных структурах ДДВ, – на сиреневую, бирюзово-зелёную, сизую.

В связи с тем, что в глеевых водах, кроме железа, повышенной миграционной способностью обладают марганец и халькофильные элементы, в ряде случаев отмечено обеднение ими пород, претерпевших оглеение. Поскольку солевой состав и кислотно-щелочные свойства подземных вод этого типа варьируют в весьма широких пределах, восстановление железа при оглеении может сопровождаться весьма разнообразными по своей направленности изменениями – декарбонатизацией, каолинизацией, гидрослюдизацией, сидеритизацией, кальцитизацией, сульфатизацией. В частности, на урано-битумных месторождениях в северо-западном Донбассе установлена сопряженность глеевых преобразований рудовмещающих красноцветных пород с процессом кислотного выщелачивания оснований [9].

Нами была детально изучена природа минералого-геохимической зональности в отложениях пермо-триаса северо-восточного склона Украинского щита, установленная при проведении структурно-профильного бурения вдоль левого берега Днепра примерно между городами Переяслав-Хмельницкий и Золотоноша [7]. Вертикальная зональность в мощной толще красноцветных песков и песчаников выражается сменой окраски пород. Сверху расположена зона песков грязно-белого цвета мощностью от 15 до 108 м. Грязно-белые пески постепенно переходят в расположенные ниже пески и песчаники светло-бежевого цвета, образующие зону мощностью от 3-5 до 25-30 м. Ещё ниже они постепенно сменяются породами кирпично- и буро-красного цвета, составляющими третью зону.

Несогласное положение границ выделенных зон с напластованием пород свидетельствует о том, что геохимическая природа образования зональности не связана с осадконакоплением. Наибольшая глубина распространения изменённых пород установлена в районе отсутствия перекрывающей пачки глин пермо-триаса, где угленосные отложения байоса залегают непосредственно на толще песков. Это позволяет предполагать, что зональность возникла в юрское время в результате нисходящего просачивания поверхностных вод.

Выделенные визуально зоны различной окраски были детально изучены минералого-петрографическими методами, а также с помощью рационального химического анализа по методу Н.М. Страхова и Э.С. Залманзон, который даёт возможность установить химические формы железа, коэффициент восстановленности по соотношению форм железа, содержание CO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и S и, таким образом, сделать выводы о геохимии процессов изменения пород [6, 7].

Неизменённые пески и песчаники преимущественно кирпично-красного цвета, обусловленного тонкораспылённым гидрогематитом. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые до среднезернистых. Кластический материал плохо и неравномерно окатан, составляет 55-70% породы и представлен кварцем (25-40%), полевыми шпатами

(15-20%), обломками кремней, глин, реже – известняков (5-10%). Цемент преимущественно базального типа, карбонатный, глинисто-карбонатный или глинистый, составляет от 45 до 30% породы. Преобладает кальцитовый цемент, мелко- либо крупнозернистый, раскристаллизованный.

Характерной особенностью неизменённых песчаников и песков является постоянное присутствие в них 1-2% гидрогематита, который пропитывает глинистый цемент, образуя в нем своеобразные округлые выделения, иногда цементирует песчаник, разъедая кластический материал. Рудные минералы, помимо гидрогематита, представлены магнетитом, гематитом, мартитом, гидрогётитом, ильменитом, лейкоксеном; общее их содержание менее 1%. Список акцессорных минералов дополняют гранат, ставролит, циркон, рутил, турмалин, кианит; встречаются единичные знаки шпинели, эпидота, анатаза, хромита, монацита, пирропа.

Содержание окисного железа ($Fe^{3+}_{\text{раств.}}$) в неизменённых песках и песчаниках составляет 0,65% (весовых) или 70-75% от общего количества железа в породах (0,87-0,93% весовых). Окисное железо находится преимущественно в гидрогематите и гидрогётите. Некоторое его количество попадает в нерастворимую форму [7, 5]. Железо, содержащееся в ильмените и акцессорных силикатах, составляет не более 17,2-17,3% от общего его количества в породах. Содержание CO_2 : в песчаниках – 7-8% в глинисто-карбонатных и 0,5-0,6% в слабоглинистых; в песках – от 0,04 до 3,12% (в среднем – 1,58%).

Пески и песчаники белого, грязно-белого, зеленовато-белёсого цвета, образующие верхнюю зону в описываемой зональности, по структуре, составу и количеству кластического материала не отличаются от неизменённых пород. Цемент песчаников имеет некоторые особенности. Гидрослюды в цементе раскристаллизованы и в отдельных участках замещаются крупнозернистым кальцитом. Изредка в цементе развиваются хлорит, халцедон и хорошо огранённый доломит. В песках снежно-белого цвета, иногда отмечаемых в кровле песчаной пачки, наблюдается замещение полевых шпатов землистым каолинитом и крипточешуйчатой гидрослюдой.

В обелённых песках и песчаниках верхней зоны совершенно отсутствуют магнетит, гематит, гидрогематит, гидрогётит, мартит. Это сказывается на резком уменьшении количества окисного ($Fe^{3+}_{\text{раств.}}$) и валового железа, что особенно заметно в рыхлых песках (0,16 - 0,02% и 0,48%, соответственно). Одновременно возрастает содержание карбонатно-хлоритной формы железа ($Fe^{2+}_{\text{раств.}}$), которая составляет 54% от количества валового железа. По-видимому, двухвалентное растворимое железо находится в новообразованном хлорите и железистом доломите. Содержание железа нерастворимого практически не изменяется. В обелённых песках и песчаниках сохраняются ильменит, эпидот, лейкоксен, ставролит и другие устойчивые акцессорные минералы. В этой зоне появляются новообразованные пирит и барит. Пирит развивается как в цементе, так и по обломкам известняка и глин, образуя мелкие, хорошо ограненные кристаллики, иногда наросшие на ильмените, а также землистые скопления и конкреции. Барит представлен пластинчатыми, хорошо ограненными кристаллами в цементе песчаников. В одной из скважин встречены свежие кристаллы новообразованного галенита.

Таким образом, в верхней зоне оглеения происходило восстановление окисного железа, частичный вынос его из пород (из песков больший, чем из песчаников), а также фиксация в двухвалентной карбонатно-хлоритной и сульфидной формах. Отмечается также уменьшение содержания CO_2 (в песках – 0,14-0,33, в песчаниках – 1,49-7,97%) по сравнению с неизменёнными красноцветными породами.

Светло-бежевые пески и песчаники, образующие вторую сверху зону оглеения, также не отличаются по структуре и составу породообразующих минералов от неизменённых красноцветных пород. Для песчаников характерен карбонатный цемент, в котором иногда сохраняются реликты глинистого цемента, пропитанного гелеобразными гидроокислами железа. Содержание CO_2 в светло-бежевых песчаниках составляет 11,28 - 15,4%, то есть заметно выше, чем в красноцветных (7-8%).

Характерной особенностью песков и песчаников этой зоны является наличие как первичных, так и новообразованных минералов железа. Первичные минералы железа

представлены гидрогематитом, гидрогётитом, обломочным магнетитом, который в этой зоне заметно окислен. Эпигенетические минералы железа представлены лимонитом, образующим скопления в виде комочков и «рубашек» на кварце и кальците, а также гелеобразными светло-бурыми гидроокислами в цементе. Среди скоплений гелеобразных гидроокислов железа изредка наблюдаются мельчайшие кристаллики пирита, хотя в целом он для этой зоны не характерен. Двухвалентное железо содержится также в новообразованном доломите, утяжеленном сидеритовой молекулой (показатель преломления и удельный вес выше обычных). Доломит и кальцит развиваются в цементе нередко вокруг гнёзд новообразованного халцедона.

Химические анализы светло-бежевых песков и песчаников показывают увеличение общего содержания железа по сравнению с неизменёнными красноцветными породами, что связано с привнесением железа из обелённых пород и отложением его в виде новообразованных минералов. Наряду с этим происходит частичное восстановление гидрогематита, что отражается на уменьшении содержания трёхвалентного растворимого железа (до 12,4% в песчаниках) и заметном увеличении содержания Fe^{2+} раств. (до 75,2%) – карбонатно-хлоритной формы.

Проведенные исследования доказывают, что установленная зональность образовалась в результате нисходящего движения растворов. В верхней зоне происходило восстановление окисного железа, растворение кальцита, разложение полевых шпатов. Часть железа, вероятно, в гидрокарбонатной форме, растворённые карбонаты и кремнезём выносились в расположенную ниже зону, где отлагались в виде новообразованных Fe -содержащих карбонатов, силикатов, гелеобразных гидроокислов железа, кальцита и халцедона. Ещё ниже располагается зона неизменённых красноцветов.

Территориальная связь изменённых пород с эрозионным «окном» в глинах нижнего триаса, перекрывающих песчаную пачку, позволяет предположить, что изменение пород происходило в юрское время и связано с просачиванием поверхностных вод из отложений байоса, содержащих обильные растительные остатки и прослой угля, в водоносный горизонт пермтриаса. Континентальный режим, воздымание территории (врезание русел байосских рек), гумидный климат способствовали понижению уровня грунтовых вод в отложениях пермтриаса и инфильтрации метеорных вод. Последние представляли собой бескислородные (глеевые) слабокислые растворы, которые и вызвали образование описанной зональности.

Поверхностные и грунтовые воды в гумидноклиматических континентальных условиях почти не содержат сульфатов, что способствует переносу бария и объясняет малое количество сульфидов в оглеенных породах. Некоторое количество рассеянных сульфатов в красноцветах, подвергшихся оглеению, послужило основой для бактериальной сульфат-редукции с образованием небольшого количества сероводорода (осаждение пирита и галенита), а также способствовало связыванию бария (образование барита).

Поступая в толщу красноцветов, глеевые слабокислые растворы нейтрализовались грунтово-поровыми водами последних. В результате под обелёнными породами происходило отложение новообразованных минералов – доломита, кальцита, хлорита, халцедона. Неравновесность окислительно-восстановительных условий в этой зоне определяется сосуществованием пирита, хлорита, глауконита и гелеобразного гидрогётита.

В процессе кислого оглеения при разрушении породообразующих и акцессорных минералов высвобождались и мигрировали входящие в их состав микроэлементы, в том числе рудные, тем более что основными минералами-носителями большинства микроэлементов в неизменённых породах являются оксиды железа и железосодержащие акцессории. Как известно [8], в слабокислых глеевых водах влажных тропиков легко мигрируют медь, свинец, цинк, кобальт, никель, барий, уран, ванадий, серебро, реже золото, а в условиях болотных ландшафтов – железо и марганец. Концентрация рудных элементов на геохимических барьерах может приводить к формированию рудных залежей.

Закономерности формирования рудных концентраций в процессах оглеения. Процессы оглеения, вызывающие выщелачивание рудных элементов, их миграцию и

дальнейшую концентрацию на геохимических барьерах, могут играть определяющую роль в формировании рудных концентраций в благоприятных для этого условиях. Особенно чётко эти закономерности проявляются при изучении эпигенетических (гидрогенных) месторождений урана в осадочных толщах. Как установлено большинством исследователей урановых месторождений [1, 2, 3, 4], оглеение пород – наиболее широко трактуемый тип эпигенетических процессов, протекающий в широком диапазоне геохимических условий. Группа глеевых (бессероводородных и бескислородных) вод, по-видимому, может служить для урана и средой миграции, и средой осаждения. Концентрации урана могут быть наложены на ранние зоны оглеения, либо быть весьма близкими к ним по времени, но не совпадать в пространстве. Вместе с тем они могут формироваться на глеевом восстановительном барьере.

Нами детально изучена эпигенетическая зональность на урано - битумных месторождениях и рудопроявлениях в районах развития купольных структур в северо-западном Донбассе, Днепровско-Донецкой впадине и северной части Припятской впадины. Урановые проявления приурочены к антиклинальным структурам, своды которых разрушены древней эрозией, разбиты разломами и нередко характеризуются внедрением соляных штоков, сопровождаемых диапировыми брекчиями. В северо-западном Донбассе, судя по геологическим и изотопным данным, месторождения урана сформировались в триасе (195 ± 5 млн. лет) из ураноносных кислородсодержащих грунтовых вод на флюидном восстановительном барьере, обусловленном внедрением в водоносные горизонты красноцветной дроновской свиты нефтеносных углекисло-гидрокарбонатных термальных растворов [9, 10, 11]. Процессы рудообразования сопровождались формированием эпигенетической зональности, которая в общем плане имеет концентрическое строение и занимает более обширную территорию, чем область распространения рудных залежей.

Кислые глеевые процессы обычно проявляются в самом начале многостадийных эпигенетических изменений. Оглеение развито по площади и в разрезе более широко, чем последующие изменения, и особенно сильно проявлено вблизи от тектонических нарушений, ограничивающих соляной шток. Здесь выделяется зона полного обеления пород, в которых общее содержание железа менее 1%. Из обелённых пород, состоящих практически из обломочного кварца и каолинита, параллельно с железом вынесены почти полностью все рудные элементы. Эти изменения могли возникнуть в красноцветных терригенных отложениях благодаря внедрению по разломам в данный водоносный комплекс слабокислых глеевых вод, содержащих восстановители (углеводородные газы и водород) и углекислый газ. Подобные воды обычно распространены в глубоких горизонтах артезианских бассейнов.

По нашим наблюдениям, обелённые породы в толще пестроцветов встречаются не только на купольных структурах, но и в межкупольных прогибах, мульдах, впадинах. Особенно широко они распространены в отложениях серебрянской серии триаса. Обелению подвергались, в основном, проницаемые пласты песчаников и гравелитов. Водоупорные слабопроницаемые горизонты глин и алевролитов, как правило, сохранили первичную красную, реже серо-зелёную окраску.

На купольных структурах обширную площадь занимают зеленоцветные породы глеевой зоны, в которых, наряду с уменьшением общего количества железа и отсутствием его сульфидных форм (по сравнению с неизменёнными красноцветами), происходит накопление ванадия (на 25%), хрома (на 100%), кобальта (на 30%), никеля (на 35%), меди (на 75%), вынесенных из подзоны разложения алюмосиликатов и интенсивного оглеения. Этому способствует существующая в данной зоне эпигенеза переходная от окислительной к восстановительной обстановка. ΔE_h пород зоны зеленоцветов составляет 20-40 mv, а E_h современных вод колеблется от $-(10-50)$ до $+100$ mv. [9]. Смешивание глубинных и пластовых вод и взаимодействие их с породами приводило к нейтрализации вод, благодаря чему в слабощелочной глеевой обстановке происходило образование зелёных гидрослюдов и сидерита, а также накопление микроэлементов на глеевом восстановительном барьере, в том числе и урана. Как показал баланс вещества, основная масса рассеянных металлов в зоне зеленоцветов концентрируется в глинах и глинистой фракции песчаников, а также в

различных минералах тяжелой фракции (элементы группы железа – в магнетите, титаномагнетите, ильмените, лейкоксене; халькофильные элементы – в сульфидах). При этом металлы, содержащиеся в глинистой фракции, находятся в подвижной форме и могут легко выноситься подземными водами. В некоторых участках происходило накопление гидроокислов марганца, образующего буровато-черные оторочки в пустотах и на границе между осветлёнными алевролитовыми и красноцветными глинистыми участками. Местами в оглеенных алевролитах наблюдаются мелкие (0,3-1 мм) конкреции барита.

В связи с новообразованиями хлорита и сидерита в оглеенных породах заметно возрастает содержание закисного железа (от 0,88% до 1,25%) и понижается содержание окисного (от 1,66% до 0,7%). Содержание карбонатов значительно увеличивается в оглеенных песчаниках и алевролитах по сравнению с красноцветными (с 17 до 33%), тогда как в глинах, менее проницаемых, оно остаётся неизменным. Существенных изменений в составе глинистых минералов при оглеении не происходит (за исключением зон интенсивного обеления). В зеленоцветных породах, как и в красноцветных, они представлены гидрослюдами диоктаэдрического типа и монтмориллонитом, что подтверждается рентгеноструктурным анализом. В глинистых и алевролитовых прослоях оглеение чаще всего развивается вокруг пустот от корней растений, трещин, ходов роющих животных, на контактах с песчаными линзочками и слоями. Это доказывает связь изменений пород с участками повышенной проницаемости.

Поскольку в оглеенных породах не сохранилось заметных следов органических веществ, можно предположить, что основным восстановителем здесь был водород. Восстановительные процессы в этой зоне затронули в основном гидроокислы железа, а не окисное железо в более труднорастворимых обломочных минералах. В целом в пластовых водах сохранялись слабощелочные условия, что способствовало возникновению описанной выше ассоциации эпигенетических минералов и дополнительной карбонатизации пород.

Центральная (внутренняя) зона наиболее восстановленных пород серого цвета располагается в сводовых частях куполов и вокруг соляных штоков. Она характеризуется резко восстановительной сероводородной обстановкой: ΔE_h пород 50-70 mv, E_h вод - (-200) mv, содержание в воде сероводорода – 50-100 мг/л. Поэтому здесь наблюдается полное преобладание сульфидных форм железа и увеличение его общего содержания (5-7% в песчаниках и 9-10% в глинах). В этой зоне локализованы тела ураноносных битумов, которые, кроме урана (от 0,01 до 1% и более), содержат молибден (0,7 - 1%), ванадий (до 1%), скандий (до 0,05%), хром (0,1 - 0,5%), никель (0,01-0,03%), цинк (0,3 - 1%), свинец (0,01 - 0,03%), ртуть (тысячные - сотые доли %, максимум – 2,05% на Славянском куполе). Ряд рассеянных металлов образует в зоне сероцветов самостоятельные минералы. Здесь установлены молибденит, иордизит, галенит, сфалерит, киноварь, хромсодержащий монтмориллонит (более 1% хрома). Последний концентрируется в породах с яркой бирюзовой окраской, развитых вдоль межслоевых нарушений. Так, на южном крыле Адамовского поднятия вблизи регионального Корульско-Дроновского разлома обогащенные хромом до 0,1 - 1% битуминозные песчаники дроновской свиты мощностью 10-20 м в плане имеют вид полосы протяженностью около 3 км вдоль нарушения. Хромсодержащий монтмориллонит подтверждён рентгеноструктурными и электронографическими исследованиями (препринт зелёный). Это минерал яркого бирюзово-зелёного цвета, образующий линзочки и прослойки по слоистости вмещающих пород, а также тонкие плёночки по трещинам новообразованного кальцита и, иногда, каёмки вокруг твёрдых битумов. В редких случаях (Новодмитровский участок) хромсодержащий монтмориллонит не только замещает цемент песчаников, но и развивается в виде прожилково-струйчатых образований в гидрослюдистых глинах. Средний показатель преломления минерала – 1,515 - 1,558. Хром содержится также в чёрных твёрдых и цветных битумах обычно в количестве тысячных и сотых долей процента, изредка достигая 0,1 и даже 1%. В золе битумов постоянно присутствуют в повышенных количествах ванадий, никель, кобальт. Единичны случаи находок самородных золота и меди [9, 12]. Отложение рудных компонентов в этой зоне происходило на сероводородном геохимическом барьере, который отличается

значительно большей контрастностью и продуктивностью по сравнению с глеевыми барьерами. Урановое оруденение является закономерным членом эпигенетической зональности.

В зонах грунтового оглеения на северо-восточном склоне УЩ процессы выщелачивания и накопления рудных элементов проявлены менее контрастно, чем в зонах пластового оглеения. Но тем не менее отмечена концентрация ванадия (около 100% начального количества) и хрома (50%), в меньшей мере – меди и свинца.

Таким образом, можно утверждать, что подземные глеевые воды имеют немалое рудообразующее значение. В Припятской впадине в связи с зонами оглеения встречаются повышенные содержания марганца (до 1-2%), меди (до 0,3%), свинца (до 0,06%) в отложениях пермо-триаса [5]. На территории УЩ грунтовые глеевые воды, промывающие угленосные аллювиальные отложения юрского возраста, явились причиной образования экзодиагенетических проявлений галенита, а также геохимических аномалий свинца, цинка, меди, золота [13, 14].

А.И. Перельман [1] определил геохимические барьеры, на которых может накапливаться большинство элементов, мигрирующих в глеевых водах. Так, при разгрузке глеевых вод в морские бассейны на щелочном барьере выпадали значительные количества железа. К ним относятся шамозитовые руды в песчаниках тоарского яруса ранней юры, прослойки и линзы сидерита, а местами оолитовые шамозит-сидеритовые руды в морских глинах байоса и бата [4].

Выводы. Эпигенетические преобразования восстановительного глеевого типа происходят в осадочных породах под воздействием бескислородных и бессероводородных подземных вод с повышенным содержанием закисного железа. Для газового состава таких вод характерны углеводороды, часто отмечается повышенное содержание углекислого газа и азота, а также присутствие водорода.

Восстановительная глеевая обстановка в подземных водах чаще всего создаётся в участках затруднённой циркуляции и застойного режима, в глубоких горизонтах артезианских бассейнов. Латеральная миграция таких вод по водопроницаемым пластам или внедрение их по разломам из глубоких горизонтов осадочного чехла в вышележащие являются причинами восстановительных глеевых преобразований осадочных пород.

Глеевые преобразования осадочных пород могут происходить и при инфильтрации поверхностных слабокислых вод, не содержащих или мало содержащих кислорода, в красноцветные породы, обогащённые окисным железом, в которых грунтово-поровые воды имеют щелочной или слабоокислительный характер. В результате ряд рудных элементов вовлекаются в миграцию и формируются зоны выщелачивания, которые могут служить областью питания рудоносных растворов.

На территории Украины в осадочном чехле на склонах Украинского щита и в обрамляющих его прогибах развиты зоны грунтового и пластового оглеения красноцветных отложений разного возраста. Палеогеографические, структурно-тектонические и литолого-фациальные исследования позволяют определить время образования этих зон, как поздний триас–средняя юра, а повсеместное их распространение даёт основание выделять в истории развития осадочного чехла Украины юрскую глеевую эпоху.

Интенсивность процессов оглеения зависит от ряда причин, среди которых важную роль играют окислительно-восстановительные реакции и смена окислительно-восстановительной обстановки, миграционная и реакционная способность элементов, сорбционные способности определённых групп минералов, гидродинамические и гидрогеохимические условия. В зоне гипергенеза широко распространены три типа геохимической обстановки: окислительная, восстановительная глеевая и восстановительная сероводородная. Они нередко сменяют друг друга в пределах одного месторождения, формируя окислительно-восстановительную зональность.

Осаждение металлов происходит на восстановительных барьерах, где происходит резкое уменьшение интенсивности миграции ряда рудных элементов и, как следствие, их концентрация. Различают несколько типов глеевых барьеров, в зависимости от

процессов, приводящих к концентрации элементов (окисление, восстановление и т.д.), а именно: кислые, щелочные и содовые. На кислых глеевых барьерах осаждаются медь, уран, молибден, ванадий, на щелочных — молибден, уран, селен, рений, на содовых — только молибден и уран. Уран концентрируется в условиях резко глеевой среды в отсутствие сероводорода, где халькофильные элементы не осаждаются.

Месторождения урана, в частности, связанные с процессами оглеения, формируются как в результате инфильтрации нисходящих вод, так и в процессе восходящей миграции глубинных вод, обогащённых газами-восстановителями. Возникающая при этом рудоконтролирующая геохимическая зональность является прямым поисковым признаком, поскольку рудные залежи являются закономерным членом этой зональности. И хотя наиболее продуктивные рудные залежи образуются на сероводородных восстановительных барьерах, глеевые процессы, как бы предваряющие основной этап рудообразования, не менее важны для изучения закономерностей рудообразования и прогнозирования поисков.

1. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования / С.Г. Батулин, Г.В. Грушевой, О.И. Зеленова, Г.В. Комарова, И.А. Кондратьева, А.К. Лисицын, И.С. Оношко, А.И. Перельман. Под редакцией А.И. Перельмана. — М.: Атомиздат, 1980. — 270 с.
2. Данчев В.И., Стрелянов Н.П., Шиловский П.П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. — М.: Атомиздат, 1966. — 215 с.
3. Шмариович Е.М., Белов Н.С. Проблемы рудного эпигенеза и перспективы выявления в породах осадочного чехла территории СССР новых эпигенетических месторождений. — М.: ВИМС, 1975. — 312 с.
4. Кисляков Я.М., Шёточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. — М.: ЗАО «Геоинформарк», 2000. — 608 с.
5. Металлогения платформенной части Украины / А.А. Гойжевский, В.И. Скаржинский, В.А. Шумлянский, Ю.А. Кузнецов, Е.Г. Сущук, С.Д. Лепкий, О.Е. Шевченко. Отв. ред. Ф.И. Жуков. — К.: Наук. думка, 1984. — 202 с.
6. Сущук Е.Г., Шумлянский В.А., Лепкий С.Д. О природе минералого-геохимической зональности в отложениях пермо-триаса северо-восточного склона Украинского щита // Докл. АН УССР. 1979. — №5. — С. 339-343.
7. Шумлянский В.А., Сущук Е.Г., Лепкий С.Д. Экзогенная эпигенетическая зональность в отложениях пермо-триаса на северо-восточном склоне Украинского щита // Геол. журнал. — 1979. — №5. — С. 92-100.
8. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. — М.: Высшая школа. — 1975. — 178 с.
9. Сущук Е.Г. Закономерности концентрации микроэлементов в верхнепалеозойских осадочных формациях северо-западного Донбасса. — Препринт ИГФМ АН УССР. — К. — 1976. — 34 с.
10. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Колл. авторов под редакцией Я.Н. Белевцева и В.Б. Ковалю. — К.: Наук. думка. — 1995. — 396 с.
11. Гидрогенное рудообразование в фанерозое Украины // В.А. Шумлянский, Е.Г. Сущук, О.М. Ивантишина, Е.И. Деревская, Т.В. Дудар, М.В. Безуглая // Збірник наук. праць ІГНС НАНУ. — 2003. — Вип. 8. — С. 82-105.
12. Сущук Е.Г. Распределение микроэлементов в верхнепалеозойских осадочных формациях северо-западного Донбасса. — Препринт ИГФМ АН УССР. — К. — 1975. — 49 с.
13. Гойжевський О.О., Шевченко О.Є. Проблеми металогенії осадового чохла Українського щита // Вісник АН УРСР. — 1982. — № 3. — С. 20-24.
14. Шевченко О.Е. Рудообразование ранних стадий литогенеза. — К.: Наук. думка, 1987. — 144 с.

Сущук К.Г. РУДОУТВОРЮЮЧА РОЛЬ ПРОЦЕСІВ ОГЛЕЄННЯ В ОСАДОВИХ ФОРМАЦІЯХ УКРАЇНИ.

Оглеєння — екзогенний процес у водоносних горизонтах осадового чохла, пов'язаний із діяльністю підземних вод, що не містять кисню та сірководню. Суть процесу міститься у відновленні та виносі окисного заліза та одночасному вилуговуванні ряду рудних елементів, з подальшою концентрацією їх на відновлювальних бар'єрах. На території України в історії розвитку осадового чохла виділяється юрська глеева епоха, впродовж якої сформувалися зони ґрунтового та пластового оглеєння в червоноколірних відкладах різного віку. Процеси оглеєння є важливим етапом у формуванні рудоносних розчинів та, в подальшому, гідрогенних родовищ.

Sushchuk K.G. OREFORMING ROLE OF GLEYING PROCESSES IN SEDIMENTARY FORMATIONS OF UKRAINE

Gleying is an exogenous process in sedimentary cover's aquifers connected with activity of ground water that doesn't contain oxygen and hydrogen sulfide. The essence of the processes lies in reduction and evacuation of ferric iron and simultaneous leaching of a number of ore elements followed by their concentration on the reducing barriers. On the territory of Ukraine in sedimentary cover development history we distinguish the Jurassic gleying epoch when the zones of soil and layer gleying had been formed in red-colour deposits of different age. The gleying processes are an important stage in formation of ore bearing solutions and, later, of hydrogenous deposits.

Ю. А. Фомин

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

ПОВЕДЕНИЕ ВАНАДИЯ В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНОВОРУДНЫХ АЛЬБИТИТОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА.

Изучено распределение ванадия и его генетическое соотношение с ураном в урановых месторождениях альбититовой формации. Рассмотрено поведение ванадия в процессе разрушения этих месторождений, как основы для накопления элемента в составе поверхностных концентраций урана и его спутников.

Введение. В последние годы интерес к ванадию на Украине заметно повысился, причем в качестве одного из вероятных его источников называются урановые месторождения центральной части Украинского щита в щелочных метасоматитах [12, 26]. Исследованиями приводится достаточно подробное освещение этого вопроса для Криворожского рудного района, в основном, на примере Желтореченского уран-ванадий-скандиевого месторождения [3, 9, 13, 18, 19, 26], при ограниченности информации по Кировоградскому блоку [18, 26].

Нами сделана попытка оценить ванадиеносность урановорудных метасоматитов именно Кировоградского мегаблока с освещением всех основных рудных зон: Кировоградской (Севериновское, Мичуринское, Северо-Коноплянское и Юрьевское месторождения), Звенигородско-Анновской (Ватутинское месторождение) и Центрально-Украинской (Новоконстантиновское месторождение). Но цель статьи шире: рассмотреть не только основные черты геохимии ванадия в процессе формирования месторождений альбититов, но также и поведение этого элемента в ходе их разрушения. Последнее особенно важно с точки зрения как появления возможных вторичных концентраций ванадия (вместе с ураном и другими металлами), так и в плане вопросов экологии.

Рудовмещающими на всех объектах являются раннепротерозойские породы системы: гнейсы – мигматиты – граниты с проявлением ультраметаморфизма и последующего (сингранитизационного) кремнекалиевого метасоматоза разной степени интенсивности, в том числе в зависимости от положения относительно гранитно-купольной структуры, причем исходные гнейсы, по нашему мнению [21], относятся к одному литолого-стратиграфическому уровню в рамках ингуло-ингулецкой серии. Общей для месторождений является также связь щелочного метасоматоза с зонами объемного и линейного катаклаза и сопровождавшего их диафтореза как структурной основой. В зависимости от пространственного совмещения или некоторого разобщения альбититов и более ранних диафторитов изменяется и состав альбититов с преобладанием эпидотрипидолитовых (с рибекитом) ассоциаций в первом случае и эгирин-рибекитовых – во втором. Для внешних частей ореолов обычны микроклин-альбитовые метасоматиты. Урановая минерализация ассоциируется, в основном, с минералами железа (феррибиотитом, анкеритом, гематитом, иногда пиритом), накладываясь на альбититы и отделяясь от них локальными проявлениями хрупких деформаций.

Повсеместно в этой части щита по кристаллическим породам, включая месторождения, развита допалеогеновая (мезозойская) кора выветривания с типично каолиновым профилем и отчетливым проявлением всех ее зон: верхней каолиновой, каолинит-гидрослюдистой и дезинтеграции пород фундамента [5, 16]. Поверхность коры почти везде перекрыта песчано-глинистыми, с обилием углефицированных растительных остатков, отложениями бучакской свиты среднего эоцена различной мощности (хороший восстановитель металлов) и более молодыми неоген-четвертичными осадками [5]. В ландшафтно-геохимическом отношении район урановых месторождений характеризуется переходом между южной лесостепной и северной степной зонами с проявлением в природных водах признаков соответственно слабо кислой - нейтральной окислительной

гидрокарбонатно-кальциево-магниево- и нейтральной (до слабо щелочной) окислительной сульфатно-кальциево-натриевой геохимических обстановок [14, 7].

Ванадий в урановорудных альбититах. В обобщенном виде ванадиеносность изученных месторождений показана в табл. 1. Устойчивых закономерностей распределения ванадия при сравнении этих месторождений не обнаружено. Для Ватутинского месторождения, по нашим данным, установлено увеличение содержания элемента в системе рудовмещающие породы – альбититы – руды и одновременно наиболее высокие средние концентрации в непромышленных и промышленных рудах. Породы и руды Мичуринского и Новокоптянского месторождений, судя по средним значениям в выборках, отличаются самой низкой ванадиеносностью с некоторым ее увеличением от вмещающих пород к альбититам и далее к непромышленным рудам, при снижении в рудных альбититах. Похожая закономерность характерна и для Севериновского месторождения, при том, что количество ванадия во всех составляющих этого перехода здесь существенно выше. На Северо-Коноплянском участке Мичуринского рудного поля в среднем самая высокая концентрация ванадия установлена в промышленных рудах.

Таблица 1. Содержание ванадия (г/т) в урановых рудах и вмещающих породах альбититовых месторождений Украинского щита (в скобках приведены вариации)

Месторождение	Вмещающие породы	Альбититы безрудные	Непромышленные руды	Промышленные руды
Севериновское	136,4 (50-300)	177 (40-1000)	171,3 (70-300)	125,2 (60-400)
Мичуринское	12-19	29-39	47-54	25-48
Северо-Коноплянское	111,2 (50-200)	106,1 (50-300)	88,6 (60-100)	143,3 (60-200)
Юрьевское	5-200	-	-	-
Ватутинское	105,3 (40-300)	112,4 (40-300)	225,4 (50-800)	310,7 (60-500)
Новокоптянское	21-26	37	55-73	52

Примечание. Мичуринское месторождение – приведены средние содержания в выборках по данным Ю.П. Егорова [10], эти же результаты по указанному месторождению использованы в работах других авторов [18, 26]. Новокоптянское месторождение – данные И.Б. Гаврусевича, А.В. Пушкарева, 1985. Остальные месторождения – ранее не публиковавшиеся материалы Ю. А. Фомина. Севериновское месторождение: по горизонтам 530, 620, 710 м. Ватутинское месторождение: по горизонтам 220, 280, 340. Северо-Коноплянское месторождение: по разрезу скважин. Юрьевское месторождение: по вмещающим породам рудного поля. Везде содержание ванадия определялось спектральным методом.

Таблица 2. Содержание V_2O_5 (%) в рудах и рудовмещающих породах Севериновского и Ватутинского месторождений.

Породы, руды	Севериновское месторождение			Ватутинское месторождение		
	n	среднее	вариации	n	среднее	вариации
Вмещающие породы	15	0,013	0,003-0,024	13	0,015	0,005-0,038
Диафториты	16	0,016	0,003-0,033	15	0,018	0,008-0,115
Альбититы безрудные	10	0,017	0,003-0,031	24	0,032	0,005-0,144
Альбититы слаборудные	2	0,013	0,009-0,017	7	0,106	0,012-0,229
Альбититы рудные	3	0,006	0,003-0,012	3	0,108	0,034-0,223
Диабазы дайковые	3	0,014	0,003-0,008	-	-	-

Примечание. Содержание V_2O_5 (%) определено химическим анализом; для некоторых образцов диафторитов (1 обр.), альбититов безрудных (5 обр.) и альбититов слаборудных (1 обр.) оно получено путем пересчета результатов спектрального анализа (Ю.А. Фомин).

Рядовыми для рудовмещающих пород и руд альбититовых месторождений урана, таким образом, являются содержания ванадия от 40–60 до 100–300 г/т, реже отмечаются концентрации 400–500 г/т и выше. При этом аномально высокая (до 800–1000 г/т) ванидениенность установлена в безрудных и слабрудных альбититах, т.е. в альбититах с забалансовым содержанием урана, идущих в отвалы.

Результаты, приведенные в табл. 1, удовлетворительно подтверждаются (для Севериновского и Ватутинского месторождений) данными силикатного анализа (табл. 2). Наиболее обогащены ванадием альбититы (рудные, слабрудные и нерудные) Ватутинского месторождения; в ряде образцов содержание V_2O_5 достигает значений 0,034–0,229, сопоставимых с таковыми в рудах перспективных ванадийсодержащих месторождений: 0,18–0,26 % в титаномагнетитовых (в габброидах) и 0,011–0,11 % в осадочных оолитовых [2, 17, 25]. Приведенные содержания (особенно по Ватутинскому месторождению) близки к количественным оценкам ванидениенности комплексных U-V-Sc руд Желтореченского месторождения (в среднем по разновидностям руд 0,17–0,27 % V_2O_5 [19]), а также зон натриевого метасоматоза, развитых по породам криворожской серии в районе этого месторождения и Анновского карьера, где они также могут иметь промышленное значение. В частности, по данным Е.А. Кулиша и Н.И. Лебедея [12], содержание V_2O_5 в уранванадий-скандиевых метасоматитах указанного района составляет в среднем 0,2–0,36 %. В общем же вариации содержания ванадия в рудовмещающих породах, околорудных метасоматитах и рудах Криворожского урановорудного района весьма широки [26].

Таблица 3. Распределение урана и ванадия в рудовмещающих породах и рудах Ватутинского месторождения.

Породы, руды	n	Уран (U, г/т)		Ванадий (V_2O_5 , %)	
		Вариации	Среднее	Вариации	Среднее
Исходные породы					
Гнейсы биотит-графитовые	2	13-14	13,5	0,024-0,038	0,031
Мигматиты биотитовые	7	6-58	20,1	0,011-0,024	0,016
Граниты биотит-гранатовые	3	11-27	16,7	0,005-0,008	0,007
Микрогранодиориты (дайка)	1	12	12,0	0,008	0,008
Диафторированные породы					
Диафториты по гнейсам	1	8	8,0	0,012	0,012
То же по мигматитам	5	7-21	12,8	0,008-0,016	0,012
То же по гранитам	6	13-21	16,3	0,008-0,115	0,027
То же по микрогранодиоритам	3	6-11	8,7	0,008-0,015	0,010
Альбитизированные породы					
Альбититы по гнейсам	2	23-80	51,5	0,008-0,016	0,012
То же по мигматитам	5	6-38	20,6	0,008-0,042	0,021
То же по гранитам	15	6-57	25,2	0,005-0,144	0,042
То же по микрогранодиоритам	2	15-21	18,0	0,008	0,008
Альбититы рудные					
Руды по мигматитам	6	106-3542	739,3	0,012-0,223	0,091
То же по гранитам	3	90-4662	1642,0	0,034-0,229	0,136
То же по микрогранодиоритам	1	102	102,0	0,115	0,115

Примечание. Содержание U определено рентгеноспектральным, V_2O_5 — химическим методами (Ю.А. Фомин).

При анализе ванидениенности альбититов, прежде всего, обращает на себя внимание поведение ванадия в системе вмещающих пород (гнейсы — мигматиты — граниты). Из

указанной метаморфогенной «триады» наиболее высокой концентрацией элемента, превышающей кларк в 1,5-3 раза и более (по данным спектрального анализа), характеризуются гнейсы. Так, в гнейсах Кировоградской зоны (Севериновское и Северо-Коноплянское месторождения) содержание V в среднем составляет 154 и 160 г/т, в гнейсах Ватутинского месторождения оно несколько выше - 173 г/т, причем наиболее высокое его количество (в среднем 200 г/т) зафиксировано в графитовых сульфидсодержащих разновидностях. Закономерность вполне естественная, если учесть, что гнейсы этого возрастного и литолого-стратиграфического уровня в силу специфических условий формирования обладают повышенной металлоносностью (не только V, но и U, Au, Co, Ni, Cu, Zn [21]). При этом даже незначительная мигматизация гнейсов может привести к существенному снижению в них количества V: для слабо мигматизированных гнейсов Ватутинского месторождения, например, до 74 г/т (в среднем по 5 пробам, табл. 1).

Более детально в статье рассмотрены закономерности распределения ванадия (и урана) на примере Ватутинского месторождения (табл. 3). Именно этой таблицей (в части исходных пород) лучше всего иллюстрируется основополагающий факт, что усиление ультраметаморфизма (в рамках указанной выше триады) сопровождается последовательным выносом ванадия (на фоне относительного накопления урана).

Диафторез, проявившийся зонами предальбититовых хрупких деформаций исходных пород, а также раскислением плагиоклаза (до альбита-олигоклаза) и развитием вторичных минералов (актинолита, эпидота, клиноцоизита, хлорита, кварца, кальцита, гематита, лейкоксена, пирита и других сульфидов), сопровождался перераспределением ванадия и урана. Тенденции, показанные для исходных пород, в зонах диафтореза (тот же разрез Ватутинского месторождения) унаследуются, хотя часто могут существенно затушевываться инфильтрационно-диффузионными процессами (особенно для ванадия). Так, для апогранитных диафторитов, наряду с низкими содержаниями V_2O_5 (0,008-0,016 в 5 образцах из 6), также установлено аномальное значение (0,115). В среднем по месторождениям (Ватутинскому и Севериновскому) содержание ванадия в диафторитах по сравнению с исходными породами несколько повышается (табл. 2).

Щелочной метасоматоз (альбитизация) на начальных ступенях или во внешних зонах может сохранять общую тенденцию, но в основном меняет ее на противоположную (по сравнению с исходной триадой). В альбитизированных породах и безрудных альбититах при общем увеличении содержания ванадия (по сравнению с исходными породами, включая диафториты) наблюдается также рост его в системе эдукта от гнейсов к мигматитам и далее к гранитам. Самое высокое количество урана (до 80), наоборот, зафиксировано в гнейсах.

Повышенной концентрацией ванадия среди безрудных метасоматитов обладают эгириновые и эгирин-рибекитовые альбититы, хотя обращает на себя внимание широкий разброс значений. Так, некоторым образцам эгиринсодержащих альбититов присуще низкое содержание V_2O_5 (0,008-0,012), тогда как в одном из образцов альбит-микроклиновых метасоматитов внешней зоны ореола установлено аномально высокое количество элемента (0,144).

В урановорудных альбититах концентрация ванадия в среднем повышается, достигая максимума в сфен-эгириновых (с рибекитом) разновидностях. В апогранитных рудах содержание как U, так и V существенно выше, по сравнению с рудами апомигматитовыми. Как установленный факт отметим избирательность альбитизации, в частности, преимущественное формирование рудных ореолов по гранитам и мигматитам при весьма слабом из развитии по гнейсам.

Переходя к характеристике **форм нахождения ванадия** в рудной массе, отметим достаточно полную изученность распределения ванадия в минералах U–V–Sc руд Желтореченского месторождения [3, 13, 26]. Ванاديенность же минералов урановых альбититов Кировоградского блока изучена значительно меньше и только для Ватутинского месторождения [26]. Согласно исследованиям Б. Ф. Мельниченко и др. (табл. 4), основная доля ванадия на этом месторождении с учетом распространенности минералов, связана со

щелочными пироксенами (эгирином и его ванадиевой разновидностью акмитом) и амфиболами (рибекитом и арфведсонитом).

Наиболее полно и корректно сравнение акмита из аподоломитовых метасоматитов гданцевской свиты и обычного эгирина из аподжеспилитовых образований криворожской свиты Желтореченского месторождения (тот же литолого-стратиграфический и возрастной уровень, что и эдукт кировоградских альбититов) проведено А. А. Вальтером и др. [3]. По химическому составу акмит отличается от эгирина не только повышенным содержанием (%) V_2O_5 (3,06-4,70), но и таких родственных элементов, как TiO_2 (1,40-1,55), FeO (2,86-3,86), MgO (3,17-4,88), а также Al_2O_3 (1,46-1,69) и ZrO_2 (1,20-1,26). Для сравнения – в обычном эгирине V не обнаружен, а количество других элементов существенно ниже: $TiO_2 \leq 0,02$, FeO 0,29-0,46, MgO 0,20-0,85, Al_2O_3 0,36-1,01, $ZrO_2 \leq 0,11$. Даже с учетом наличия в акмите фаз рутила ($Ti + Nb, Fe$) и малакона ($Zr + Y$), концентрация равномерно рассеянных Ti и Zr в этом минерале остается повышенной относительно эгирина. К этой группе элементов добавляются сидерофил Cr , литофилы Li, Be и Sc . С другой стороны, акмит характеризуется значительным дефицитом Fe_2O_3 (18,12-19,83), в эгирине количество его составляет 32,77-33,62.

Данные Б. Ф. Мельниченко и др. [13,26] подтверждают тенденцию увеличения ванадиенности акмита по сравнению с обычным эгирином. В ряду пироксенов Желтореченского месторождения: **диопсид** метаморфических кварцитов – **эгирин** щелочных метасоматитов по железисто-кремнистым породам – **акмит** щелочных метасоматитов по кварцитам, доломитам и сланцам концентрация V_2O_5 (%) систематически увеличивается от 0-0,03, в среднем 0,02 (3 обр.) до 0-1,34, в среднем 0,33 (12 обр.) и далее до 1,84-7,17, в среднем 5,08 (10 обр.). Аналогичная тенденция по ванадию установлена и в ряду амфиболов этого месторождения при сравнении **куммингтонита** (0-0,12; среднее по 4 обр. 0,035) и **актинолита-тремолита** (0-0,19; среднее по 7 обр. 0,095) с **ощелоченными актинолитом-тремолитом** (0,07-0,65; среднее по 11 обр. 0,32) и затем **рибекитом-арфведсонитом** (0-3,62; среднее по 16 обр. 0,88).

Таблица 4. Содержание V_2O_5 (%) в минералах Ватутинского месторождения урана.

Минерал	Содержание, %	n	Вариации	Среднее
Эгирин	5-20	5	0,10-0,26	0,19
Щелочной амфибол	1-10	1	0,20	0,20
Сфен	0,3-6	4	0,34-0,82	0,54
Магнетит-гематит	0,5-3	10	0,15-0,90	0,40
Циркон	0,01-0,6	3	0,08-0,77	0,31
Браннерит	0-2	8	0,10-2,54	1,03
Титанаты урана	0-0,1	4	0,25-4,10	1,60
Титанаты свинца	0-0,1	3	0,40-2,75	1,20

Примечание. Содержание V_2O_5 определено методом локального рентгеноспектрального анализа (Б.Ф. Мельниченко и др. [26]).

В альбититовых месторождениях Кировоградского блока акмит не обнаружен. Судя по содержанию ванадия в эгирине и щелочном амфиболе Ватутинского месторождения (табл. 4 [26]), эгирин представлен обычной (зеленой) разновидностью, что подтверждается и нашими петрографическими наблюдениями, а щелочной амфибол (в основном, рибекит) не отличается от такового Желтореченского месторождения. Следует подчеркнуть также ванадиенность сфена, впервые отмеченную (для Мичуринского месторождения) Ю.П. Егоровым [10].

Приведенная выше информация о максимальной концентрации ванадия в эгириновых с рибекитом (0,034-0,144 %) и, особенно, сфен-эгириновых (0,146-0,229 %) альбититах Ватутинского месторождения полностью согласуются с данными о содержании ванадия в названных минералах и распространении в альбититах

месторождения самих этих минералов (табл. 4). Это позволяет считать эгирин, сфен и рибекит основными носителями ванадия (в виде изоморфной примеси) в рудовмещающих альбититах Кировоградского блока. Последнее находит подтверждение не только на объектах Украинского щита [26], но в описании богатых ванадием акмита (V_2O_5 до 3,98 %) в жильных образованиях США и сфена с содержанием V_2O_5 0,09-0,10 % в породах Балтийского щита [8].

Некоторое количество ванадия, как видно из данных тех же авторов [8], может распределяться в метаморфических породах (гнейсах) между роговыми обманками и биотитами, изоморфно замещающая Mg и Fe^{2+} , а также Fe^{3+} и Ti. Судя по доле элемента в этих минералах (300-500 г/т V_2O_5 в роговых обманках, 100-700 г/т V в биотитах), они вполне могут давать фоновые содержания элемента в породах и рудах. Содержание V_2O_5 в исходных амфиболах Желтореченского месторождения достигает 0,12-0,19 %; в биотите (по 1 обр. этого же объекта) оно может быть также повышено – 0,11 %. Из других породообразующих минералов этого месторождения повышенным количеством V_2O_5 отличается гранат (0-1,26; среднее по 4 обр. 0,66 %) [13, 26].

Кроме того, наши данные [22] по распределению ванадия в пиритах (на примере Севериновского месторождения), определенные на основе атомно-абсорбционного анализа, свидетельствуют о некоторой, хотя и незначительной, роли этого минерала в общем балансе элемента: содержание его в пиритах диафторитов, альбитизированных пород и альбититов не превышает 10-25 г/т.

В рудных альбититах главными минералами-концентраторами ванадия, наряду с выше перечисленными, могут быть минералы урана – браннерит и другие титанаты урана (табл. 4) [26], а также (для Мичуринского месторождения [10]) уранинит. Но количество рудных минералов, по сравнению с породообразующими, ничтожно мало (табл. 4). Повышенное содержание ванадия может быть связано и с железистыми минералами продуктивных ассоциаций – гематитом, анкеритом и железистым биотитом. Так, гематитизированный магнетит Ватутинского месторождения содержит 0,15-0,90 % V_2O_5 (среднее по 10 обр. 0,40). Косвенным аргументом в пользу этого предположения могут также служить данные о распределении ванадия в кальците и доломите (Mg-Fe) Желтореченского месторождения. В доломите содержание V_2O_5 (%) существенно выше (0,02-0,89; среднее по 3 обр. 0,31) по сравнению с кальцитом (0-0,12; среднее по 3 обр. 0,04) [26].

Таким образом, доля ванадия, заключенная в эгирине, щелочных амфиболах и сфене, максимальная в околорудных альбититах, в урановых рудах может относительно снижаться, а доля ванадия в урановых и железистых минералах – соответственно увеличиваться, разумеется, при несопоставимо более интенсивном накоплении урана. Смена форм нахождения ванадия в урановорудных ассоциациях по сравнению с рудовмещающими метасоматитами, а точнее – присутствие тех и других в одних и тех же породах и зонах, не может не отразиться на взаимосвязи ванадия с ураном.

Действительно, данные по корреляции ванадия и урана в разных минеральных парагенезисах, начиная от эдукта и заканчивая урановыми рудами (табл. 5), достаточно четко отражают процесс формирования альбититовых метасоматитов и руд. Если во вмещающих породах корреляция между ураном и ванадием полностью отсутствует ($r_{V-U} = +0,02$), то в зонах диафтореза в условиях, непосредственно предшествующих формированию метасоматических систем, положительная связь этих элементов уже складывается ($r_{V-U} = +0,24$): оба элемента вследствие разложения фемической составляющей эдукта обретают повышенную миграционную подвижность. В альбитизированных породах и альбититах, в системе которых образуются ассоциации щелочных фемических минералов (эгирина, рибекита, а также сфена) положительная корреляционная связь достигает максимума ($r_{V-U} = +0,30$). Изоморфизму V (с замещением Mg, Fe^{3+} и, возможно, Ti) количественно соответствуют формы U – рассеянная в эгирине, рибеките и изоморфная (за счет Th, TR) в сфене. В урановых рудах происходит инверсия этой связи – она по-прежнему существенна, но с отрицательным значением

($r_{V-U} = -0,36$), поскольку изоморфизм V (за счет Ti и Fe) количественно несопоставим с накоплением урана.

Таблица 5. Уран и ванадий в породах и рудах Ватутинского месторождения.

Породы	Ассоциации минералов	n	V ₂ O ₅ , %	U, г/т	r V-U
Гнейсы, мигматиты, граниты	1. Пл, Ми, Кв, Би, Гп, Ро, Гф, Гр, Мг, Ил, Пр, Пи, Ап, Цр, Мо	13	0,015	17,7	+0,02
Диафторированные породы, диафториты	2. Ол, Ми, Кв, Эп, Кл, Хл, Ге, Ка, Сф, Пи, Ап, Цр, Мо	15	0,018	11,7	+0,24
Субстрат в целом	Совмещение ассоциаций 1 и 2	28	0,017	14,5	+0,16
Альбитизированные породы, альбититы	3. Ал-1, Алш, Ми, Эг, Ри, Эп, Хл, Му, Сф, Ка, Пи, Ап, Цр, Мо	24	0,031	25,8	+0,30
Урановые руды	4. Ал-2, Ми, Fe-Би, Ан, Ге, Ур, Бр	10	0,107	946,4	-0,36
Зона альбититов в целом	Совмещение ассоциаций 3 и 4	34	0,053	296,6	+0,03
Весь блок пород и руд	Проявление всех ассоциаций	62	0,037	169,2	+0,09

Примечание. Пл – плагиоклаз, Ол – олигоклаз, Ал – альбит, Ми – микроклин, Алш – шахматный альбит, Кв – кварц, Би – биотит, Гп – гиперстен, Ро – роговая обманка, Гф – графит, Гр – гранат, Эп – эпидот, Кл – клиноцоизит, Хл – хлорит, Эг – эгирин, Ри – рибекит, Му – мусковит, Мг – магнетит, Ил – ильменит, Ге – гематит, Ка – кальцит, Ан – анкерит, Пр – пирротин, Пи – пирит, Ап – апатит, Сф – сфен, Цр – циркон, Мо – монацит, Ур – уранинит, Бр – браннерит. Содержание урана определено рентгеноспектральным, ванадия – химическим методами (Ю.А.Фомин).

Следует, однако, подчеркнуть, что конкретные (реальные) геологические разрезы, в отличие от сборных выборок, являются гораздо более информативными с точки зрения анализа генетической взаимосвязи ванадия и урана. Пример такого разреза с расчетом корреляционных связей между ванадием и ураном, а также этой пары с главными петрогенными компонентами пород и руд (также для Ватутинского месторождения), приведен в таблице 6. Этот фрагмент демонстрирует удивительное сходство связей между компонентами в урановом и ванадиевом рядах коэффициентов корреляции, что, безусловно, свидетельствует о близкой геохимической судьбе ванадия с ураном в процессе формирования альбититовых месторождений. Кроме того, сами по себе (+) и (-) связи отражают петро-геохимическую специфику и условия рудообразующего процесса.

Так, к компонентам, характеризующим рудный процесс, определенно относятся мобилизованные в системе альбититов Na₂O, Fe₂O₃, V₂O₅ и U. Значения парных коэффициентов корреляции (r) в этой группе элементов равны +0,58...+0,84 (критическое значение r при 90% значимости и n = 19 составляет 0,39). Минимальная (но значимая) величина r (+0,58) определена для пары Na₂O-Fe₂O₃, что вполне естественно, исходя из структурного (и во времени) разрыва между собственно альбитизацией и отложением продуктивных ассоциаций (минералов Fe³⁺ и U). Для других пар r не опускается ниже +0,66, достигая максимума для пар U-V₂O₅ (+0,84) и V₂O₅-Fe₂O₃ (+0,83). Весьма высокая положительная корреляция ванадия и окисного железа подтверждает возможность изоморфного вхождения ванадия в состав эгирина по типу V³⁺ → Fe³⁺ [3]. Вместе с тем, механизм накопления ванадия в акмитах Желтореченского месторождения в условиях мало-железистого эдукта (доломиты, кварциты) [26], для альбититов Кировоградского блока, развитых по алюмосиликатным породам, представляется маловероятным.

К указанной группе компонентов приближается Al₂O₃: корреляция глинозема с этими компонентами также положительна, но, если для пар с Na₂O и Fe₂O₃ она значима (+0,52 и +0,43 соответственно), хотя и существенно ниже, чем внутри группы, то для пар с U и V₂O₅ лишь приближается к значимой (+0,31 и +0,32). Действительно, петрохимическая роль глинозема в характеризующих образованиях весьма обширна: на всех ступенях минералообразующего процесса происходило формирование либо перераспределение алюмосиликатов.

Таблица 6. Фрагмент геолого-петро-геохимического разреза Ватутинского месторождения по скважине 5070 (3), глубина 965-1180 м.

№обр.	V ₂ O ₅	U	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
466	0,038	14	61,12	0,95	15,27	2,24	4,48	4,80	5,60	2,48	2,28
467	0,015	6	67,80	0,39	14,74	1,13	2,04	1,40	3,36	3,80	3,84
468	0,008	11	74,50	0,08	12,85	0,32	0,87	0,48	2,24	3,02	5,23
469	0,015	9	69,70	0,37	13,70	2,63	1,38	1,00	3,08	3,45	3,84
470	0,008	6	73,10	0,30	12,23	0,96	2,37	0,60	2,52	3,24	4,17
471	0,115	102	64,20	0,35	16,25	3,02	0,87	1,00	2,50	10,20	0,18
472	0,012	124	73,98	0,12	12,28	0,96	1,07	0,40	2,24	3,78	4,70
473	0,015	14	73,88	0,08	12,55	0,96	0,87	0,80	1,68	8,20	0,39
474	0,022	144	62,12	0,18	18,27	1,24	0,75	0,92	2,63	10,33	0,37
475	0,229	174	64,80	0,30	15,88	3,65	0,67	1,44	1,96	10,37	0,12
476	0,223	310	63,20	0,25	13,50	3,25	0,55	2,12	4,03	9,77	0,13
477	0,076	106	63,58	0,32	16,07	3,23	0,98	1,84	2,35	9,96	0,65
478	0,146	210	60,86	0,50	15,17	3,56	0,67	3,20	3,36	9,56	0,70
479	0,017	38	71,30	0,24	13,40	1,21	1,76	1,60	2,52	5,91	1,55
480	0,005	19	74,24	0,03	13,20	0,26	0,87	0,84	1,90	7,48	0,43
481	0,021	6	68,62	0,29	14,00	0,64	3,00	1,96	2,63	6,55	1,69
482	0,015	8	69,44	0,32	13,40	0,75	3,03	2,20	2,74	4,42	3,33
483	0,005	12	71,28	0,04	15,20	0,41	0,57	0,96	1,57	3,98	5,88
484	0,024	58	65,42	0,80	15,00	0,93	4,65	2,24	3,58	4,35	2,28
Коэффициенты корреляции (r)											
V ₂ O ₅	*	+0,84	-0,95	+0,13	+0,32	+0,83	-0,34	+0,27	+0,18	+0,76	-0,57
K ₂ O	-0,57	-0,53	+0,53	-0,05	-0,42	-0,54	+0,18	-0,26	-0,08	-0,86	*
Na ₂ O	+0,76	+0,69	-0,49	-0,19	+0,52	+0,58	-0,54	-0,02	-0,22	*	
CaO	+0,18	+0,17	-0,62	+0,85	+0,15	+0,34	+0,60	+0,82	*		
MgO	+0,27	+0,16	-0,71	+0,81	+0,26	+0,38	+0,57	*			
FeO	-0,34	-0,44	-0,14	+0,77	-0,06	-0,26	*				
Fe ₂ O ₃	+0,83	+0,66	-0,73	+0,35	+0,43	*					
Al ₂ O ₃	+0,32	+0,31	-0,83	+0,34	*						
TiO ₂	+0,13	+0,01	-0,56	*							
SiO ₂	-0,95	-0,58	*								
U	+0,84	*									

Примечание. Образцы разреза (в скобках указана глубина, м.): **466** (965) – гнейс биотит-клинопироксеновый. **467** (972) – мигматит биотитовый. **468** (977,5) – гранит биотитовый. **469** (1005,8) – микрогранодиорит биотитовый (дайка), диафторированный. **470** (1014) – диафторит микрогранодиорита. **471** (1015) – альбитит эгирин-рибекитовый с анкеритом по микрогранодиориту слаборудный. **472** (1018) – альбитизированный диафторит мигматита слаборудный. **473** (1021) – альбитит эгирин-рибекитовый со сфеном, феррибиотитом и анкеритом по мигматиту безрудный. **474** (1025) – альбитит эгирин-рибекитовый с анкеритом по мигматиту слаборудный. **475** (1031) – альбитит эгирин-рибекитовый со сфеном по граниту слаборудный. **476** (1034) – альбитит эгирин-рибекитовый со сфеном и анкеритом по мигматиту рудный. **477** (1060) – альбитит эгирин-хлоритовый по диафториту мигматита слаборудный. **478** (1078,7) – альбитит эгирин-рибекитовый со сфеном, анкеритом и феррибиотитом по мигматиту слаборудный. **479** (1080,5) – альбитизированный диафторит мигматита с рибекитом и анкеритом. **480** (1097,7) – альбитизированный гранит с рибекитом, феррибиотитом и гематитом. **481** (1112) – альбитизированный диафторит мигматита с рибекитом, феррибиотитом и анкеритом. **482** (1117) – мигматит биотитовый диафторированный. **483** (1172,5) – гранит биотитовый слабо диафторированный. **484** (1178,5) – мигматит биотит-гранатовый. Содержание U (г/т) определено рентгеноспектральным, остальных элементов (%) – химическим методами (Ю.А.Фомин).

Двухвалентные элементы (CaO, MgO, FeO), а также TiO₂ тесно связаны между собой: r составляет +0,57...+0,85 (везде связь значимо-положительная), причем величины r TiO₂ с остальными компонентами особенно высоки (+0,77...+0,85), что подтверждает возможность катионного замещения в темноцветных минералах по типу Fe²⁺ (Ca²⁺, Mg²⁺)→Ti⁴⁺ [3]. Но при этом по отношению к ванадию (и урану) эти элементы ведут себя по-разному. Для пар FeO-U, V₂O₅ связь отрицательна (-0,34 и -0,44 соответственно); для CaO, MgO-U, V₂O₅ и TiO₂-V₂O₅ — положительна, но незначима (+0,13...+0,27); для TiO₂-U — она практически отсутствует. Т.е. если изоморфизм V³⁺→Mg²⁺, Ti⁴⁺, Ca²⁺ можно допустить, то Fe²⁺, скорей всего, полностью связано с Ti⁴⁺.

К антагонистам уранового (и ванадиевого) процесса относятся SiO₂, K₂O и FeO. Особо следует подчеркнуть, что пара SiO₂ и K₂O максимально задействована в процессе раннего (доальбититового) кремниево-калиевого метасоматоза. Корреляционная связь между ними значимая положительная (+0,53), тогда как с большинством остальных учтенных в табл.6 компонентов (в том числе со всеми компонентами рудного процесса), значимо-отрицательная (-0,42...-0,95). Для пар этих компонентов с ураном характерны значимые устойчиво-отрицательные величины коэффициентов корреляции (-0,44...-0,58). Для трех пар (с ванадием) разброс значений r (также отрицательных) весьма широк: от близкого к значимому (-0,34) для закиси железа до предельно высокого (-0,95) для кремнезема; r K₂O-V₂O₅ имеет промежуточное значение (-0,57). Вынос этих компонентов из минералообразующей системы обусловлен разложением кварца, альбитизацией микроклина и окислением железа (Fe²⁺→Fe³⁺) в железистых минералах.

Анализ изложенного материала, таким образом, свидетельствует о генетически едином процессе накопления ванадия вместе с ураном в месторождениях альбититовой формации Кировоградского мегаблока, протекавшем в окислительных (с увеличением фугитивности кислорода) условиях щелочного (натриевого) метасоматоза. Этот процесс, судя по геологическим и физико-химическим показателям, является двухстадийным, включая более ранний и широко проявленный натриевый метасоматоз (альбитизацию) и локально наложенные железисто-продуктивные ассоциации с усилением окислительного потенциала. Температура натриевой стадии (на примере Ватутинского месторождения [24]) составляет 410-320° С, железистой стадии — 240-180° С. Если формирование богатых урановых руд связано со второй (продуктивной) стадией, то ванадий в большей степени тяготеет к первой, а именно к изоморфному вхождению в темноцветные минералы (эгирин, рибекит) и сфен.

Ванадий в зоне гипергенеза урановорудных альбититов. В условиях гипергенеза альбититовых месторождений и вмещающих их пород главные минералы-концентраторы ванадия (V-сфен, V-эгирин и др. темноцветы) практически полностью разлагаются во всех трех зонах коры выветривания. Ниже зоны дезинтеграции в трещиноватых альбититах сфен обычно частично или полностью замещается лейкоксеном, а щелочные темноцветные минералы хлоритом, гидрослюдами, монтмориллонитом. Такие ассоциации с реликтами первичных минералов могут распространяться на значительные глубины — до 200 и более м. Вообще же минералы, относимые к древней зоне гипергенеза, описаны на глубинах до 1000-3500 м [5]. Этому способствовала типичная для таких образований окислительная обстановка в допалеогеновое время. Кроме того, присутствующие в концентраторах примеси (особенно V) вполне могли играть роль катализаторов в процессах окисления и растворения этих минералов. Важно также присутствие в породах и рудах V-пирита [22], окисление которого приводило к образованию свободной серной кислоты и, следовательно, значительно ускоряло разложение пород [27].

Как отмечают И.Г. Минеева и др. [5] (для района Новокопанинского месторождения), перекрытие коры выветривания терригенно-углистыми отложениями среднего эоцена (насыщенными углефицированными растительными остатками) способствовало смене обстановки на восстановительную практически на всем профиле коры и образованию наложенных (эпигенетических) минеральных ассоциаций, включая (временное) накопление ванадия. Исходя из опыта США по ряду ураноносных провинций [1], важно

подчеркнуть, что именно присутствие в альбититах кристаллического основания примеси ванадия, а в составе осадочных отложений перекрывающего их чехла органики могло сильно усложнять (и усложнило) минеральный состав зон гипергенеза над этими месторождениями.

Неоген-четвертичный окислительный эпигенез (иногда на значительных глубинах) проявился отложением V в виде ванадинита – ванадата Pb и урано-ванадатов (совместно с фосфатами, силикатами U⁶⁺, а также гидроокислами Fe³⁺). В числе урано-ванадатов в молодых (неоген-четвертичных) зонах окисления отмечаются карнотит, тюямунит, сенжерит, франсвиллит [5]. Наиболее отчетливо такие (поздние) процессы окисления проявились (и изучены) на Мичуринском месторождении. Но распространены ванадаты уранила относительно широко, в той или иной степени они развиты на всех месторождениях, чаще всего в пустотах гипергенного выщелачивания альбититов. Образование фосфорных слюдок происходило при повышении кислотности растворов; последние, воздействуя на апатит, вовлекали фосфор для последующего осаждения урана уже в окисленной форме. При повышении щелочности растворов (pH до 7,0–8,5) вслед за фосфатами отлагались ванадаты уранила, которые, в свою очередь, замещались более поздними силикатами уранила.

Поведение ванадия в корах выветривания региона отражено также в ряде других работ [6, 16], позволяющих судить об условиях выноса и возможного накопления элемента в зонах гипергенеза урановорудного района.

Таблица 7. Содержание ванадия в коре выветривания раннепротерозойских гранитоидов Украинского щита.

№ п/п	Зоны коры выветривания	Объемный вес пород	Содержание, г/т	Содержание в ед. объема
1	Каолиновая (полной каолинизации)	1,50	84,8	1,27 (0,07)
2	Гидрослюдисто-каолиновая	1,80	148,5	2,67 (0,09)
3	Дезинтеграции (начального выщелачивания)	1,97	122,1	2,40 (0,08)
4	Материнские породы	2,60	129,0	3,36 (0,12)

Примечание. Приведенные данные (Ю.Г. Герасимов и др. [6]) представлены средними значениями по 552 пробам. В скобках приведено содержание урана (также в единице объема, г/т).

Изученная Ю.Г. Герасимовым и др. [6] кора выветривания развита по чудновобердичевским гранитам и чарнокитовым мигматитам юго-западной части Украинского щита. По возрасту она является мезозойской, по характеру процессов – остаточной, по морфологии – линейно-площадной, по минералогическому составу – каолиновой, т.е. сходна с корой выветривания, развитой в районе урановорудных альбититов. Для каолиновой и верхней части гидрослюдисто-каолиновой зон коры выветривания, как показали авторы, характерны слабокислые (pH = 6,0–6,5) окислительные условия; ниже, начиная с нижней части зоны 2, которая часто совпадает с зеркалом трещинных вод, условия являются слабо щелочными (pH = 7,5–8,0) восстановительными. Из таблицы 7 видно, что поведение ванадия, как и урана (данные в скобках) и ряда других элементов с переменной валентностью, характеризуется выносом из зоны окисления и относительным временным накоплением на восстановительном барьере в промежуточных зонах.

Эти выводы подтверждаются нашими данными [16] относительно поведения ванадия в коре выветривания, развитой по различным кристаллическим породам докембрия Тальновской площади Украинского щита, в частности гранитам и мигматитам, гнейсам и кристаллическим сланцам, габбро-амфиболитам (табл. 8).

В условиях каолиновой зоны V подвижен вне зависимости от состава субстрата (K_i = 2,4–3,6); хотя наибольшая подвижность его наблюдается при выветривании габброидов. В каолин-гидрослюдистой зоне степень подвижности V заметно снижается во всех породах, оставаясь существенной в гранито-мигматитах и габброидах (1,55–1,8), но снижаясь до слабой (1,17) в гнейсах. На фоне некоторого выноса в этой зоне отмечается

спорадическое осаждение металла в виде локальных инфильтрационных аномалий. На уровне зоны дезинтеграции особенно сильно сказывается состав материнских пород. Из дезинтегрированных гранитоидов V выносятся, так же как и из гидрослюдистой коры. В габброидах он слабо подвижен. В гнейсах и кристаллосланцах на уровне зоны дезинтеграции происходит концентрация (инфильтрационным путем) V вместе с Co и Ni.

Таблица 8. Подвижность ванадия в коре выветривания кристаллических пород докембрия Украинского щита

Зона коры выветривания	граниты, мигматиты		гнейсы, кристаллосланцы		габбро-амфиболиты	
	Kк	Ki	Kк	Ki	Kк	Ki
Каолиновая	0,71	2,42	0,28	3,0	0,36	3,6
Гидрослюдисто-каоол.	1,14	1,55	0,84	1,17	0,71	1,8
Дезинтеграции	0,95	1,57	1,14	0,77	0,71	1,34

Примечание. Kк – коэффициент концентрации или отношение среднего содержания элемента в той или иной зоне коры выветривания к среднему содержанию этого элемента в исходных кристаллических породах; Ki – коэффициент геохимической подвижности элемента относительно титана. Данные В.И. Почтаренко, Ю.А. Фомина и др. [16].

Важно отметить, что в корах выветривания гранитов и мигматитов (наиболее развитых в полях альбититовых месторождений) ванадий подвижен и выносятся из всех зон. В корах же выветривания гнейсов в зонах дезинтеграции и гидрослюдисто-каолиновой, т.е. ниже уровня грунтовых вод, возможно образование инфильтрационных аномалий ванадия.

В покровных суглинках осадочного чехла Кировоградского региона (в бассейне рек Ингулец, Южный Буг и др.) содержание V (по единичным пробам) составляет 30 г/т, т.е. близко к среднему по Украинскому щиту [14]. В третичных отложениях количество V выше (в среднем по разновидностям — 33–65 г/т); наиболее высокой концентрацией элемента (60–65 г/т) характеризуются глины — хорошие сорбенты.

В илесто-глинистой фракции донных отложений малых рек региона концентрация ванадия составляет 40–70 г/т; максимальный ее уровень (70 г/т) зафиксирован в среднем течении р. Южный Буг и р. Ингулец.

Таблица 9. Распределение ванадия в почвах Кировоградского региона.

Район, почва	Содержание (г/т) и коэффициенты накопления (в скобках) V в почвах					
1	0-9 см	9-23 см	23-41 см	41-56 см	56-86 см	исходные п.
	31 (0,7)	34 (0,8)	43 (0,9)	30 (0,7)	55 (1,2)	46
2	0-11 см	11-32 см	32-56 см	56-82 см	82-105 см	исходные п.
	44 (1,1)	39 (1,0)	47 (1,2)	39 (1,0)	34 (1,1)	40
3	0-10 см	10-25 см	25-52 см	52-65 см	-	исходные п.
	66 (1,0)	65 (1,0)	66 (1,0)	64 (1,0)	-	65

Примечание. 1 — Лесостепной ландшафтно-геохимический район, серые почвы и оподзоленные черноземы. 2 — Тот же район, черноземы. 3 — Степной ландшафтно-геохимический район, черноземы. Данные Б.Ф. Мицкевича [14].

Спецификой поведения V в серых почвах и оподзоленных черноземах лесостепного ландшафтно-геохимического района (табл. 9) является вынос его (вместе с Ni, Zr, Ba) из верхних горизонтов почв в нижние. В обычных черноземах этого района V распределен более равномерно по профилю. В черноземах степного района содержание элемента в профиле в среднем соответствует таковому в исходных породах. Для сравнения: в подзолистых почвах Полесья (в верхних горизонтах) ванадий существенно накапливается. Вместе с тем, важно отметить, что именно в черноземах степного ландшафтно-геохимического

района, где расположено большинство месторождений альбититов, концентрация ванадия самая высокая – 64-66 г/т.

В поверхностных водах (малых рек), как и в илесто-глинистой фракции донных отложений, наиболее высокое содержание ванадия установлено для Южного Буга и Ингульца (4,1-5,9 мкг/л). В условиях лесостепного ландшафтно-геохимического района подвижность V (а также Ni) в подземных водах, особенно трещинных, по сравнению с поверхностными водотоками, существенно выше (табл. 10). В условиях степного района подвижность V в подземных водах резко снижается, хотя и остается выше, чем в поверхностных водах этого же района. Анализируя табл. 5 и 6, можно согласиться с выводом Б.Ф. Мицкевича [14], что V, обладая повышенной миграционной способностью в водах, слабо (или временно Ю.Ф.) накапливается в почвах и может легко вымываться из них вследствие поверхностного смыва, но зато хорошо сорбируется глинами.

Таблица 10. Поведение V в водах Кировоградского региона.

Р-н	Характеристики	Поверхностные воды				Подземные воды	
		Юж. Буг	Синюха	Ингул	Ингулец	трещин.	четв. отл.
1	Содерж., мкг/л	5,9	1,5	1,7	4,1	-	-
	Коэф. миграции	0,08	0,02	-	-	0,69	0,15
2	Коэф. миграции	-	-	0,01	0,03	0,04	0,06

Примечание. 1 – Лесостепной ландшафтно-геохимический район. 2 – Степной ландшафтно-геохимический район. Данные Б.Ф. Мицкевича [14].

Согласно исследованиям Г. С. Коновалова и др. [11], ванадий в реках перемещается в виде взвеси (87 %) или мигрирует в истинных растворах (13 %). В частности, во взвеси и воде р. Днепр (в районе Береслава) содержание V (мкг/л) составляет 8,0 (72 %) и 3,1 (28 %) соответственно. Допуская приведенное соотношение, отметим, что в 6 водных источниках (колодцах или самоизливающихся скважинах) в районе Кировограда (северная степная зона, месторождения Севериновское и Мичуринское), как показало проведенное Н.А. Викторовой и Ю.Н. Демиховым [7], опробование, вода является в той или иной степени хлоридной (хлоридно-магниевого). Тем самым косвенно подтверждается возможность нахождения (и миграции) ванадия в водах в типичных для него соединениях с хлором (VOCl , VOCl_3). С другой стороны, из числа присутствующих в водах катионов (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^{2+}) наибольшее растворяющее воздействие на урановые минералы (вероятно, и на ванадиевые тоже) оказывает Mg^{2+} [20].

По данным А.Н. Токарева и др. [20] в подземных водах собственно урановых и железоурановых месторождений (к которым относятся месторождения Украинского щита) содержание ванадия (10^{-7} г/л), определенного как спутник урана, составляет (в среднем по большому количеству проб) 3,2 и 2,6 соответственно. Повышается это количество при растворении U-V минералов - карнотита и тюямунита, характерных именно для зон гипергенеза альбититовых месторождений. В качестве основной формы, в которой ванадий мигрирует в подземных водах авторами называется ион VO_4^{3-} . Причем, если «во влажном климате с характерными для него кислыми почвами и водами миграция ванадия затруднена», то «в сухих степях наблюдается окисление соединений ванадия до ванадатов, часть которых растворима в воде, и, следовательно, в таких районах возможна миграция его на значительные расстояния».

Характеризуя поведение ванадия в биосистемах (табл.11), важно отметить, что наиболее высоким средним содержанием V в золе древесины Украинского щита (38 г/т) обладают именно деревья степного ландшафтно-геохимического района, т.е. района урановорудных альбититов. При этом устойчивый максимум (100 г/т) установлен в золе **сосновой** древесины и коры. В золе травянистой растительности этого района ванадия меньше (28 г/т). Среднее содержание ванадия и коэффициент его концентрации, относительно клар-

ка в литосфере (по Виноградову, 1962), в растительности степного района (31 г/т и 0,34) по сравнению с лесостепным почти в 2 раза выше.

Таблица 11. Распределение ванадия в растительности Украинского щита.

Район	Травы			Деревья			Среднее		
	А	В	С	А	В	С	А	В	С*
1	15	100	0,4	16	98	0,4	16	99	0,18
2	28	88	0,4	38	75	0,6	31	84	0,34

Примечание. Параметры распределения: А — содержание в золе (г/т), В — распространенность в золе (%) и С — коэффициент биологического накопления (по Перельману, 1955), как отношение содержания элемента в золе растений к содержанию этого элемента в питающей растении почве. *Среднее относительно кларка литосферы, по Виноградову, 1962. Ландшафтно-геохимические районы: 1 — лесостепной (113 проб); 2 — степной (37 проб). Данные Б.Ф. Мицкевича [14]

Превышают эти параметры только значения по Северному Полесью (34 г/т и 0,39) и Приазовью (39 г/т и 0,43), в основном, за счет более высоких концентраций ванадия в золе трав (50-60 г/т). Если в пределах Северного Полесья в условиях повышенной обводненности ванадий (как и большинство металлов) обладает высокой подвижностью в водах и склонностью к рассеиванию, то в Приазовье приобретают особое значение автономные геохимические ландшафты прямой связи с породами фундамента. Среди последних особенно широко распространены обогащенные ванадием базиты.

Таблица 12. Ряды подвижности элементов в рыхлых отложениях центральной части Украинского щита различных уровней (профиль Тальновской площади)

Потоки рассеяния, связанные с гидросетью (илисто-глинистая фракция)															
Ag	Ni	Co	Zn	V	Cu	Cr	Mo	Mn	Pb	P	Ba	Be	Zr	Y	Ti
5.4	4.2	3.7	3.4	<u>3.2</u>	3	2.8	2.8	2.3	2.2	1.5	1.5	1.2	1.1	1	1
Почвы, А — гумусовый (и непосредственно подгумусовый) горизонт															
Ag	Co	Ni	Cu	V	Pb	Cr	Mn	Zn	P	Ba	Mo	Be	Zr	Y	Ti
6.4	4.2	3.9	3.5	<u>3.2</u>	3	2.7	2.5	2.3	1.8	1.8	1.7	1.5	1.3	1.2	1
Почвы, В — иллювиальный горизонт															
Ag	Co	Ni	Cu	V	Cr	Pb	Mn	Mo	Zn	Ba	P	Be	Y	Zr	Ti
6	3.9	3.8	3.6	<u>3.2</u>	2.6	2.6	2.6	2.4	2.1	1.8	1.7	1.6	1.3	1.3	1
Каолиновая зона коры выветривания															
Co	Mn	Ni	Ag	V	Pb	Cr	P	Mo	Ba	Zn	Cu	Y	Be	Ti	Zr
5.8	4	3.9	3.5	<u>3</u>	2.4	2.2	2.2	1.9	1.9	1.6	1.4	1.4	1.1	1	0.9
Гидрослюдисто-каолиновая зона коры выветривания															
Ag	Pb	Mn	Co	P	V	Ni	Ba	Mo	Cr	Y	Ti	Zr	Be	Zn	Cu
3	2.9	2.4	1.9	1.8	<u>1.6</u>	1.6	1.6	1.5	1.3	1.2	1	1	1	1	0.9
Зона дезинтеграции кристаллических пород															
Ag	Pb	Ba	V	P	Ni	Co	Mn	Cr	Be	Y	Ti	Mo	Zr	Cu	Zn
1.8	1.7	1.4	<u>1.3</u>	1.3	1.2	1.2	1.2	1.1	1	1	1	0.8	0.8	0.8	0.6
Кристаллические породы, содержание элементов, $n \cdot 10^{-3} \%$ в последовательности нижнего ряда															
0,001	2,65	45,0	12,4	58,6	6,6	2,8	78,6	10,8	0,18	1,5	280,4	0,14	18,2	4,45	8,4

Примечание. Цифрами показаны значения K_i — коэффициента геохимической подвижности элемента относительно титана [15]. К типу рассеяния отнесены элементы высокой подвижности ($K_i > 5$) и подвижные (5-1,5). К типу стабильных — элементы слабо подвижные (1,5-1,1), стабильные (1,1-0,9) и слабой концентрации (0,9-0,75). К типу концентрации — соответствующие элементы (0,75-0,5). Жирным шрифтом показаны элементы, относящиеся к типу рассеяния. Составлено по материалам В.И. Почтаренко, Ю.А. Фомина и др., 1985.

Представляя в обобщенном виде (табл. 12) ряды подвижности элементов, мы отдаем себе отчет в относительности использованного метода [15]. Эта относительность обусловлена как объективными факторами, в частности сложностью состава и строения

исходных пород и коры выветривания, ландшафтными условиями формирования коры, ассоциативностью и различным характером распределения элементов, так и субъективными, в том числе аналитической базой. Вместе с тем, хотим отметить два момента. Во-первых, апробация метода в пределах Тальновской площади с построением полиэлементных геохимических карт на всех уровнях, включая коренное основание, зону дезинтеграции, гидрослюдисто-каолиновую и каолиновую кору выветривания, почвенный слой (В и А-горизонты) и потоки рассеяния, продемонстрировала вполне удовлетворительные результаты (В.И. Почтаренко, Ю.А. Фомин и др., 1985). Во-вторых, Тальновская площадь характеризует центральную часть Украинского щита, близкую по геологическим и ландшафтно-геохимическим условиям к району урановых месторождений в альбититах. Т.е. приведенная схема, на наш взгляд, не потеряла актуальности и может быть использована не только при глубинных геохимических поисках различных рудных месторождений в условиях Украинского щита [16], но и при любых геохимических исследованиях, в том числе и экологических в пределах хранилищ промышленных отходов при разработке урановых месторождений.

Как отмечалось нами ранее [23], с точки зрения потенциальных источников урана и климатических, геоморфологических, гидродинамических, гидрогеохимических условий Кировоградский блок представляется весьма перспективным для поисков поверхностных молодых его концентраций. Одной из перспективных зон формирования таких концентраций названо южное обрамление района альбититовых месторождений, а именно, левобережье Южного Буга в сочетании с его левыми притоками - Синюхой, Ингулом и Ингульцом. Эта гидрогеологическая система имеет четко направленный сток от источников питания (с обилием ураноносных пород) к местам разгрузки. Она же определяет участки, где благоприятно сочетаются места разгрузки обогащенных ураном подземных вод, степень аридности климата со щелочной реакцией грунтовых вод (рН до 7,0-8,5 [7]), а также наличие в составе покровных фаций пород-осадителей и водоупорных отложений, их перекрывающих. Среди них важнейшими являются бучакские отложения, содержащие растительную органику, в сочетании с региональным водоупором — глинами киевской свиты. Причем важно, чтобы эти отложения размещались выше уровня региональных дрен.

К числу таких месторождений урана в названном районе относится Братское месторождение в аллювиальных отложениях одной из эрозионно-тектонических палеодолин левобережья р. Южный Буг. По данным В.А. Шумлянського, Е.Г. Сушук и др. [4], урановые руды здесь залегают именно в углистых песках, углистых глинах и бурых углях бучакского горизонта преимущественно на выклинивании зон пластового окисления под мощным водоупорным глинистым горизонтом киевской свиты. Уран в рудах в основном содержится в углистом (до 1,7 %) и глинистом (до 0,378 %) веществе в зоне эпигенетического восстановления (сероводородного вместе с вторичными сульфидами и сорбционного). Для нас важно подчеркнуть, что в углистых породах на выклинивании зоны пластового окисления также установлена зона аномальных концентраций (%) Со (до 0,03), Ni (до 0,1), Мо (до 0,05), Zn (до 0,3), Cu (до 0,1), Pb (до 0,03), V (до 0,02). Эта геохимическая аномалия пространственно совпадает как с ореолом сульфидов, так и с контурами урановых руд, т.е. перечисленные элементы вполне могут рассматриваться как спутники урана.

Интерес представляет соотнесение геохимической аномалии Братского месторождения урана с приведенными выше модельными рядами подвижности элементов (табл. 12). На уровне дезинтегрированных кристаллических пород элементы Братской аномалии ведут себя по-разному. Если Мо, Cu и, особенно, Zn концентрируются в этой зоне, скорее всего в виде инфильтрационных накоплений, то V, Со, Ni, а также U обнаруживают слабую подвижность, а Pb даже вполне подвижен, особенно в дезинтегрированных гранитах и мигматитах. Такая особенность свинца обусловлена изоморфным его вхождением в состав полевых шпатов ($Pb^{2+} \rightarrow Ca^{2+}, Sr^{2+}$), которые весьма активно разрушаются при выветривании. В гидрослюдисто-каолиновой зоне коры выветривания только Cu и Zn сохраняют стабильность, тогда как остальные элементы здесь вполне подвижны (самая низкая подвижность у Мо, наиболее высокая у Pb), хотя формиру-

вание временных инфильтрационных накоплений на этом уровне исключить нельзя, особенно для элементов с переменной валентностью (Mo, V, U). Из верхней, каолиновой зоны коры выветривания (т.е. выше уровня грунтовых вод) все исследуемые элементы выносятся, хотя и с разной степенью интенсивности. Слабее всего здесь подвижна Cu, сильно (максимально) подвижен Co. Подвижность V, а также Ni и U возросла в 2 и более раз. В почвах (обоих горизонтов) также все элементы ведут себя как вполне подвижные. В иллювиальном горизонте (B) выше миграционная способность Mo; в гумусовом горизонте (A) несколько повышена подвижность Co, Pb и Zn; степень подвижности V, Cu, Ni в обоих горизонтах близка. Наконец, в потоках рассеяния (в связи с водотоками) все элементы Братской аномалии характеризуются повышенной подвижностью и наиболее сближенными значениями K_i (2,2-4,2), отвечающими подвижным элементам типа рассеяния.

Таким образом, если на уровнях, близких к поверхности кристаллических пород, локальные факторы миграционной способности геохимически родственных элементов могут оказывать существенное влияние, то на удалении от источников питания вод (поверхностных и подземных) в потоках рассеяния эти факторы в значительной степени нивелируются общими свойствами самих элементов.

Выводы. 1. Рядовые содержания ванадия в рудовмещающих породах и рудах альбититовых месторождений определяются цифрами 40-300 г/т. Повышенные концентрации элемента (300-1000 и выше г/т V или 0,043-0,229 % V_2O_5), достигающие уровня промышленно значимых, характерны, в основном, для альбититов безрудных или некондиционных урановых руд (< 300 г/т U). Значительно реже высокие концентрации V встречаются в диафторитах либо в промышленных урановых рудах.

2. Генетически ванадий и уран связаны единым процессом, протекавшим в окислительных условиях щелочного (натриевого) метасоматоза. Судя по геологическим и физико-химическим показателям, этот процесс является двухстадийным, включая более ранний и широко проявленный натриевый метасоматоз (альбитизацию) и локально наложенные железисто-продуктивные ассоциации со значительным усилением окислительного потенциала. Температура натриевой стадии (на примере Ватутинского месторождения) составляет 410-320° С, железистой стадии – 240-180° С. Если формирование богатых урановых руд происходило во вторую (продуктивную) стадию, то ванадий в большей степени тяготеет к первой, а именно к изоморфному вхождению в темноцветные минералы (эгирин, рибекит, возможно и др.) и сфен. Кроме того, присутствие ванадия достоверно установлено в цирконе, гематитизированном магнетите и браннерите Ватутинского, в уранините Мичуринского и в пирите Севериновского месторождений.

3. В процессах гипергенеза, проявленных на всех месторождениях, формы ванадия меняются. В допалеогеновой коре выветривания, в силу преобладания окислительной обстановки, первичные минералы-концентраторы ванадия полностью разложились, причем именно V и другие примеси в них могли сыграть роль катализаторов в ходе окисления и растворения этих минералов. Важно присутствие V-пирита, окисление которого приводило к образованию свободной серной кислоты и значительно ускоряло разложение пород. При этом в корах выветривания гранитов и мигматитов (наиболее развитых в полях альбититов) ванадий был подвижен и выносился из всех зон. В корах же выветривания гнейсов, особенно в зонах дезинтеграции и гидрослюдисто-каолиновой, т.е. ниже уровня грунтовых вод, в восстановительных условиях возможно образование временных инфильтрационных (сорбционных) концентраций ванадия. В молодых, неоген-четвертичных зонах окисления, проникающих на большие глубины (до 1000 м и более), в присутствии U и Pb отлагались уранованадаты и ванадат свинца – ванадинит.

4. Роль перекрывающих рыхлых отложений с точки зрения геохимии ванадия разнопланова. Во-первых, перекрытие коры выветривания терригенно-углистыми отложениями среднего эоцена (бучакский горизонт), способствовало смене окислительной обстановки на восстановительную практически на всем профиле коры с вероятным образованием эпигенетических ассоциаций, включая ванадиевые. Во-вторых, сами пере-

крявающие отложения характеризуются разным содержанием V: наиболее обогащены им (в силу повышенной сорбционной способности) третичные глины (60–65 г/т). Важно отметить, что черноземы степного ландшафтно-геохимического района, где расположены месторождения альбититов, содержат такое же количество ванадия (64–66 г/т), и это самая высокая его концентрация в почвах.

5. Содержание ванадия в поверхностных водах степного и лесостепного ландшафтно-геохимических районов по имеющимся данным составляет 1,5–5,9 мкг/л. Наиболее высокая концентрация V установлена в воде и в илисто-глинистой фракции донных отложений рек Южного Буга и Ингульца — 4,1–5,9 мкг/л и 70 г/т соответственно. Подвижность V в подземных водах выше, чем в поверхностных водотоках, особенно в лесостепном районе. Т.е. обладая повышенной миграционной способностью в водах (в виде взвесей или истинных растворов), ванадий может мигрировать на значительные расстояния, но может адсорбироваться органическим веществом и гидроокислами Fe, Al, накапливаться в почвах и затем легко вымываться из них вследствие поверхностного смыва.

6. Степной ландшафтно-геохимический район характеризуется самым высоким для Украинского щита средним содержанием V в золе древесины (38 г/т). При этом устойчивый максимум (100 г/т) установлен в золе сосновой древесины и коры. В золе травянистой растительности этого района ванадия меньше (28 г/т).

7. Анализ рядов подвижности элементов в рыхлых образованиях области гипергенеза разных уровней свидетельствует о вхождении ванадия в группу элементов со сходной геохимической судьбой (V, Co, Ni, Mo, Cu, Zn, Pb), которые следует рассматривать как спутники U. Если на уровне дезинтегрированных кристаллических пород и гидрослюдисто-каолиновой зоны коры выветривания эти элементы могут сохранять стабильность или даже концентрироваться в виде временных инфильтрационных аномалий, то из верхней, каолиновой зоны коры выветривания (т.е. выше уровня грунтовых вод) все исследуемые элементы выносятся, хотя и с разной степенью интенсивности. В почвах (иллювиальном и гумусовом горизонтах) они также ведут себя как вполне подвижные, а в потоках рассеяния (в связи с водотоками) подвижность их даже повышается при наиболее сближенных значениях K_i (2,2–4,2), отвечающих подвижным элементам типа рассеяния. Иначе говоря, разрушение месторождений альбититовой формации в условиях центральной части Украинского щита вполне может сопровождаться и сопровождается формированием молодых поверхностных концентраций урана и его спутников.

1. Антипычева Е.И., Панов И.А. Условия образования и закономерности размещения урановых месторождений, связанных с нефтегазоносными структурами / Сб. материалов по геологии ряда ураноносных провинций США по данным американских исследователей/ Москва. — 1969. — 301 с.
2. Борисенко Л.Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы месторождений). — Москва: Недра, 1973. — 192 с.
3. Вальтер А.А., Хоменко В.М., Шаркин О.П., Яковлев В.М. Ванадиевый эгирин из щелочных метасоматитов Желтых Вод // Докл. АН Украины. — 1994. - №3. — С. 110–116.
4. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. Москва: Недра, 1990. — 480 с.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Отв. редакторы Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Киев: Наук. думка, 1995. — 396 с.
6. Герасимов Ю.Г., Сонкин Л.В., Завьялова Н.Н. Распределение радиоактивных и малых элементов в коре выветривания чудново-бердичевских гранитов Украинского щита. Радиоактивные элементы в горных породах. Часть I. Новосибирск, 1972. — С. 49–50.
7. Демихов Ю.Н., Фомин Ю.А. Дейтерий в природных водах центральной части Украинского щита. Геохімія та екологія. - Київ. — 2009. - Вип. 17. — С. 45–62.
8. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Москва: Мир, 1965. Т.1. — 371 с. Т.2. — 405 с. Т.3. — 317 с.
9. Евтехов В.Д., Харитонов В.Н. Моделирование миграции скандия и ванадия в связи с рибекитизацией куммингтонитсодержащих железных руд Первомайского месторождения (Криворожский бассейн) // Минерал. журн. — 1999. — 21, №1. — С. 60–65.
10. Закономерности образования и размещения урановых месторождений Украины. Отв. редактор Я.Н. Белевцев. Киев: 1968. — 763 с.

11. Коновалов Г.С., Иванова А.А., Колесникова Т.Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР. – Геохимия осадочных пород и руд. Москва: Наука, 1967.
12. Кулиш Е.А., Лебедь Н.И. Ванадий – Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. – Т. 1. Металлические полезные ископаемые. – Киев-Львов: Изд-во «Центр Европы», 2005. – С. 182-192.
13. Мельниченко Б.Ф., Синицын В.А., Коваль В.Б. Метасоматиты Желтореченского ванадий-скандиевого месторождения // Докл. АН Украины. – 1994. - №3. – С. 117-122.
14. Мішкевич Б.Ф. Геохімічні ландшафти Українського щита. – Київ: Наук. думка, 1971. – 174с.
15. Певзнер В.С. Изучение кор выветривания при крупномасштабной геологической съемке. Ленинград: Недра, 1974.
16. Почтаренко В.И., Фомин Ю.А., Войновский А.С., Боев Н.И. Временные методические рекомендации по проведению глубинных литохимических поисков (применительно к условиям Украинского щита). Киев: Изд-во МИНГЕО Украины, 1985. - 60 с.
17. Рудные месторождения СССР. Т.1. Москва: Недра, 1974. – 328 с.
18. Синицын В.А., Коваль В.Б., Мельниченко Б.Ф., Степанов В.А. Природа геохимической связи между ураном и ванадием в натриевых щелочных метасоматитах Украинского щита // Геохімія та екологія. – 2006. – Вип. 12. – С. 45-52.
19. Тарханов А.В., Кудлаев А.Р., Петрин А.В., Козырьков В.Д. Желтореченское ванадий-скандиевое месторождение // Геология рудн. месторождений. – 1991. - №6.- С. 50-56.
20. Токарев А. Н., Куцель Е. Н., Попова Т. П. и др. Радиогидрогеологический метод поисков месторождений урана. – Москва: Недра, 1975. – 255 с.
21. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита // Доп. НАН України. – 2008. - № 7. – С. 123-129.
22. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Сера в процессе эволюции урановых месторождений альбититовой формации, Кировоградский мегаблок. Пошукова та екологічна геохімія. – Київ. – 2010, № 1 (10). – С.71-81.
23. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Сушук Е. Г. Система ураноносных альбититов как потенциальный источник поверхностных месторождений урана // Доп. НАН України. – 2010. - № 2. – С. 126-131.
24. Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е. Температурные условия формирования ураноносных альбититов Украинского щита // Доп. НАН України. – 2009. - № 8. – С. 120-126.
25. Холодов В.Н. Ванадий, его геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах. – Москва: Наука, 1968. – 245 с.
26. Шнюков Е.Ф., Кулиш Е.А., Орловский Г.Н. и др. Ванадий в породах и рудах Украины. – Киев: ОМГОР, 2009. – 216 с.
27. Щербина В.В. Основы геохимии. Москва: Недра, 1972. – 296 с.

Фомін Ю.О. ПОВЕДІНКА ВАНАДІЮ В ПРОЦЕСАХ ФОРМУВАННЯ ТА РУЙНУВАННЯ РОДОВИЩ УРАНОРУДНИХ АЛЬБІТИТІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.

Вивчено розподіл ванадію і його генетичне співвідношення з ураном у родовищах урану альбітитої формації. Розглянуто поведінку ванадію в процесі руйнування цих родовищ, як основи для його накопичення у складі поверхневих концентрацій урану та супутніх елементів.

Fomin Yu. VANADIUM BEHAVIOR AT FORMATION AND DISTRACTION PROCESSES OF THE URANIUM ALBITITES DEPOSITS OF UKRAINIAN SHIELD.

The distribution of vanadium and its genetic correlation with uranium at the uranium deposits of albitites formation was investigated. The vanadium behavior at the process of these deposits distraction was considered. Proposed such process may be the base for vanadium concentration in surficial uranium and elements-satellites deposits.

**М.П.Семенюк¹, В.Г. Верховцев¹, В.І. Ніколаєнко¹, Б.О.Ніколаєнко²,
В.Д.Полянський¹, О.І. Сорокотяга¹**

¹ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

²ДНВП «Геоінформ»

РОЗЛОМНО-ТРИЩИННІ СТРУКТУРИ ЧОРНОБИЛЬСЬКОЇ ЗОНИ ВІДЧУЖЕННЯ ЯК ПОТЕНЦІЙНІ ДІЛЯНКИ АНОМАЛЬНОЇ ВЕРТИКАЛЬНОЇ І ЛАТЕРАЛЬНОЇ МІГРАЦІЇ РАДІОНУКЛІДІВ

Визначений вплив розломно-тріщинних структур на аномальну, зафіксовану комплексом досліджень, вертикальну та латеральну міграції техногенних радіонуклідів у зоні відчуження ЧАЕС. Оцінена роль тектонічно розщільнених ділянок геологічного субстрату та особливостей літології верхніх шарів осадового чохла у процесі забруднення техногенними радіонуклідами підземних й поверхневих вод.

Вступ

У регіональному плані досліджувана територія охоплює північно-східну частину Українського щита (УЩ), власне, його схили у напрямку до Прип'ятського і Дніпровсько-Донецького авлакогенів.

У геологічному розрізі Чорнобильської зони відчуження (ЧЗВ) виділяються два структурних поверхи: нижній – це утворення кристалічного фундаменту, представлені складно дислокованими, глибоко метаморфізованими кристалічними породами докембрію, які інтенсивно розблоковані різнопорядковими та різноорієнтованими розломами; і верхній – складений осадовими слабодислокованими і залягаючими моноклінально відкладами мезокайнозою та малопотужної (15-20 м) пермської системи. Загальна потужність осадової товщі у межах ЧЗВ поступово збільшується у північному і північно-східному напрямках від 100-150 м до 500-550 м.

Сучасна геологічна структура ЧЗВ формувалася протягом рифею-фанерозою у процесі багатоактного розколу Сарматського щита й становлення діагонально орієнтованого з північного заходу на південний схід Дніпровсько-Донецького та субширотного Прип'ятського авлакогенів, які стикаються на ділянці Чернігівсько-Брагинської сідловини. Зазначені орієнтування є домінантними для переважної більшості розривних структур, встановлених за комплексом геолого-геофізичних робіт та результатами геолого-структурного дешифрування матеріалів дистанційних зйомок. За багатьма ознаками такі структури у залежності від своїх сучасних кінематичних стилів розвитку можуть впливати на проникність товщі осадових порід для техногенних радіонуклідів. Безсумнівно, що першочерговий інтерес у вказаному контексті являють собою розломно-тріщинні структури, які зазнали активізації протягом неотектонічного етапу (біля 30-ти останніх млн. років) розвитку цієї території. Адже саме в межах таких диз'юнктивів порушується щільність кристалічних комплексів докембрію і породних асоціацій осадового покриву внаслідок вертикальних та горизонтальних рухів земної кори, спричинених низкою полігенних факторів. Останні пов'язані як з внутрішніми процесами у земній корі та динамікою мантийної речовини (перерозподіл підкорової речовини, базифікація глибинних шарів кори, сейсмотектонічні розрядки напружень, тощо), так і з впливом на Землю інших космічних тіл.

Вплив розломно-тріщинних структур на підвищене заглиблення техногенних радіонуклідів у різних ландшафтних таксонах, головними компонентами яких є типи ґрунтів, опосередковано ілюструється таким фактом: протягом перших післяаварійних років у типових дерново-підзолистих і супіщаних ґрунтах ЧЗВ глибина міграції радіонуклідів складала $0,6 \pm 1,2$ см і пробовідбір, відповідно, провадився сталевими кільцями висотою 5 см, а на початку 2000-х років для аналогічної процедури знадобились гільзи висотою 30 см, і це при тому, що у кінці 80-х років минулого століття радіоактивне забруднення на ділянках з

непорушеними ландшафтами в окремих шурфах, на площах з відносно низькими показниками щільності забруднення, фіксувалось на глибинах 0,5-1 м. Саме ці неспростовні факти спонукають до пошуку коректного пояснення реальної ситуації з нерівномірністю вертикальної міграції радіонуклідів, незалежної від ландшафтних умов тієї чи іншої ділянки ЧЗВ.

Результати та їх обговорення

Диференційовані неотектонічні рухи та розломно-тріщинні структури ЧЗВ. Протягом неотектонічного етапу сумарні вертикальні рухи земної кори в межах ЧЗВ становили 100-150 м [1], у тому числі за четвертинний період 10-40 м (рис. 1).

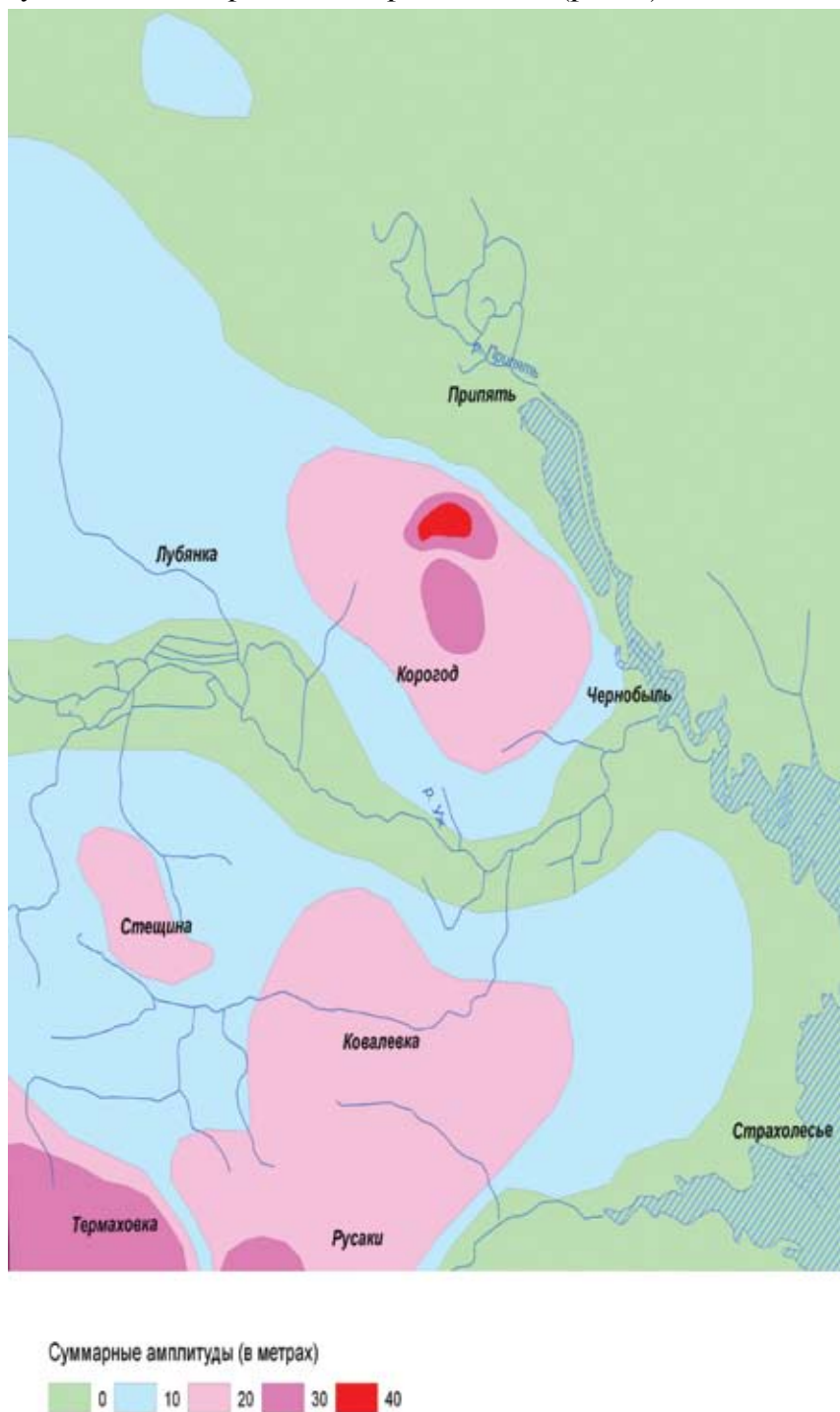


Рис. 1. Карта сумарних амплітуд четвертинних вертикальних рухів земної кори ЧЗВ та прилеглих територій. Склад В.Г. Верховцев.

Протягом середньочетвертинного-голоценового часу сумарні амплітуди вертикальних рухів земної кори ЧЗВ та прилеглих територій становили 10-20 м (рис. 2).

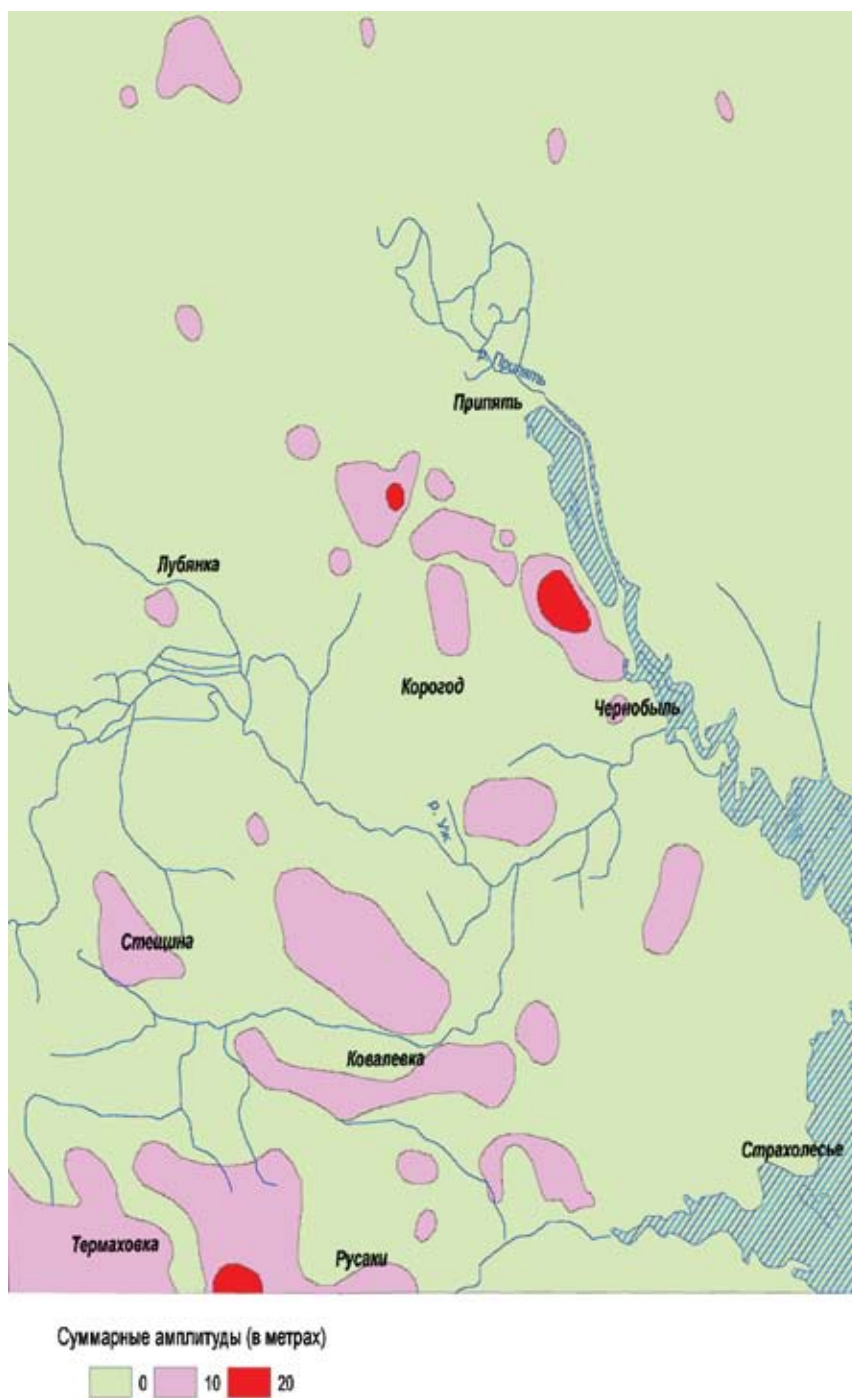


Рис. 2. Карта сумарних амплітуд середньочетвертинних-голоценових вертикальних рухів земної кори ЧЗВ та прилеглих територій. Склав В.Г. Верховцев.

Реалізувались ці здійснення через диференційовані рухи різновеликих блокових структур кристалічного фундаменту, обмежених різноорієнтованими та різнопорядковими системами розломно-тріщинних структур, як успадкованих з більш давніх епох, так і таких, які виникли саме на неотектонічному етапі розвитку.

Проявлені у сучасній орогідрографії диз'юнктиви виражені, з однієї сторони гребнями вододілів і уступами рельєфу, а з іншої – аномальною концентрацією у вузькій лінійно орієнтованій смужі спрямлених ділянок річкових долин та русел. Розломи, виражені уступами рельєфу, скоріше всього, за своєю кінематикою ідентифікуються з підкидами, а ті, що трасуються за аномальними сгушеннями спрямлених водотоків – зі скидами, розтягами чи скидо-здвидами. Амплітуди диференційованих вертикальних рухів по неотектонічним розривним порушенням можна опосередковано визначати за висотою уступів сучасного рельєфу, що виникли завдяки цим рухам. У більшості випадків висота уступів не перевищує 15-20 м, зрідка досягаючи 35-40 м. Беручи до уваги те, що вододіли в межах ЧЗВ, за рідкісним виключенням, покриті чохлам льодовикових відкладів, зафіксовані у рельєфі уступи можуть характеризувати переважно амплітуди рухів післяльодовикового часу.

Очевидно, що розломно-тріщинні структури, виражені орогідрографічними елементами сучасного рельєфу, неповною мірою визначають ступінь розчленування цієї території на блоки й, відповідно, проникність земної кори. Існує чисельна група розривних порушень, яка не фіксується в орогідрографії через слабконтрастність рухів сусідніх блоків по них, і їх ідентифікація можлива тільки завдяки ландшафтно-геоморфологічному дешифруванню матеріалів аерокосмічних зйомок земної поверхні. Таким чином, за сукупністю ознак прояву в орогідрографії та структурі ландшафту ЧЗВ, визначені чисельні розривні прямолінійні дислокації, згруповані в ортогональному (північ - південь і захід - схід) й діагональному (північний захід - південний схід та північний схід - південний захід) напрямках, які утворюють системи-концентрації розривів одного напрямку (рис.3).

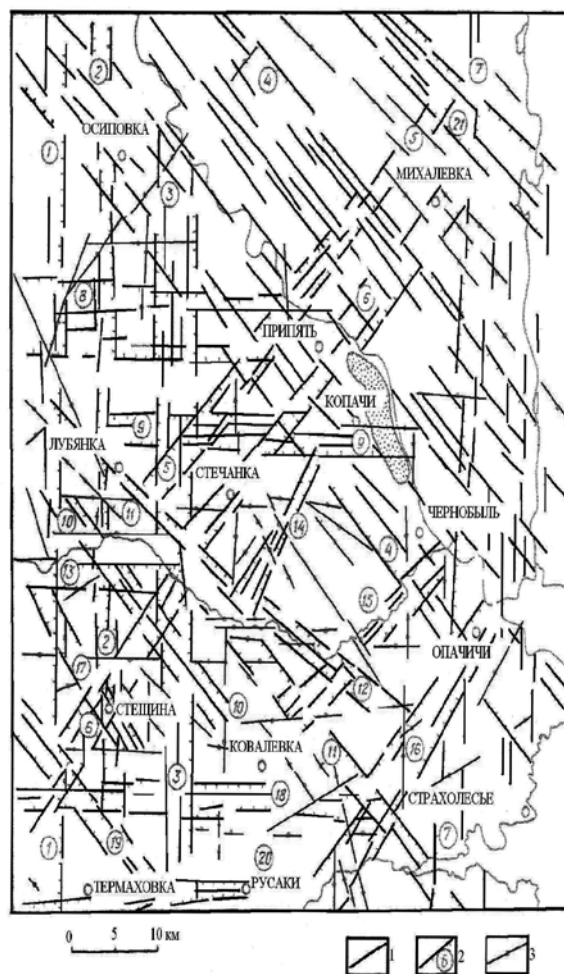


Рис. 3. Карта активних на новітньому етапі розвитку лінійних геоструктур ЧЗВ та прилеглих територій. Склад В.Г. Верховцев. Умовні позначення: 1 – лінеamenti, що групуються у зони; 2 – лінеamenti, що обмежують лінеаментні зони (каркасні лінеamenti); 3 – одиночні лінеamenti.

Виявлена низка лінеаментних зон різних порядків, параметрів та азимутів простягань наведена у таблиці 1.

Неотектонічні розломи групуються за декількома основними напрямками. Найбільш чітко виражені широтні (80-900 і 270-2800), меридіональні (360-00), північно-східні (40-600) і північно-західні (290-3300). Розломи цих орієнтувань складають біля 75% всіх розривних порушень. Цей показник має високий рівень кореляції (0,96) з відповідними орієнтуваннями докембрійських розломів, встановлених за результатами геофізичних зйомок та свердловальних робіт, що свідчить про тривалий успадкований розвиток багатьох розривних структур.

Таблиця 1. Основні відомості про лінеаментні зони ЧЗВ та прилеглих територій

№ на рисунок/ ранг	Аз°	Д/Ш, км	К/Д ₁ -Д ₂ , км	К _{ер.} /К _{вод.}	Співпадання з розломами	Морфо- тип	Мінерагенічна спеціалізація
<i>Лінеаментні зони домінуючої системи 0 ± 90° ± 5°</i>							
1/1	0-2	103* ² / 3-5,5	28 / 3 – 25	40 / 23	++	С	–
2/2	0-1	74* ¹ / 0,8-2,5	34 / 1,5-10	22 / 16	++	С-3	–
3/2	0	63 / 2,8-4,5	22 / 1,5-22	25 / 16	++	С	ПВ
7/1	0-1	103* ² / 12-17	70 / 2-39	63 / 40	+	С	Мо, Cu, W, Sn, ПВ
8/1	89-90	40* ¹ / 5-6	21 / 1-30	12 / 20	–	П	ПВ
9/2	90	33 / 2,2-3,5	17 / 2,5-16	7 / 17	–	П	ПВ
13/2	90-91	25* ¹ / 2,1-2,5	9 / 2-12	6 / 11	+	П	ПВ
18/2	90-91	44 / 1,5-2	21 / 1-10,5	8 / 15	–	П	–
20/2	85-87	35 / 0,7-1,3	13 / 2-14	5 / 10	–	П	–
23/1	90	65 / 3,5- 5	32 / 1,5-22	14 / 23	+	П	ПВ
<i>Лінеаментні зони домінуючої системи 40-45° ± 310-315°</i>							
5/2	40	45 / 2-3	24 / 1,5-15	15 / 14	+	3	ПВ
6/1	40	80* ¹ / 2-3,5	31 / 1,5-10	16 / 17	++	3	ПВ
15/2	45-50	22 / 2,5- 4	16 / 1,5-7	7 / 9	+	П-3	ПВ
16/1	40-43	62* ¹ / 3- 5,5	32 / 2-21	18 / 15	++	3	Мо, Cu, Fe, Ti, Au, W, Sn
4/1	310-315	100* ² / 19-20	90 / 1-16	45 / 54	+	П-3	Мо, Cu, Fe, Ti, ПВ
10/2	315	26 / 2,5	13 / 1,5-12	7 / 7	–	3	–
П/1	310-315	80* ¹ / 2,0-3,7	31 / 2-10	18 / 15	+	3	Мо, Cu, Au, W, Sn, ПВ
17/2	314-320	33* ¹ / 2-2,7	11 / 2-13	9 / 8	+	3	ПВ
19/1	310	60* ¹ / 2,5-3	25 / 2-15	15 / 13	–	3	ПВ
21/1	310-312	50* ² / 4-5,5	21 / 1,5-13	13 / 12	+	3	ПВ
22/2	310-312	38* ² / 2-3	17 / 2-9	12 / 8	–	С- 3	–
<i>Лінеаментні зони пригніченої системи 30-35° ± 300-305°</i>							
14/2	33-35	15 / 1,2-2,7	8 / 1-6	4 / 5	–	3	–
12/2	300-302	19 / 2	10 / 1,5 – 8	5 / 7	–	3	ПВ

Аз⁰ – генеральний напрямок простягання (в градусах); Д – довжина; Ш – ширина лінеаментних зон; К – кількість елементарних лінеаментів, що входять до складу лінеаментних зон; Д₁ – мінімальна; Д₂ – максимальна довжина цих лінеаментів; К_{ер.} – кількість ерозійних; К_{вод.} – кількість вододільних ландшафтних індикаторів лінеаментів; х¹ – лінеаментна зона виходить за межі досліджуваного району в одному напрямку; х² – те ж в обох напрямках; ++ – повне (чітке), + – фрагментарне відображення зони в показниках, що аналізуються; С – скид; з – здвиг; П – підкид, ПВ – підземні води тріщинного типу.

Перетини систем різних напрямків утворюють вузли, які виступають у якості потенційних ділянок підвищеної міграції радіонуклідів у водних розчинах. Такі вузли

встановлені у районах м. Прип'ять, селищ Бенівка, Бураківка, Стара Красниця, Стечанка, Чистогалівка, Новосілки, Плютовище, Опачичі та ін.

Додаткову інформацію стосовно активізації у кайнозої тієї чи іншої розломної структури нами було отримано за результатами аналізу змін потужностей і фацій відкладів київської світи еоцену. За цими критеріями прослідкована меридіональна зона, яка простягається від с. Бенівка на півночі до с. Карпилівка на півдні; в аналогічний спосіб простежені також три широтні зони довжиною 20-40 км, розташовані на віддалі 5-6 км одна від іншої у центральній частині ЧЗВ на межиріччі Ужа і Прип'яті. Діагональна система утворена трьома зонами розломів північно-східного простягання й двома зонами північно-західного простягання. Перші розташовані на віддалі 11-17 км одна від іншої, другі – 10-12 км. Вірогідно існує й третя зона північно-західного простягання, яка просторова тяжіє до долини р. Прип'ять і з якою пов'язані зміни фацій й потужностей відкладів київської світи, а саме зменшення потужності мергелів у північно-східному напрямку від долини р. Прип'ять до їх повного заміщення піщано-глинистими відкладами (алеврити, піски).

Сучасна активізація розломно-тріщинних зон вивчалась із застосуванням деяких структурно-геодинамічних та геохімічних методів (еманаційна зйомка СДГК-3 і газова зйомка по CO_2 , а також літо-геохімічне опробування осадових порід в розломно-тріщинних зонах на наявність у них різних форм ртуті).

Еманаційна зйомка виконана із застосуванням еманометра «Радон» з реєстрацією радіоактивних газів за сцинтиляційним ефектом від α -випромінювання радону й торону. Концентрації радіоактивних газів і CO_2 визначались одночасно з однієї і тієї ж проби підгрунтового повітря, для чого еманометр й прилад для вимірювання CO_2 підключались паралельно у циркуляційну систему за допомогою трубчатих трійників.

Дослідження, виконані за 5 профілями різної протяжності, показали наявність ділянок із низкою контрастних аномалій радону (при фонових 34-52 Бк/м³ на аномальних ділянках ці значення сягали 85-116 Бк/м³) і несуттєвим зростанням CO_2 . Якщо аномалії радону підтверджують сучасну проникність різноорієнтованих розломно-тріщинних структур та вузлів їх перетину, то незначне зростання CO_2 може бути зумовленим протіканням ранньої стадії вуглефікації органічної складової у підстиляючій буцацькій світі палеоцену.

Як зазначалось вище, активність або проникність розломно-тріщинних структур вивчалась також аналітичними дослідженнями валового вмісту ртуті, сорбованої на різних мінералах, та її накладених складових, пов'язаних з фізичною адсорбцією (визначалась з продуванням) й хемосорбцією (виявлялась шляхом озонування проб). Опробування проводилось за профілями вхрест простягання лінеаментів з кроком 150-200 м. Задля уникнення впливу техногенного забруднення проб радіонуклідами відбір виконувався з шурфів глибиною 50-60 см з обов'язковим дозиметричним контролем радіоактивності.

Оцінюючи загалом результативність цих аналізів, варто зазначити, що накладених аномалій ртуті, пов'язаних з фізичною адсорбцією (визначених методом продування) в межах опробованої території немає. Є тільки сліди $[(0,1-0,3) \times 10^{-7}\%]$, які дозволяють припускати незначну тектонічну активність структур на сучасному етапі. Поряд з цим, часто не співпадаючі аномалії валової ртуті (з нижніми обмеженнями $8 \times 10^{-7}\%$) з аномаліями накладеної ртуті (значення $30 \times 10^{-10}\%$), визначених озонуванням проб (хемосорбція), свідчать на користь інтенсивної дегазації по розломно-тріщинним структурам, яка відбувалась вже після накопичення осадових відкладів за умов активних тектонічних рухів.

Таким чином, можна констатувати, що опробовані розломно-тріщинні структури протягом антропогенного періоду являли собою активні геодинамічні системи, які впливали на процес осадонакопичення, формування геолого-геоморфологічних компонентів ландшафтів і на функціонування гідралічних зв'язків між різнорівневими водоносними горизонтами.

Виконаний аналіз свідчить також про відносно близькі показники активності розломно-тріщинних структур протягом антропогену за дещо більш значної активності

тих структур, які простежені південніше центральної частини 30-км зони в межах терас рік Прип'ять та Уж.

Складна будова розломно-тріщинних структур спонукала до вивчення такого показника, як сумарна протяжність їх складових лінійних елементів на одиницю площі ($\text{км}/\text{км}^2$) із наступним дослідженням впливу аномальних у цьому відношенні ділянок на заглиблення радіонукліду ^{137}Cs (результати цих досліджень наводяться у таблиці 2).

Таблиця 2. Забрудненість приповерхневого шару антропогенових відкладів цезієм-137 у залежності від ступеню прояву розломно-тріщинних структур

Забрудненість території ($\text{Кі}/\text{км}^2$)	Геоморфологічна позиція ділянки	Порода	Щільність тріщин ($\text{км}/\text{км}^2$)	Максимальне визначене заглиблення ^{137}Cs у шурфі	γ -активність ($n \times 10^{-11} \text{ Кі}/\text{кг}$)
15	Заплава р. Прип'ять	пісок	3,0-3,5	90 см	$^{137}\text{Cs}=7,9$
40	Висока рівнина	пісок	3,5-4,0	105 см	$^{137}\text{Cs}=42$
500	Висока рівнина	пісок	4,0	125 см	$^{137}\text{Cs}=12$

Вплив розривної тектоніки на особливості міграції радіонуклідів у підземних водах.

З метою дослідження впливу розривної тектоніки на міграцію радіонуклідів у підземних водах виконана автоматизована обробка рядів даних з вмісту радіонуклідів у пробах підземних вод з гідросвердловин режимної мережі, розгорнутої у 5-км зоні ЧАЕС і розташованої в межах заплавної й першої надзаплавної терас р. Прип'ять. Сама долина Прип'яті коритоподібної форми, з шириною правобережних заплавної і надзаплавної терас ~ 6 -8 км. Фрагмент русла ріки у межах водойми-охолоджувача ЧАЕС відчленований від природної руслової системи Прип'яті глухою дамбою, а натомість в обхід водойми-охолоджувача зі сходу споруджений канал-русло довжиною біля 11,5 км для пропуску річкового стоку. Канал-русло проходить у 40-350 м від зовнішнього підніжжя дамби обвалування водойми-охолоджувача. Вздовж підніжжя дамби створений обвідний канал. Водойма-охолоджувач, русло-канал і обвідний канал розміщуються на заплавної терасі р. Прип'ять.

Заплава складена сучасними алювіальними пісками, переважно дрібно- і середньозернистими з включеннями гравію, гальки та прошарків супісків і суглинків. Загальна потужність алювіальних відкладів заплавної тераси сягає 20 м. Водопровідність цього водоносного горизонту (КМ)= $430 \text{ м}^2/\text{добу}$.

Відклади першої надзаплавної тераси представлені верхньо- і середньоантропогеновими алювіальними дрібнозернистими пісками, місцями пілуватими, глинистими й заторфованими, з прошарками супісків і суглинків. У нижній частині розрізу цієї тераси є шар середньозернистих пісків середньоантропогенового віку потужністю від 7 до 14 м [2]. Сумарна потужність верхньоантропогенових і середньоантропогенових відкладів становить 24-36 м, $\text{КМ}=180 \text{ м}^2/\text{добу}$. У підшві антропогенових алювіальних відкладів залягають верхньопалеогенові мергелісті глини, які вгору по розрізу переходять у глинисті мергелі з окремими лінзами піску (київський мергель). Потужність цих глин від 6 до 12 м. Антропогенові алювіальні піски обводнені і утворюють горизонт ґрунтових вод (перший від поверхні водоносний горизонт). Потужність цього горизонту на заплаві коливається від 13 до 20 м і від 26 до 32 м – у межах першої надзаплавної тераси. Водоносний горизонт безнапірний. Глибина залягання його рівня коливається від 0,4 до 6-8 м, при тому, що живиться він, головним чином, за рахунок атмосферних опадів, а дренається руслом р. Прип'ять. Сезонні коливання рівня ґрунтових вод – у межах 1,5 м. Цей водоносний горизонт відкритий з поверхні, внаслідок чого зазнає забруднення різного походження.

При зазначеній вище відкритості цього водоносного горизонту ізотопним датуванням віку підземних вод на основі методу «третій-гелій-3» встановлено [3], що у досліджених 15 пробах води, взятих з інтервалу 1-27 м нижче рівня ґрунтових вод (РГВ), у діапазоні глибин від 1,3 до 2,1 м нижче РГВ, вік води оцінюється у $(3,3-6,4) \pm 1$ рік від моменту надходження у водоносний горизонт. У інтервалі 4,7-5,6 м нижче РГВ він складає

(6,2-10,6) \pm 1,5 року. На глибині 15,7 м нижче РГВ оцінюється вже у $33,7 \pm 1,5$ року і на 27 м нижче РГВ знаходиться вода з віком $55,5 \pm 5$ років. Таким чином, можна вважати, що перший від поверхні водоносний горизонт поки що не являє собою істотної загрози в якості джерела надходження техногенних радіонуклідів у поверхневі води навіть на ділянках з аномально високими фільтраційними показниками, викликаними розломно-тріщинною тектонікою.

Мергелі кийвської світи підстеляються відкладами бучацької світи, представленої горизонтом дрібнозернистих пісків, місцями глинистих, простежених на глибинах 50-70 м; цей горизонт підстеляється 5-метровим шаром щільної пластичної глини, нижче якої залягають дрібнозернисті піски пілуваті, глинисті канівської світи, підосва яких знаходиться на глибинах 80-85 м.

Бучацько-канівський водоносний горизонт широко використовується для господарсько-питного водозабезпечення ЧАЕС і функціонуючих структурних підрозділів різного підпорядкування у м. Прип'ять. Водоносний горизонт є напірним; висоту напору над покрівлею досягає 55 м; глибина установлених рівнів підземних вод від 0,4 до 17 м; $KM = 70-180 \text{ м}^2/\text{добу}$.

Нижче палеогенових відкладів залягають відносно водотривкі мергельно-крейдяні породи сантон-туронського ярусу верхньої крейди потужністю 56-85 м, під якими знаходиться сеноман-нижньокрейдний водоносний горизонт, представлений, дрібно-середньозернистими пісками з прошарками пісковиків і мергелів загальною потужністю 25-30 м. Глибина залягання цього горизонту 150-220 м, а висота напору над покрівлею досягає 150-189 м, $KM = 35,8 \text{ м}^2/\text{добу}$. Води сеноман-нижньокрейдного горизонту використовуються для господарсько-питного забезпечення м. Чорнобиль та селища Зелений Мис.

Нижче сеноман-нижньокрейдного водоносного горизонту залягають теригенні мезозойські і малопотужні палеозойські відклади (пермська система), підосва яких знаходиться на глибинах 450-550 м. Підстеляються вони корою звітрювання докембрійських кристалічних порід.

Варто зазначити, що охарактеризовані вище водоносні горизонти і комплекси гідралічно тісно пов'язані. Загалом рух підземних вод спрямований у бік р. Прип'ять, яка виконує функцію регіональної дрени. Водообмін між водоносними горизонтами відбувається через розділюючі слабопроникні відклади, по ослабленим зонам, приуроченим до розривних порушень і значною мірою залежить від співвідношень рівнів й напорів у них. На ділянках з непорушеним (слабопорушеним) режимом фільтрації перетікання відбувається знизу вгору. В контурах дії гідрогеологічних депресій, сформованих внаслідок тривалої експлуатації Янівського та Новошепелицького водозаборів, – зверху вниз.

Регулярні визначення вмісту радіонуклідів у підземних водах, започатковані з березня 1987 р., дозволили на основі отриманих рядів спостережень по багатьом свердловинам застосувати для вивчення змін вмісту радіонуклідів один з методів математичної статистики – тренд-гармонійний аналіз.

У якості головного об'єкту досліджень впливу розривної тектоніки на міграцію радіонуклідів був обраний антропогеновий водоносний комплекс, як найбільш забезпечений пробуреними спостережними свердловинами. Для порівняння інтенсивності змін вмісту радіонуклідів в підземних водах антропогенового водоносного горизонту в межах ділянок впливу розривних порушень і поза ними був використаний один із параметрів тренд-гармонійного аналізу – коефіцієнт «В», який характеризує кут нахилу тренду графіків змін вмісту ^{90}Sr та ^{137}Cs у підземних водах. Чим більше абсолютне значення цього коефіцієнта, тим інтенсивніше відбувається зміна вмісту радіонуклідів у підземних водах. Для співставлення використовувались пари свердловин, розташованих на ділянках впливу розривних порушень й поза ними і, в той же час, віддалених одна від другої на незначну відстань задля дотримання однаковості інших умов, які могли впливати на швидкість змін вмісту радіонуклідів у підземних водах. Інформація стосовно просторової позиції того чи іншого розривного порушення базувалась на даних дешифрування космо- та аерознімків земної поверхні.

Висновки

Вирахувані дійсні швидкості міграції ^{90}Sr показують, що у першому від поверхні водоносному горизонті вони у 5-7 разів вищі в межах впливу розривних порушень у порівнянні з прилеглою територією. Це підтверджує вже відомі у інших регіонах України ще з початку 70-х років минулого століття результати досліджень впливу неотектонічно активізованих розривних порушень на зміну фізико-механічних властивостей як кристалічних, так і осадових порід й формування у смугах впливу цих порушень зон з аномально підвищеною вертикальною і горизонтальною проникністю.

В межах ЧЗВ такі зони прослідковуються по усьому розрізу осадових відкладів, включно з водотривкими горизонтами, від денної поверхні до порід кристалічного фундаменту. Саме ігноруванням цієї обставини пояснюється попередній вельми оптимістичний прогноз проникнення радіонуклідів у бучацький й сеноманський водоносні горизонти, за яким при самих несприятливих гідрогеологічних параметрах (мала потужність водоупорів, високі коефіцієнти фільтрації тощо) радіоактивне забруднення мусило досягнути бучацького водоносного горизонту в районах Янівського і Новошепелицького водозаборів не раніше 2,5 років після аварії на ЧАЕС. Насправді ж, за фактичними даними свердловин, пробурених на бучацький водоносний горизонт (св. №№ 9, 16, 24), вже через рік після аварії вміст ^{137}Cs у воді цього горизонту складав від 2×10^{-11} до $2,1 \times 10^{-10}$ кюрі/л, а ^{90}Sr від 1×10^{-12} до 4×10^{-12} кюрі/л.

Оскільки результати досліджень показали, що в межах зон впливу розривних порушень інтенсивність змін вмісту радіонуклідів у 5-7 разів вища, ніж це спостерігається поза зонами, то можна припустити, що й швидкості вертикальної фільтрації у межах зон у стільки ж разів вищі. Беручи до уваги таке припущення, можна вважати, що результати отриманих аналізів вмісту радіонуклідів не будуть протирічити прогнозованому терміну досягнення забруднення алювіального і бучацько-канівського водоносних горизонтів, обрахованому з поправкою на вплив розривних порушень, хоча наявність техногенних радіонуклідів у сеноманському водоносному горизонті дає підставу оцінювати реальні швидкості вертикальної фільтрації у межах зон впливу розривних порушень дещо більшими від наведених вище.

Підсумовуючи результати виконаних досліджень впливу розривних порушень на зміни вмісту техногенних радіонуклідів у антропогеновому і залягаючих нижче водоносних горизонтах, можна констатувати, що ці зони є основними каналами як горизонтальної, так і вертикальної міграції техногенних радіонуклідів та забруднювачів іншого походження у геологічному середовищі ЧЗВ.

1. Соколовский И.Л., Волков Н.Г. Методика поэтапного изучения неотектоники.- Киев: Наук. думка, 1965. – 178 с.
2. Бухарев В.П., Семенюк М.П., Шабалин Б.Г. та ін. Літоморфні фактори фільтрації з водойми-охолоджувача Чорнобильської АЕС у зв'язку з припиненням її експлуатації. – Зб. наук. праць ІГНС НАН та МНС України. Вип.3/4. – К., 2001. – С. 164-172.
3. Бугай Д.А., Фуррэ Э., Жан-Баптист П. и др. Оценка водообмена подземных вод в ближней зоне ЧАЭС на основе данных изотопного датирования и гидрогеологического моделирования // Геол. журн. – 2010. – №4. – С. 119-124.

Семенюк Н.П., Верховцев В.Г., Николаенко В.И., Николаенко Б.А., Полянский В.Д., Сорокотяга О.И. РАЗЛОМНО-ТРЕЩИННЫЕ СТРУКТУРЫ ЧЕРНОБЫЛЬСКОЙ ЗОНЫ ОТЧУЖДЕНИЯ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ УЧАСТКИ АНОМАЛЬНОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ И ЛАТЕРАЛЬНОЙ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ

Определено влияние разломно-трещинных структур на аномальную, зафиксированную комплексом исследований, вертикальную и латеральную миграцию техногенных радионуклидов в зоне отчуждения ЧАЭС. Оценена роль тектонически разуплотненных участков геологического субстрата и особенностей литологии верхних слоев осадочного чехла в процессе загрязнения техногенными радионуклидами подземных и поверхностных вод.

Semeniuk M.P., Verkhovtsev V.G., Nikolaenko V.I., Nikolaenko B.A., Polianskyi V.D., Sorokotiaga O.I. FAULT AND SPLIT STRUCTURES OF THE CHORNOBYL EXCLUSION ZONE AS POTENTIAL AREAS OF ANOMALOUS VERTICAL AND LATERAL RADIONUCLIDE MIGRATION

The impact of fault and split structures on the anomalous vertical and lateral migration of technogenic radionuclides in the Chornobyl Exclusion zone is determined. The role of tectonic areas with lower density of geological substratum and lithological features of upper layer of sedimentary strata in the process of surface and ground water technogenic radionuclides contamination is estimated.

В.Г. Швайко¹, Г.В. Лисиченко¹, В.Г. Верховцев¹, Н.А. Білокопитова²

¹Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», м. Київ

²Дніпропетровське відділення Укр ДГРІ

ВИКОРИСТАННЯ ГЕОІНФОРМАЦІЙНИХ ТЕХНОЛОГІЙ ДЛЯ ВИВЧЕННЯ ТЕХНОГЕННО-ЕКОЛОГІЧНОГО ВПЛИВУ НА ВОДНЕ СЕРЕДОВИЩЕ ХВОСТОСХОВИЩ УРАНОВОГО ВИРОБНИЦТВА НА БАЗІ КОЛИШНЬОГО ПРИДНІПРОВСЬКОГО ХІМІЧНОГО ЗАВОДУ

Описаний досвід використання ГІС-технологій для оцінки стану підземних вод в районі хвостосховищ уранового виробництва та впливу їх на забруднення притоки Дніпра р. Коноплянки та самого Дніпра, зокрема підготовлені необхідні вхідні дані та проведено моделювання перетоку підземних вод, створена цифрова модель місцевості, проведена GPS-зйомка при вимірювання показників на свердловинах, визначений можливий вплив виявлених активних на новітньому етапі розвитку лінійних структур на безпеку хвостосховищ та передбачені на основі неотектонічних даних місця активного поглинання забруднених поверхневих вод.

Вступ.

Досліджувана територія є одним з найстаріших геолого-промислових районів з високорозвиненою гірничодобувною, металургійною і хімічною промисловістю. В її межах знаходяться хвостосховища Придніпровського хімічного заводу (ПХЗ) – Дніпровське, Західне, Центральний Яр і Південно-Східне, а також шламовідстійники, шламонакопичувачі та відвали Дніпродзержинського коксохімічного заводу (ДКХЗ), золонакопичувач і відвали Дніпровського металургійного комбінату (ДМК). На сьогодні на базі ПХЗ діють виробництва продукції цирконію-гафнію (випуск металевого цирконію, лігатур і сплавів, хімічних сполук на основі гафнію), іонно-обмінних матеріалів для адсорбційного вилучення з пульпи і розчинів урану, молібдену, вольфраму, галію, а також технологій очищення води для промислових потреб. На решті території розташовані як підприємства, так і житлові масиви.

Такий промисловий комплекс визначає значний вплив антропогенного фактора на навколишнє середовище, що виявляється в забрудненні високотоксичними відходами, зміні природних умов та ін. Одним з найбільш небезпечних екологічних наслідків техногенної діяльності людини є забруднення токсичними з'єднаннями підземних водоносних горизонтів і гірських виробок.

Вищевказаним і визначалася необхідність проведення спеціальних досліджень для визначення зон підвищеного взаємозв'язку підземних та поверхневих вод на території хвостосховищ.

Головною метою таких досліджень є визначення швидкості розповсюдження радіонуклідів з сховищ хвостів уранового виробництва до заплави р. Коноплянки.

Одним з найбільш ефективних методів досягнення поставленої мети є моделювання перетоку підземних вод.

Моделювання перетоку підземних вод.

Вхідними даними для такої моделі є опис характеристик території, властивостей геологічного середовища, рівень підземних вод в свердловинах, визначення абсолютної висоти гирл цих свердловин. На основі цих вхідних даних, а також на основі цифрової моделі території було проведено моделювання перетоку підземних вод з використанням евристичної моделі, створеної геологами Дніпропетровського відділення Українського Державного геологорозвідувального інституту (ДВ УкрДГРІ).

Реалізація завдання вимагала комплексного використання ГІС-технологій.

Нами задіяні майже всі елементи обробки геоінформаційних даних, від GPS-зйомки та обробки даних ДЗЗ до створення 3D моделі рельєфу і рівня підземних вод для інтерпретації процесу моделювання та побудови макетів карт для роздрукування.

Нижче приведено опис всіх використаних на кожному етапі проведення робіт елементів ГС-технологій.

Створення цифрової моделі місцевості.

Цифрова модель місцевості, побудована для території хвостосховищ ПХЗ (рис. 1), включає в себе такі шари:

- шар горизонталей, створений шляхом оцифровки сканованих топокарт масштабу 1:25 000;
- шар водних об'єктів, поновлений по одержаному в липні 2009 року космознімку GEO Eye-1;
- шар меж хвостосховищ, які також були поновлені з використанням космознімку GEO Eye-1;
- область моделювання;
- космознімок GEO Eye-1, який виконує роль фотоплану території; знімок має високу роздільну здатність (50 см), орторектифікований (виконане трансформування знімку з врахуванням рельєфу).

Проведення GPS-зйомки при вимірюванні показників на свердловинах.

На ряді характерних свердловин були зроблені вимірювання глибини ґрунтових вод та абсолютного рівня гирла свердловини.

В результаті такого вимірювання одержано картографічний шар свердловин, табличні дані якого є вхідними для моделювання перетоку.

Підготовка вхідних даних для моделювання.

При моделюванні фільтраційних процесів на території хвостосховищ ПХЗ було використано програмну систему MIF, яка розроблена в лабораторії гідрогеологічних досліджень ДВ УкрДГРІ і в останні роки удосконалена. Система MIF призначена для чисельного рішення диференційних рівнянь, які відображують процеси планово-просторової фільтрації і масопереносу в неоднорідній шаруватій товщі з урахуванням: взаємозв'язку підземних і поверхневих вод; переходу напірного режиму фільтрації в безнапірний і навпаки; перетоку через розподіляючі шари в покрівлі й підшві водоносного шару; інфільтраційного живлення за рахунок атмосферних опадів і техногенних втрат; анізотропних особливостей порід; випаровування в залежності від глибини залягання ґрунтових вод; фільтраційних властивостей тектонічних порушень.

Вхідними для моделювання були приведені в табл. 1 підготовлені масиви даних:

Таблиця 1. Масиви вхідної інформації для моделювання

№№ п/п	Масиви вхідної інформації	№№ п/п	Масиви вхідної інформації
1	Геометрія області моделювання	13	Інфільтрація техногенна
2	Границі I і 3-го роду	14	Абсолютна відмітка поверхні землі
3-5	Границі 3-го роду на зовнішніх контурах водоносних горизонтів (задаються абсолютні відмітки рівнів, підшви водоносних горизонтів і водопровідність водоносних горизонтів)	15	Початковий рівень підземних вод
6	Водопровідність	16	Коефіцієнти фільтрації порід*
7-9	Поверхневі водотоки (задаються масивами: абсолютні відмітки рівня, підшви підруслових відкладів, водопровідність підруслових відкладів)	17	Гравітаційна водовіддача
10	Абсолютні відмітки підшви розрахункових шарів	18	Випаровування з поверхні землі та критична глибина випаровування
11	Інфільтрація атмосферних опадів	19	Контрольні дані
12	Височування		

Вхідні дані формувались і вводилися в модель у вигляді сіткових картографічних шарів.

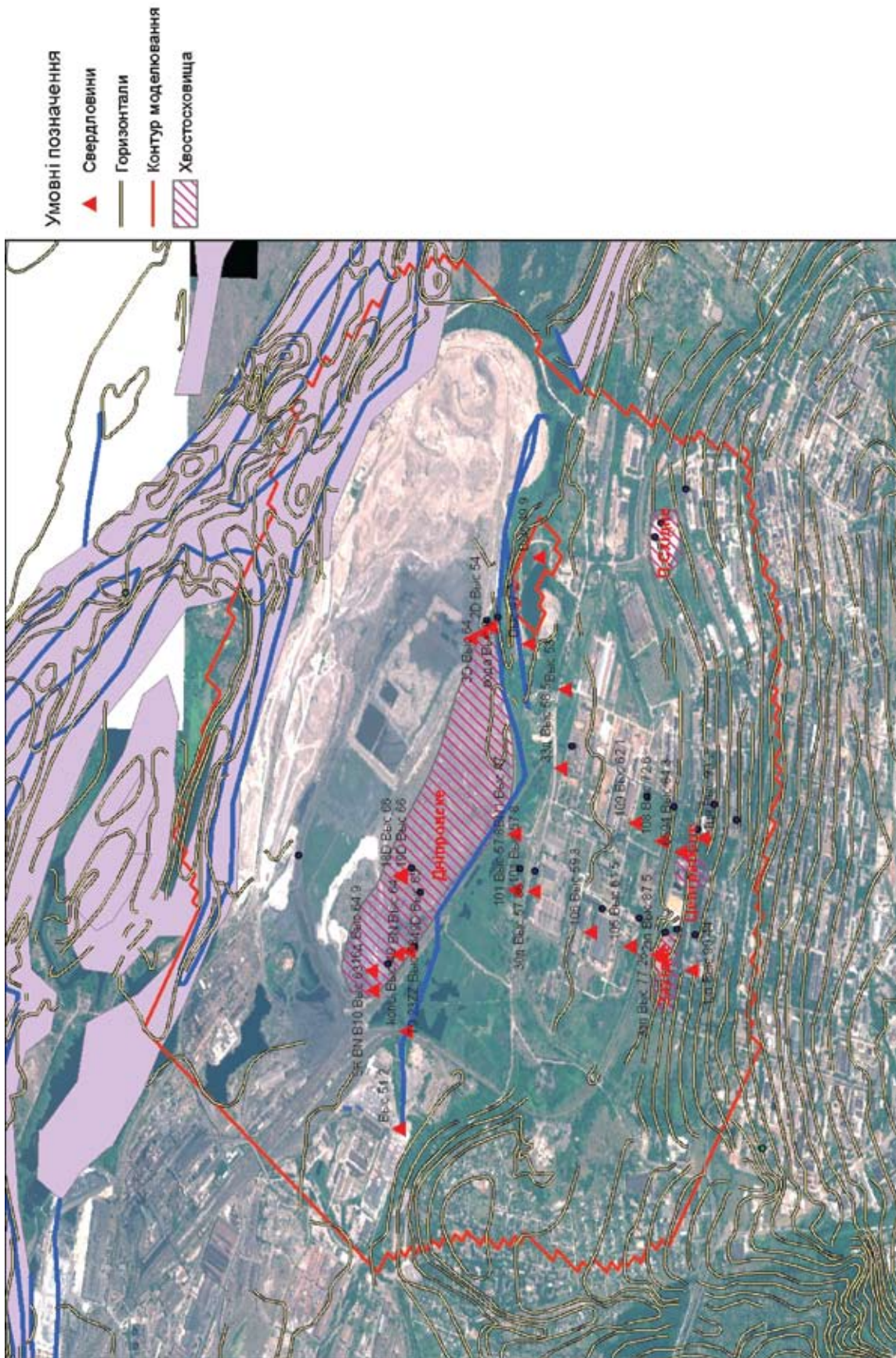


Рис. 1. Цифрова карта місцевості з свердловинами, для яких визначалась глибина ґрунтових вод.

На рис. 2 приведено приклад такого шару.

Результатом моделювання є наступні цифрові шари:

- шар гідроізогіпс підземних вод на 2011 р. (рис. 3);
- шар міграції забруднюючих речовин по лініям току за 5, 10, 15 років (рис. 4-6).

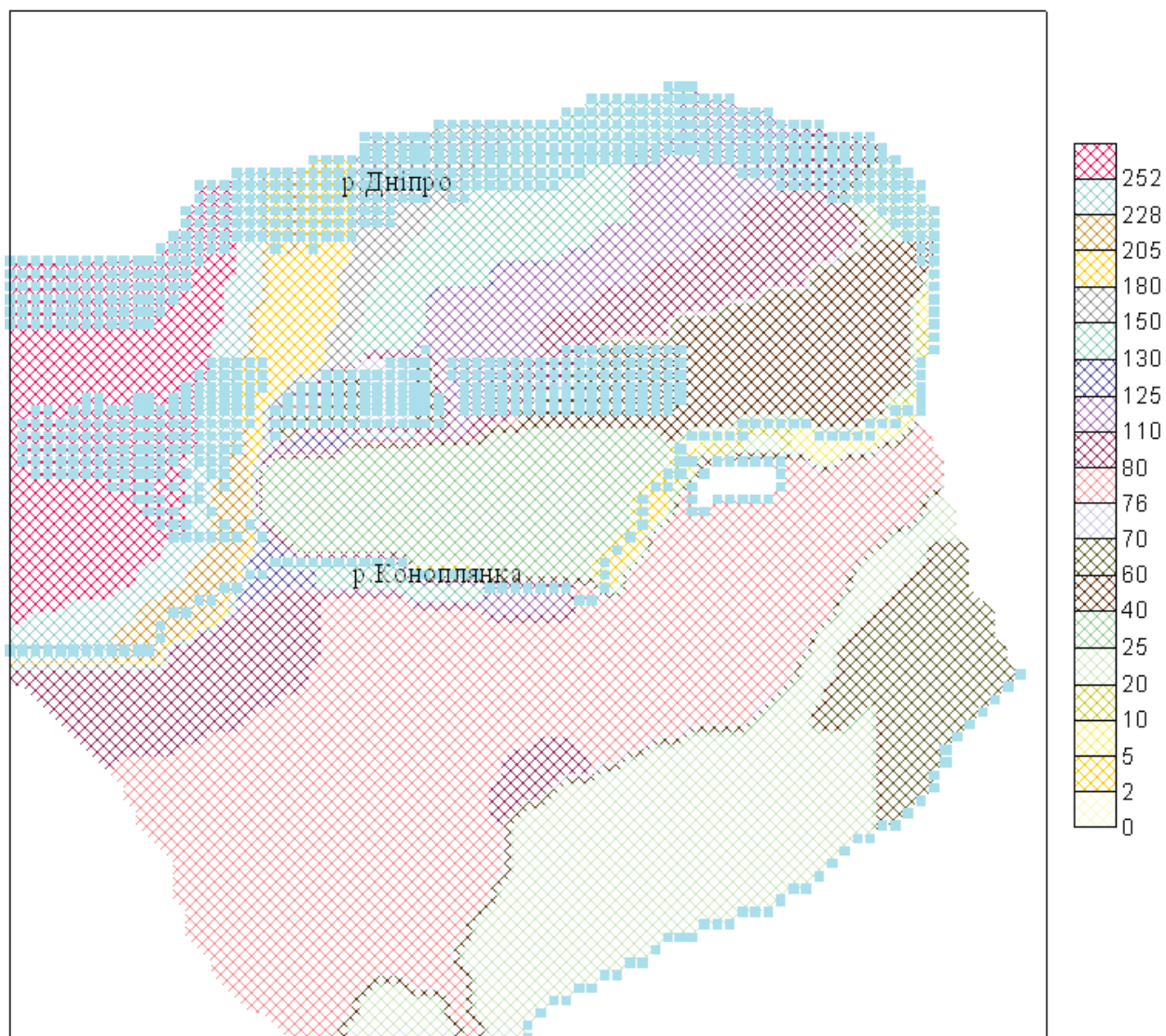


Рис. 2. Водопровідність водоносного комплексу в четвертинних алювіальних відкладах і зоні тріщинуватості кристалічних порід

- Умовні позначення
- ▲ Сverdловини
 - Гдроізогіпси
 - Горизонтали
 - Контур моделювання
 - ▨ Хвостосховища

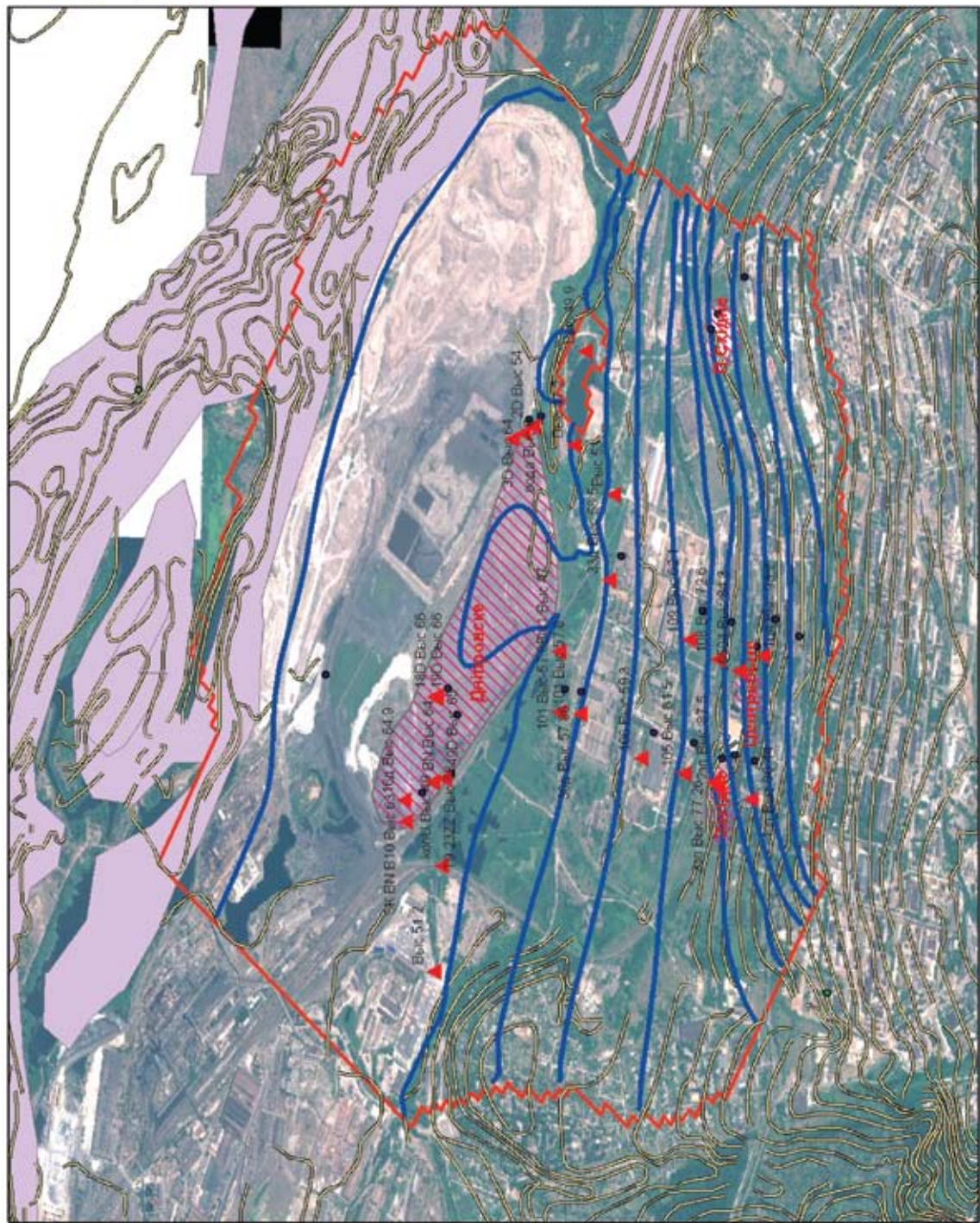


Рис. 3. Карта гдроізогіпс підземних вод на 2011 р. (результати моделювання).

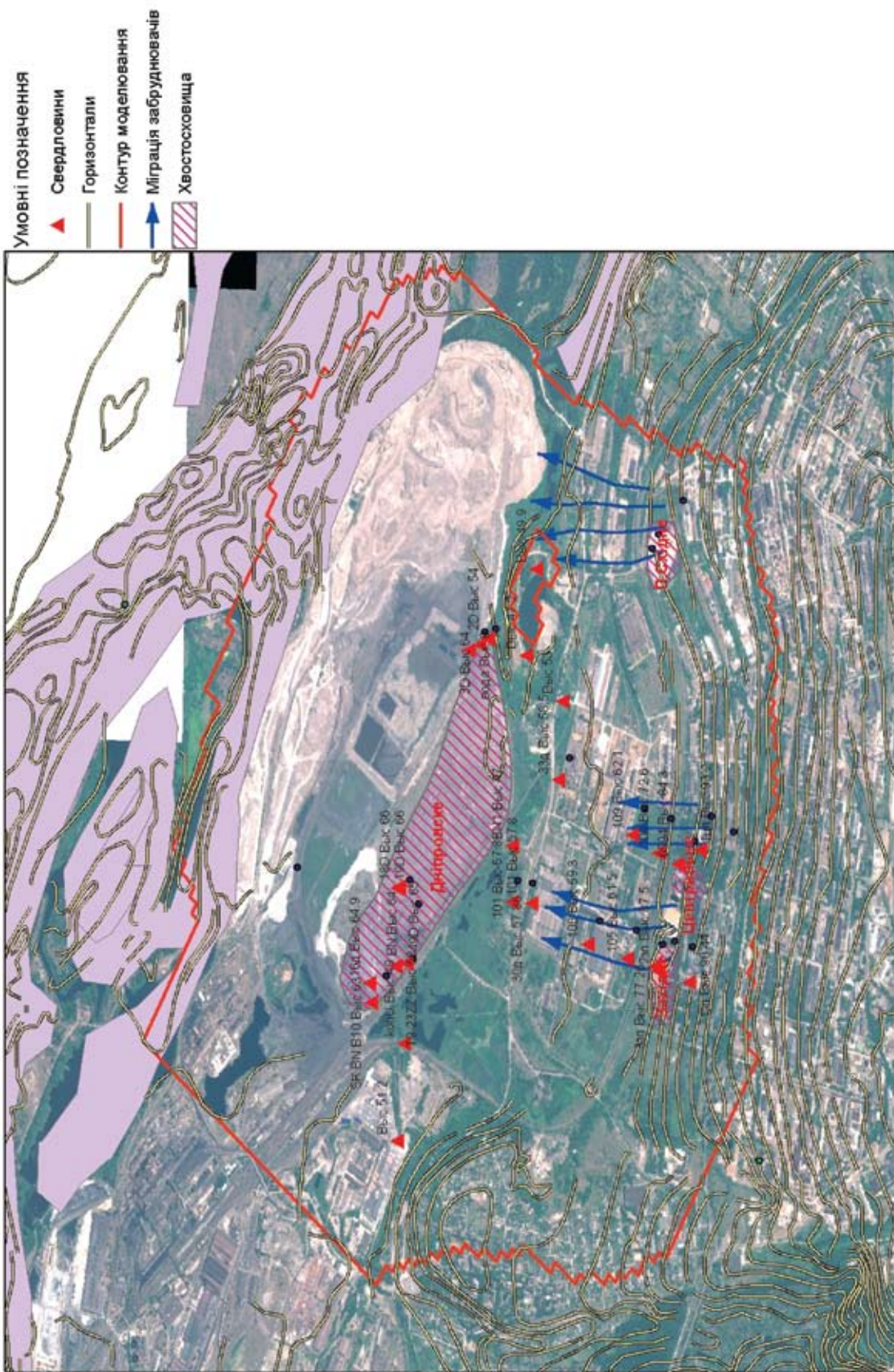


Рис. 4. Міграція забруднюючих речовин по лініям току через 5 років з хвостосховищ на півдні області фільтрації

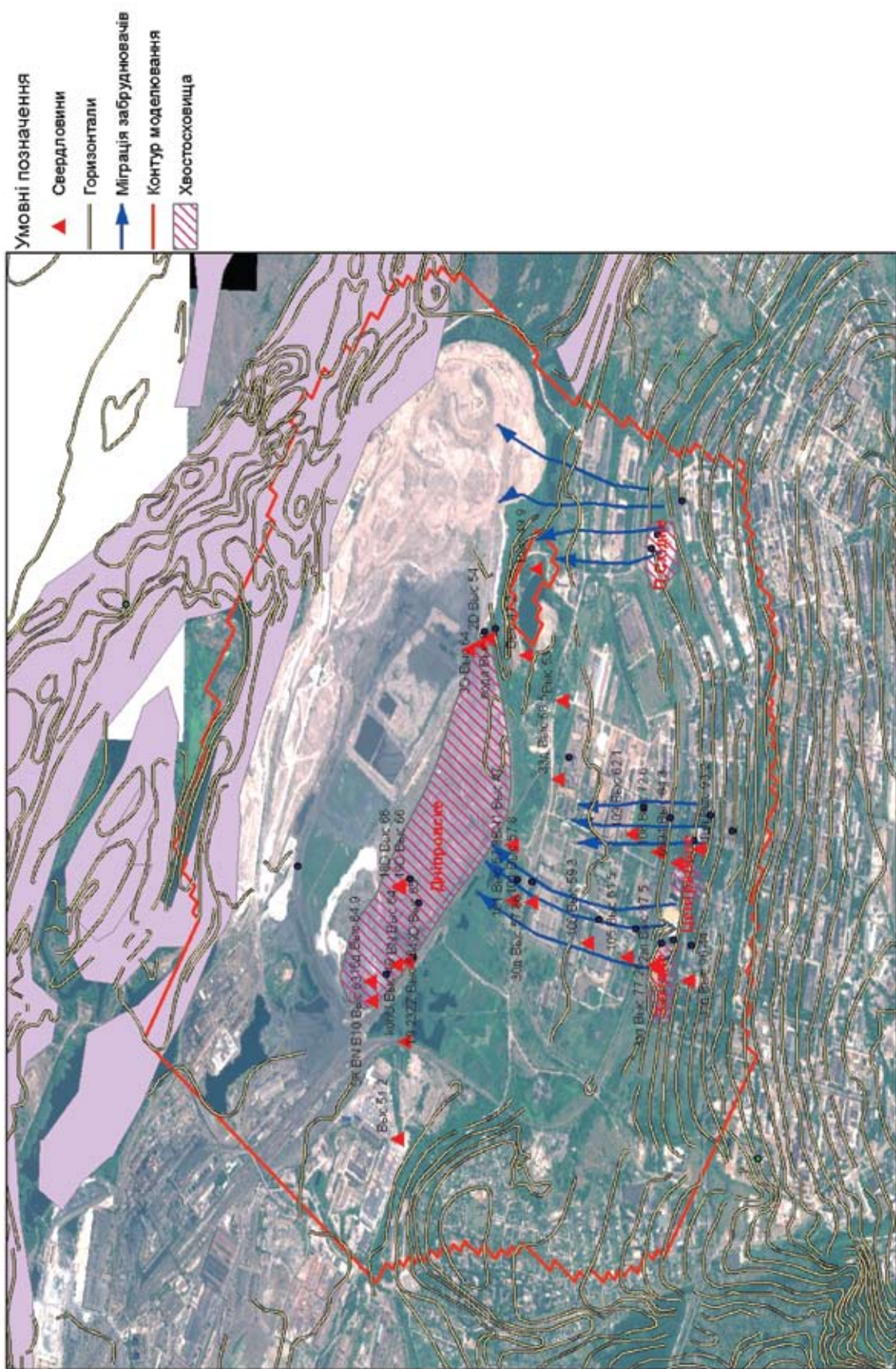


Рис. 5. Міграція забруднюючих речовин по ліній току через 10 років з хвостосховищ на півдні області фільтрації.

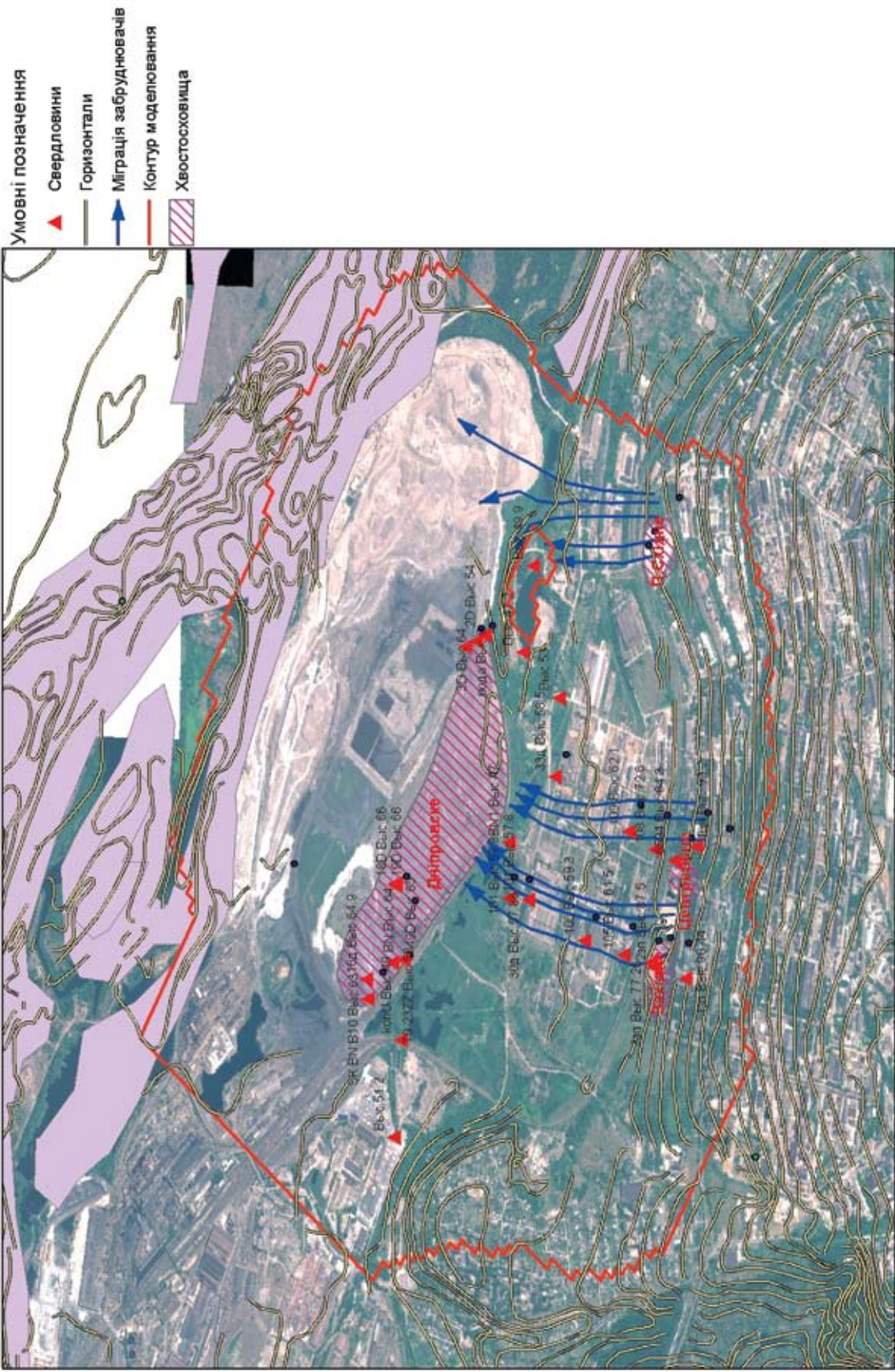


Рис. 6. Міграція забруднюючих речовин по лініям току через 15 років з хвостосховищ на півдні області фільтрації.

В рамках цих досліджень також були проведені спеціальні роботи з виділення активних на новітньому етапі розвитку лінійних структур, визначення зон підвищеного взаємозв'язку поверхневих і підземних вод як можливих шляхів міграції високотоксичних елементів і проникнення їх у підземні водоносні горизонти і гірські виробки.

Численними дослідженнями доведене значне збільшення проникності водоносних і поділяючих шарів у межах річкових долин, хоча уявлення про природу цього явища поки залишаються дискусійними. Зазначене явище, на думку більшості дослідників, знаходить пояснення у взаємодії й однаково спрямованому впливі таких природних факторів: тектонічних і неотектонічних (приуроченість долин до тектонічно порушених і ослаблених зон), морфоструктурних і фаціальних (річкові долини як прояв коливально-хвильових тектонічних рухів з відповідними умовами осадконакопичення і геодинаміки на глибині), гідрогеодинамічних і гідромеханічних (висхідні потоки в даних структурах у геологічному часі їхнього існуванні самі по собі збільшують проникність порід); у цих структурах не виключена також можливість прояву гідророзривів слабкопрониклих шарів на значних глибинах, що розріджують напругу від гідростатичних тисків, спрямованих нагору. Виходячи з усього сказаного ясно, що окремою складовою частиною різнопланових робіт, в тому числі й по виявленню зон поглинання забруднених поверхневих вод, повинне бути картування активних на нетектонічному етапі лінійних і кільцевих структур, вивчення їхньої внутрішньої будови і виявлення сумарних амплітуд новітніх рухів земної кори (як найважливішої їхньої характеристики).

Визначення можливого впливу виявлених активних на новітньому етапі розвитку лінійних структур на безпеку хвостосховищ та передбачення на основі неотектонічних даних місць активного поглинання забруднених поверхневих вод.

Виходячи з досвіду практичної роботи, придбаного в результаті проведення аналогічних досліджень у різних районах України, Росії і Білорусії, найбільш небезпечні ділянки, в тому числі зони активного водообміну між поверхневими і підземними водами (а отже, і зони поглинання поверхневих вод) розміщуються в місцях, у межах яких відмічається сполучення таких трьох основних неотектонічних параметрів. По-перше, це наявність лінеаментних зон (ЛЗ) — активних на новітньому етапі розвитку розломів. При цьому найбільш «сприятливі» ті з них, у складі яких виділяється найбільша кількість елементарних лінеаментів, і відмічається перевага ерозійних ландшафтних індикаторів над вододільними (або хоча б приблизно рівна їхня кількість). Ділянка виділяється або в межах зони, або ж в області її безпосереднього впливу, а також у вузлах перетину зон. По-друге, наявність локальних, як правило, позитивних кільцевих структур (КС) — найбільш сприятливих структур успадкованого, не успадкованого і похованого типів (розміщених по мірі убування їхньої ролі для рішення поставленої задачі), значно рідше — проміжного, і вкрай рідко — безкореневих. Небезпечна ділянка виділяється в периферійних частинах таких структур, що характеризуються підвищеною тріщинуватістю, або на незначному видаленні (не більш 3-4 см у масштабі карти) від її зовнішнього контуру. Слід зазначити, що ці дві ознаки найчастіше дуже близькі за змістом, оскільки більшість КС інтерпретується нами як блоки ізометричної форми, що активно здіймаються на новітньому етапі. Третій неотектонічний параметр — збіг з ЛЗ та позитивними КС локальних аномалій підвищених значень сумарних амплітуд вертикальних тектонічних рухів земної поверхні (в даному випадку — четвертинних), що сприяє гідрогеологічному розкриттю структур обох типів. Природною додатковою ознакою служить наявність сучасного водотоку в місцях, де відзначається збіг усіх трьох вищеописаних неотектонічних параметрів. На жаль до поставлених перед нами завдань не входило виявлення активних на новітньому етапі розвитку КС різних морфогенетичних типів (це може бути темою окремого дослідження), тому при вивченні даного аспекту проблеми ми обмежились аналізом тільки двох параметрів — активних на новітньому етапі розвитку лінійних структур та особливостей прояву вертикальних рухів земної поверхні у четвертинному періоді (рис. 7).

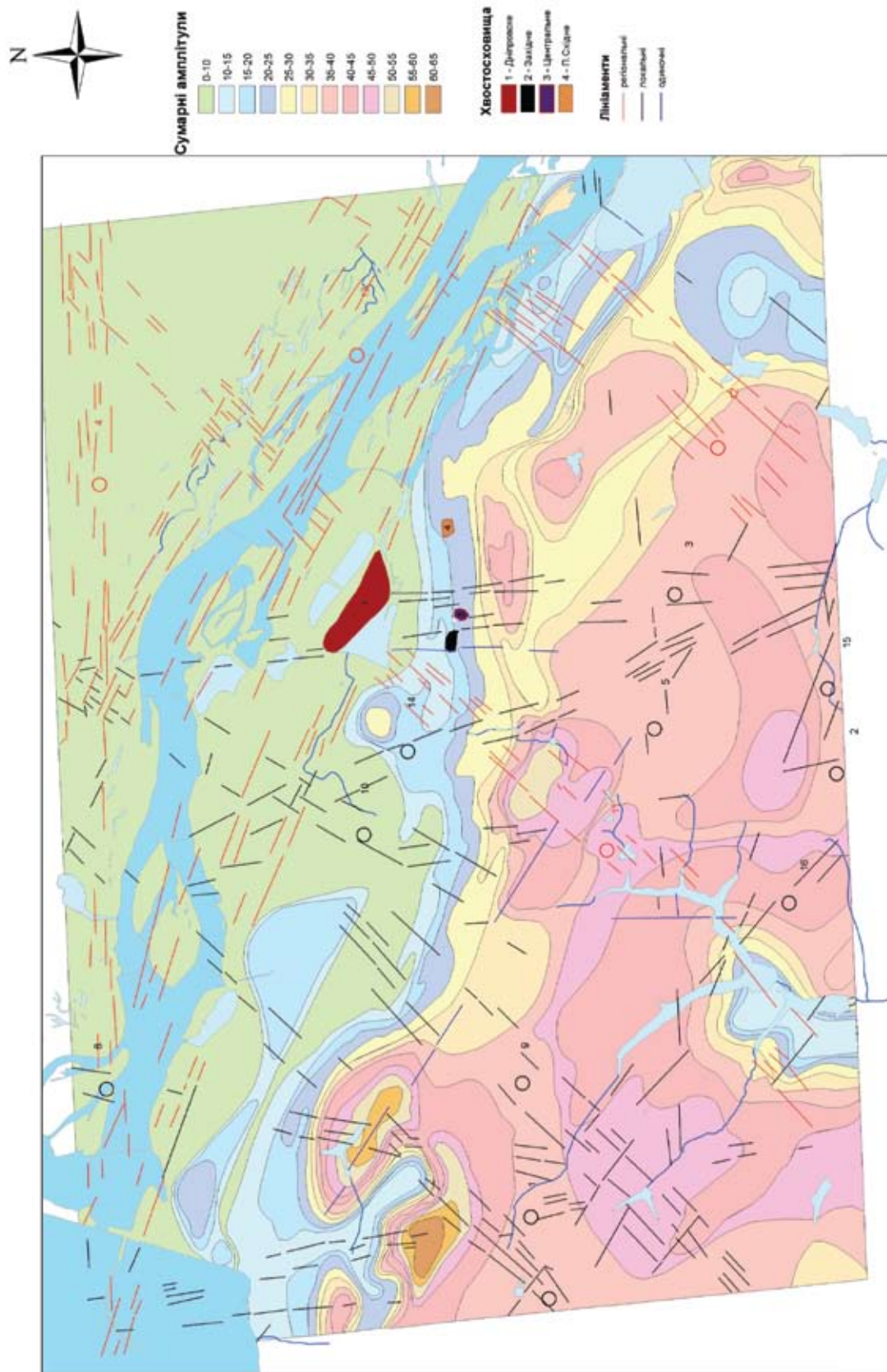


Рис. 7. Карта активних на нівейному етапі розвитку лінійних структур та сумарних амплітуд вертикальних рухів земної поверхні у четвертинному періоді в межах території розташування хвостосховищ колишнього ВО «ПХЗ».

Висновки.

1. За результатами натурних спостережень та узагальнення геолого-гідрогеологічних даних виконано схематизацію природних умов району розміщення хвостосховищ «Дніпровське» та «Західне» та розроблено фільтраційну модель з застосуванням методу математичного моделювання, що дозволив оцінити впливи техногенних споруд ВО «ПХЗ» на гідродинамічні умови досліджуваної території.

2. Математична модель була забезпечена гідрогеологічними даними спостережень за період 2002-2011 рр., які враховували основні чинники, що впливають на режим підземних вод, а саме:

- фільтраційна схема представлена водоносними горизонтами в техногенних, четвертинних алювіальних і лесових відкладах, неогенових, палеогенових та в зоні тріщинуватості кристалічних порід;
- за матеріалами спостережень обґрунтовано, що водоносні горизонти фактично утворюють єдиний водоносний комплекс і тому на моделі вони відображені як один розрахунковий шар;
- режим підземних вод визначений як стаціонарний за даними спостережень за рівнем, і тому калібрування моделі проводилось при розв'язанні стаціонарної задачі.

3. За результатами моделювання отримані такі результати:

- розвантаження підземних вод в р. Коноплянка вздовж хвостосховища «Дніпровське» відбувається з 2-х сторін, основний приплив — зі сторони Придніпровської височини;
- забруднюючі речовини з хвостосховищ «Південне-Східне», «Західне» і «Центральний Яр» досягнуть р. Коноплянка, відповідно, через 5, 10 і 15 років;
- вибирання шлаків ДМК підсилить просування забруднених вод в сторону р. Дніпро;
- підйом рівня підземних вод на час повені скоротить розвантаження забруднених вод з хвостосховища «Дніпровське» в р. Коноплянка;
- збільшення витрат поверхневих вод між створами р. Коноплянка I і II, які розташовані на початку і наприкінці хвостосховища «Дніпровське».

4. Виявлені 16 ЛЗ утворюють дві домінуючі системи, представлені прямолінійними сполученнями і взаємно перпендикулярними зонами домінуючих напрямків ($0^\circ \pm 90^\circ$, $\pm 5^\circ$, $40-45^\circ \pm 310-315^\circ$), одну проміжну систему ($25-30^\circ \pm 295-300^\circ$) та два пригнічених напрямки ($15-20^\circ$ та $345-350^\circ$), кожен з яких має всього по одній зоні. Більшість їх відноситься до розряду локальних, а в ряді випадків — особливо при зближеному розташуванні декількох субпаралельних зон — до регіональних, не виключено, що і до транс-регіональних. Однозначне рішення цього питання можливо тільки при постановці дрібномасштабних досліджень з охопленням великих по площі територій. Однак уже зараз не підлягає сумніву, що ряд виявлених лінеаментів входить до складу лінійних структур більш старших порядків. За ступенем насиченості ЛЗ територія нічим істотно не відрізняється від інших раніше вивчених нами регіонів (Волино-Поділля, Український щит, Причорноморська западина, Прип'ятсько-Донецько-Дніпровська западина, Донбас). Це підтверджує, що мілкоблокова будова земної кори відноситься до глобальних явищ, а не є чимось аномальним. ЛЗ, що входять в одну систему (ґрати), очевидно, одновікові і характеризуються спільним розвитком (парагенезисом). Самі ж системи мають як різний час закладання, так і не співпадаючі в часовому відношенні періоди активізацій (але час останньої з них укладається в неотектонічний етап).

5. Виявлені сумарні амплітуди вертикальних рухів земної поверхні у четвертинному періоді в межах району мають у цілому чітко виражену площову диференціацію і досить значну інтенсивність (максимальні сумарні амплітуди перевищують +60 м, мінімальні — +10 м). При цьому найбільш загальні закономірності в площовому поширенні сумарних амплітуд погоджуються з контурами порівняно великих структурних одиниць, а деталі підкреслюють мілкоблокову будову земної кори (див. рис. 7).

6. Оцінено ступінь впливу визначених неотектонічних параметрів на безпеку хвостосховищ колишнього ВО «ПХЗ» та визначено можливі шляхи посиленої міграції різноманітного забруднення, в тому числі радіоактивної речовини. Результати робіт підтверджено комплексними геохімічними дослідженнями (в тому числі на радон і гелій) [1-3].

1. Ітоговий звіт «Польові контрольні-вимірювальні роботи, ландшафтно-геохімічна характеристика території колишнього Виробничого об'єднання «Придніпровський хімічний завод» з виконанням експертизи та контролю робіт з паспортизації хвостосховищ та об'єктів уранового виробництва. Етап 2». / Лисиченко Г.В., Верховцев В.Г., Ковалевський В.В. та ін. Київ, Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України, 2009. – 183 с.
2. Звіт по госпдоговірній НДР на тему: «Створення системи комплексного екологічного моніторингу м. Дніпродзержинська та прилеглих територій (селищ Таромське, Сухачівка, територія зон впливу хвостосховищ)» / Лисиченко Г.В., Верховцев В.Г., Ковалевський В.В., Юськів Ю.В. Київ. Державне підприємство «Екоінформ», 2010. – 120 с.
3. Звіт по договору №86 від 30.11.2011 р. «Проведення робіт з вивчення параметрів підземного стоку та трансформації фізико-хімічних форм радіонуклідів уран-торієвого ряду в різних умовах ландшафтно-геохімічного середовища з метою параметризації прогностичних моделей і довготривалих ризиків» / Лисиченко Г.В., Бондаренко Г.М., Верховцев В.Г. та ін. Київ, ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», 2011. – 216 с.

Швайко В.Г., Лисиченко Г.В., Верховцев В.Г., Белокопытова Н.А. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕХНОГЕННО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВОДНУЮ СРЕДУ ХВОСТОХРАНИЛИЩ УРАНОВОГО ПРОИЗВОДСТВА НА БАЗЕ БЫВШЕГО ПРИДНЕПРОВСКОГО ХИМИЧЕСКОГО ЗАВОДА

Описан опыт использования ГИС-технологий для оценки состояния подземных вод в районе хвостохранилищ уранового производства и влияния их на загрязнение притока Днепра р. Коноплянки и самого Днепра. В частности, подготовлены необходимые входные данные и проведено моделирование перетока подземных вод, создана цифровая модель местности, проведена GPS-съёмка при измерении показателей на скважинах, определены возможное влияние выявленных активных на новейшем этапе развития линейных структур на безопасность хвостохранилищ и предполагаемые на основе неотектонических данных места активного поглощения загрязнённых поверхностных вод.

Shvaiko V.G., Lysychenko G.V., Verkhovtsev V.G., Belokopitova N.A. APPLICATION OF GIS TO STUDY ANTHROPOGENIC AND ECOLOGICAL IMPACT ON THE AQUATIC ENVIRONMENT TAILINGS OF URANIUM PRODUCTION AT THE DNIEPER CHEMICAL PLANT

Was described experience using GIS to assess groundwater near tailings of uranium production and the impact of pollution on the tributary Konoplyanka of the Dnieper and the Dnieper. Was prepared all necessary input data and conducted modeling of groundwater flows, created by digital terrain model, carried GPS-shooting at measuring performance on wells. Was determined the possible effect of the identified active linear structures at the new level on safety of tailings. On the basis of neotectonic data the place of active absorption of polluted surface water was provided.

ВЛАСТИВОСТІ БЕНТОНІТО-ЦЕОЛІТОВИХ КОМПОЗИТІВ ЩОДО ВИЛУЧЕННЯ ТРИТІЇ З ТРИТІЄВОЇ ВОДИ

На основі експериментальних досліджень визначено кінетичні параметри адсорбційних та ізотопнообмінних процесів між бентоніто-цеолітовими композитами та тритієвою водою (НТО). Показано, що вилучення тритію при фільтрації НТО крізь такі мембрани має майже лінійний характер, а потужність цього процесу залежить від вмісту монтморилоніту в композиті. Десорбція тритію з бентоніто-цеолітових мембран відбувається у двофазному режимі з більш прискореним вилученням тритію з композиту на першій стадії і дуже повільною пролонгованою десорбцією на другій стадії.

Вступ

Для запобігання забрудненню навколишнього середовища в місцях розміщення сховищ різних техногенних відходів часто використовуються глинисті породи з низькою гідравлічною проникністю і високою адсорбційною здатністю. Особлива перевага надається бентонітовим глинам внаслідок їх тонкодисперсності і, відповідно, мікропористості, високій поверхневій енергії частинок, низькій гідравлічній проникності і високій адсорбційній здатності. Разом з тим, використання для захисних бар'єрів таких компактних глин може мати негативні наслідки, пов'язані зі змінами їх фізико-хімічних властивостей у процесах усушки-розбухання і/або циклічних замерзань-відтаювань.

Суттєве збільшення гідравлічної проникності глинистих порід може бути обумовлено флокуляцією (злипанням) глинистих частинок під впливом розчинів електролітів. Глинисті бар'єрні матеріали можуть також бути чутливими до хімічного впливу концентрованих органічних і кислотно-лужних розчинів, що просочуються, внаслідок усадних деформацій, що виникають при цьому [1, 2].

Щоб уникнути подібних проблем, пропонуються технології змішування бентоніту з більш грубозернистими частинками [3]. Лабораторними дослідженнями було показано, що розтріскування бар'єрних матеріалів при циклах «усушка – розбухання» і «замерзання- відтаювання» може бути усунуто шляхом використання бентоніто-піщаних сумішей (БПС) [4, 5, 6, 7, 8, 9, 10]. Разом з тим, підвищення вмісту піску в якості інертного наповнювача в сумішах веде до зниження їх адсорбційної ємності, що звичайно стримує використання БПС в якості захисних шарів на сховищах техногенних, і, в тім числі, радіоактивних відходів.

Іншим альтернативним матеріалом для створення ізолюючого шару на сховищах є геосинтетичні глинисті бар'єри (ГГБ), що складаються з тонких шарів сухого бентоніту, розміщених між двома геотекстилями чи склеєних в геомембрану. Під впливом води бентоніт в ГГБ гідратується і розбухає з утворенням тонких шарів з низькою гідравлічною проникністю [11]. Однак внаслідок температурних або вологісних флуктуацій такі бар'єрні матеріали при пролонгованій експлуатації не завжди можуть забезпечити достатнього скорочення гідрогеоміграції забруднюючих компонентів [12, 13, 14, 15].

Труднощі, що виникають при підборі матеріалів, які мають оптимальні фізико-хімічні та економічні характеристики для використання в якості захисних бар'єрів у приповерхневих сховищах, можуть бути вирішені при використанні цеоліто-бентонітових сумішей [16]. Застосування цеолітів з обмінною катіонною ємністю, близькою до такої у бентоніту, в якості альтернативи піску дозволяє отримати бар'єрні матеріали з покращеними і регульованими гідрогеологічними та фізико-хімічними властивостями при аналогічній з БПС товарній вартості.

З цією метою виконано серію експериментів для визначення фільтраційних характеристик бентоніто-цеолітових композитів (БЦК), кінетики адсорбції та десорбції тритію композиційними матеріалами з водних розчинів і констант швидкості цих процесів.

Матеріали і методи

Експериментальні модельні системи створені на базі монтморилонітових (далі монтморилоніт) глин Черкаського родовища (табл. 1) та цеоліту (кліноптилоліту) Сокирницького родовища.

Таблиця 1. Властивості монтморилоніту [17, 18]

Структурна формула	$(\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,03})(\text{Al}_{1,39}\text{Mg}_{0,13}\text{Fe}^{3+}0,44)[(\text{Si}_{3,88}\text{Al}_{0,12})\text{O}_{10}]\text{OH}_2 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$
Елементарна комірка: a, b, c, Å	5,17; 8,97; 9,6
Форма частинок	пластинчата
Розмір частинок, нм	275x25x1,2
Питома поверхня, м ² хг ⁻¹	830
Радіус пор, Å	5–8

Використаний кліноптилоліт відноситься до класу мікропористих каркасних алюмосилікатів натрієво-калієвого типу цеолітів. Згідно Гречановській [19], кількість обмінних катіонів в кліноптилоліті Сокирницького родовища приблизно дорівнює кількості атомів алюмінію, що знаходяться в тетраедрах кристалічної ґратки, величина залишкового заряду каркасу дорівнює $(-0,03) \div (-0,38)$. За значенням відношення Si/Al (3,84 ÷ 4,13) кліноптилоліт цього родовища відноситься до низькокремнієвого типу. Величини параметрів елементарної комірки ($a = 1,765 - 1,769$ нм, $b = 1,795 - 1,798$ нм, $c = 0,741 - 0,742$ нм) при заміщенні атомів кремнію на атоми алюмінію в тетраедрах структурної ґратки мінералу дещо змінюються – відбувається розтягування кристалітів в напрямку осі a та стискування по осі b. Внаслідок цього відповідно змінюється конфігурація каналів структури, які приймають форму еліпсоїдів. Складний вигляд кристалохімічної формули мінералу $(\text{Mn}_{0,01-0,03}\text{Mg}_{0,03-0,44}\text{Ca}_{0,52-1,73}\text{Na}_{2,19-3,98}\text{K}_{1,07-1,78})[(\text{Si}_{28,52-28,97}\text{Al}_{6,67-6,95}\text{Ti}_{0,03-0,07}\text{Fe}^{3+}_{0,27-0,47})\text{O}_{72}] \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, вочевидь відображає мінливість умов екзогенного мінералоутворення.

Відповідно до технічного паспорту, використаний кліноптилоліт Сокирницького родовища (ділянка «Саргич») характеризується іонообмінною ємністю 1,5 мг.екв.хг⁻¹, розміром вхідних вікон каналів у кристалічній ґратці біля 0,4 нм (рис. 1). Як молекулярне сито сокирницький кліноптилоліт здатен до поглинання катіонів Cs⁺, Pb⁺, K⁺, NH⁴⁺, Ag⁺, Cd²⁺, Pb²⁺, Zn²⁺, Hg²⁺, Ba²⁺, Sr²⁺, Ca²⁺, Co³⁺, Al³⁺, Cr³⁺, Fe³⁺ та деяких газів, а саме CO, CO₂, SO₂, NH₃, N₂, HCHO, Ar, O₂, He, Kr, Xe, CH₃OH, фреон, формальдегід, меркаптанін тощо. Мінерал проявляє стійкість до динамічних навантажень, впливу високих температур, агресивного середовища та іонізуючого випромінювання. Такі властивості кліноптилоліту забезпечують додаткові корисні властивості БЦК в разі застосування їх в якості мінеральних фільтрів при очищенні тритієвої води, що несе комплексне забруднення.

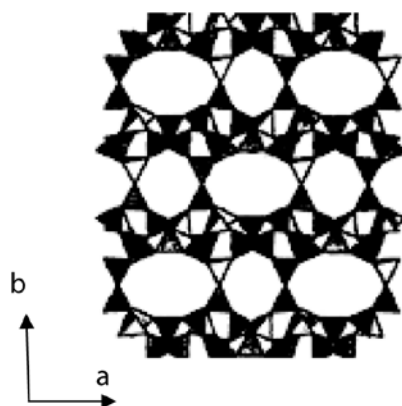


Рис. 1. Проекція структури кліноптилоліту в площині (001) вздовж осей „a” – „b”: більші канали утворені 10-членними кільцями кремній-кисневих тетраедрів (3,1-7,5 Å), а менші канали утворені 8-членними кільцями тетраедрів (2,8-4,7 Å) [20].

Вивчення впливу кількісного мінерального складу БЦК на їх фільтраційні та інші характеристики виконано на модельних експериментальних системах, створених з монтморилоніту і цеоліту, подрібнених до порошку з сухою щільністю відповідно $1,08 \text{ г/см}^3$ і $0,914 \text{ г/см}^3$, із співвідношенням «монтморилоніт/цеоліт» 30/70 (система **К-1**) та 50/50 (система **К-2**) загальною масою кожної системи 300 г.

Мінеральну речовину ретельно перемішували в міксері з поступовим додаванням тритієвої води (далі НТО) з питомою активністю 5900 Бк/дм^3 і поміщали у фільтраційну колонку з отвором 44 см^2 . Крізь утворену мембрану товщиною 3,2 см на першій стадії експерименту профільтровували НТО з тією ж питомою активністю (5900 Бк/дм^3), а на другій стадії – профільтровували крізь цю ж монтморилоніто-цеолітову мембрану дистильовану воду. Схема експерименту та фільтраційної колонки наведена на рис. 2.

Для визначення впливу потужності мембрани на фільтраційні та адсорбційно-десорбційні властивості монтморилоніт-цеолітового композиту виконана інша серія експериментів в аналогічному режимі та з використанням фільтраційної колонки з діаметром отвору 40 мм і суміші із 50% монтморилоніту та 50% цеоліту. З цієї мінеральної маси були створені експериментальні системи з потужністю мембрани 40 мм (система **К-3**), 80 мм (система **К-4**) та 120 мм (система **К-5**).

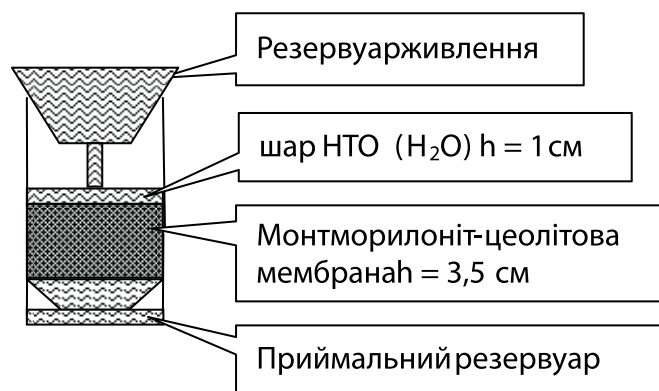


Рис. 2. Схема експерименту з фільтрації НТО (H_2O) крізь композитну мембрану.

Швидкість фільтрації оцінена згідно закону Дарсі [21]

$$V_k = Q/S = K I; \quad |I = 1, V_k = K| \quad (1)$$

де V_k — швидкість фільтрації, Q — витрата води ($\text{см}^3 \times \text{добу}^{-1}$), S — площа поперечного перерізу циліндру, де розміщувалась мембрана (см^2), I — напірний градієнт.

Оскільки в умовах наших експериментів $I = 1$, то відповідно V_k обчислювалось як частка від ділення витрати води Q ($\text{см}^3 \times \text{добу}^{-1}$) на площу поперечного перерізу циліндру, де розміщувалась мембрана S (см^2).

Проби фільтрату після очищення від органічних домішок (окиснення додаванням до розчину KMnO_4) та дистиляції змішували із сцинтилятором Hi Sife 3 Wallac у співвідношенні 8:12. Вміст тритію в підготовлених таким чином коктейлях визначався за допомогою лабораторного зразку рідинного сцинтиляційного β -спектрометра Triumf, розробленого в Інституті геохімії навколишнього середовища НАН України, з вибірковими контрольними вимірами вмісту тритію на рідинному сцинтиляційному β -спектрометрі Quantulus 1220 (LKW Wallac). Схема вимірювального пристрою, в якому використовується принцип антиспівпадінь, наведена на рис. 3, а основні характеристики комплексу — в табл. 2.

Точнісні характеристики комплексу оцінені шляхом порівняння вимірів питомої акивності тритію в 445 пробах на β -спектрометрі Triumf та на низькофоновому β -спектрометрі виробництва компанії Wallac – Quantulus 1220. В якості критеріїв для порівняння обрано параметри, що відображають міру розбіжності отриманих результатів в різних інтервалах значень питомої активності тритію (табл. 3).

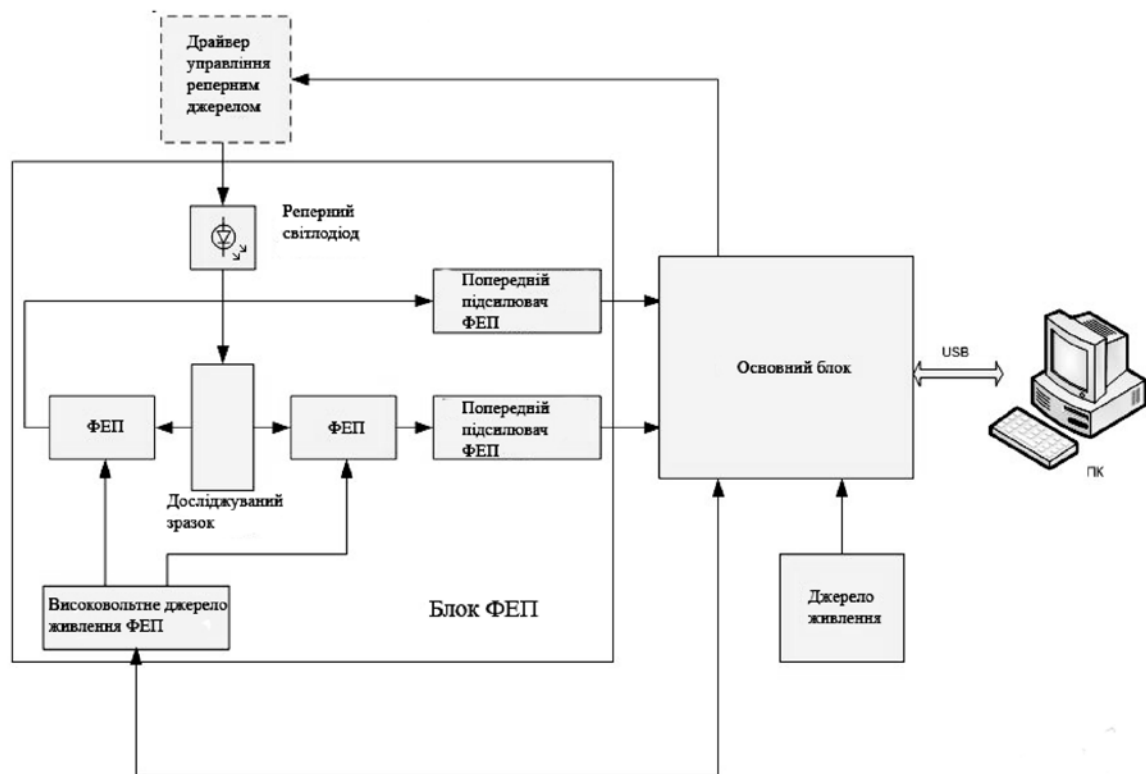


Рис. 3. Принципова схема рідкісного сцинтиляційного β -спектрометра Triumf.

Таблиця 2 . Технічні характеристики β -спектрометра Triumf

Параметр	Значення
Чутливість	~ 1 Бк/л
Нестабільність градувальної характеристики перетворювання за час безперервної роботи	Не більш 2 %
Відносна похибка виміру об'ємної активності	Не більш $\pm 25\%$
Діапазон енергій, що реєструються	5-1500 кеВ
Енергетична залежність в діапазоні 0.06-1.5 МеВ	$\pm 25\%$
Максимальне вхідне статистичне завантаження	Не більш 10000 імп/с
Робоча температура експлуатації	Від -35°C до $+50^{\circ}\text{C}$

З цією метою усі виміри питомої активності тритію контрольної вибірки проб, здійснених в одних і тих же пробах на приладах Triumf (A_1) і Quantulus 1220 (A_2), було розбито на « i » інтервалів за значеннями цих вимірів у порядку їх зростання ($i = 1, 2, 3 \dots k$). Для кожного i -го інтервалу обчислено середні модулі відхилень між A_{1j} і A_{2j} , тобто між одиничними значеннями A_1 і A_2 для j -го виміру i -го інтервалу (2):

$$\overline{\Delta}_i = \sum_{j=1}^{n_i} |A_{1j} - A_{2j}| \cdot n_i^{-1}, \quad (2)$$

де $i = 1, 2 \dots n_i$; n_i — кількість вимірів в i -му інтервалі.

Для співставності отриманих оцінок відхилень між вимірами питомої активності тритію на різних приладах величини пронормовані згідно виразу:

$$\overline{P}_i = \left(\sum_{j=1}^{n_i} \frac{|A_{1j} - A_{2j}|}{A_{1j}} \cdot n_i^{-1} \right) \cdot 100, \quad (3)$$

де \overline{P}_i — середнє нормоване відхилення між A_{1j} і A_{2j} , %.

З отриманих оцінок випливає, що виміри питомої активності тритію на рідкісних сцинтиляційних β -спектрометрах Triumph та Quantulus-1220 мають незначні розбіжності практично в межах існуючої похибки вимірів на цих приладах, що дозволяє використання розробленого в Інституті геохімії навколишнього середовища β -спектрометру Triumph для цілей виконаного експериментального дослідження без втрати необхідної аналітичної точності.

Таблиця 3. Точнісні характеристики β -спектрометра Triumph

Інтервал активності, Бк	Кількість вимірів, n_i	Середнє відхилення вимірів питомої активності тритію, Δ_i , Бк/л	Нормоване середнє відхилення, P_i , %
5 - 50	108	1,67	4,52
51 - 100	34	1,73	2,36
101 - 500	133	2,19	1,32
501 - 1000	33	14,65	2,05
1001 - 1550	26	23,01	1,85
1600 - 2000	10	38,98	2,16
2001 - 2500	17	53,90	2,35
2501 - 2900	9	51,44	1,95
3100 - 3900	6	198,98	5,64
4001 - 4900	20	106,87	2,38
5001 – 10000	20	185,35	2,56

Результати і обговорення

Можливість використання бентоніто-цеолітових мембран для зниження концентрації тритію в НТО, що фільтрується, визначається головним чином тими характеристиками, які можуть забезпечити достатню для конкретних технологічних задач швидкість фільтрації і прийнятну ефективність екстракції тритію з фільтрату.

Згідно результатів виконаних досліджень, фільтраційні характеристики мембран прямо залежать від їх товщини і мінерального складу використаного в експерименті композиту (табл.4). Збільшення кількості монтморилоніту в суміші від 30 до 50% суттєво, більш ніж у 3 рази, знижує швидкість фільтрації. При збільшенні товщини мембрани проявляється та ж тенденція, хоча і з меншим трендом. Аналогічні показники отримані і при фільтрації через ті ж мембрани дистильованої води (табл. 4).

Таблиця 4. Швидкість фільтрації НТО та H_2O крізь композитіві мембрани

Середня швидкість фільтрації, $cm^3 \cdot doбу^{-1}$	Моделльні системи				
	К-1	К-2	К-3	К-4	К-5
НТО	0,148	0,042	1,017	0,291	0,083
H_2O	0,118	0,049	1,008	0,250	0,089

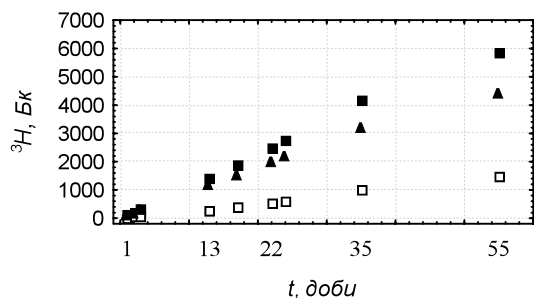
Раніше нами було встановлено [22], що в бентоніто-піщаних сумішах із співвідношенням бентоніт/пісок $\geq 20/80$ фільтрація НТО та H_2O практично не спостерігається. Разом з тим, використання цеоліту дозволяє довести вміст монтморилоніту, як реагуючого компонента в складі композиту до 50%, тобто збільшити кількість реакційних позицій для адсорбції молекул НТО та ізотопного обміну в структурних гідроксилах. При цьому, деяке зниження швидкості фільтрації збільшує час та ступінь доступу носія тритію (НТО), або ж його вилуговуючого реагенту (H_2O) до реакційних центрів частинок глинистих мінералів в середовищі фільтрації. Це, в свою чергу, визначає можливість та інтенсивність реалізації механізмів вилучення тритію з його водного розчину [23], тобто адсорбції молекул НТО на глинистих частинках, молекулярного H_2O – НТО обміну в міжшаровому просторі

глинистого мінералу та ізотопно-водневого обміну в позиціях структурних гідроксилів. Як наслідок, в композиті накопичується певний запас тритію (рис. 4 А, 4 Б), який визначено як різницю запасу тритію у вихідній НТО, яку профільтрували крізь мінеральне середовище, та його запасу у фільтраті після пропускання крізь цеоліто-глинисту мембрану (4):

$$Q_m = Q_w - Q_f \quad (4)$$

де: Q_m – запас тритію в мінеральному середовищі, Бк; Q_w – запас тритію у вихідній НТО, Бк; Q_f запас тритію у фільтраті, Бк.

А



Б

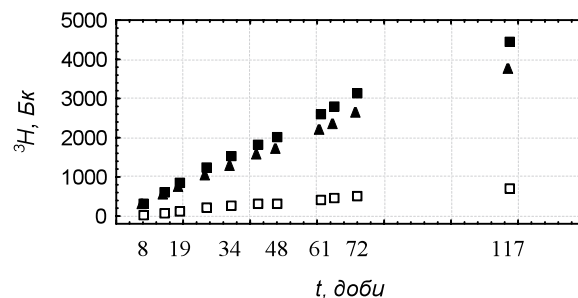
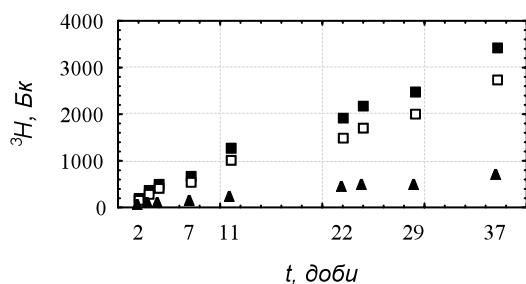


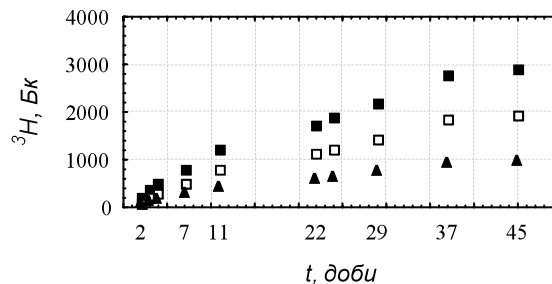
Рис. 4. Перерозподіл запасу тритію в системах К-1 (А) та К-2 (Б), при фільтрації НТО
 ■ запас тритію у вихідній НТО; □ запас тритію у фільтраті; ▲ запас тритію в композиті

Аналогічний режим адсорбційних і ізотопнообмінних процесів спостерігається в системах К-3, К-4 та К-5, складених з рівних частин монтморилоніту і цеоліту, але утворюючих мембрани різної товщини, відповідно 40, 80 і 120 мм (рис. 5 А, 5 Б, 5 В).

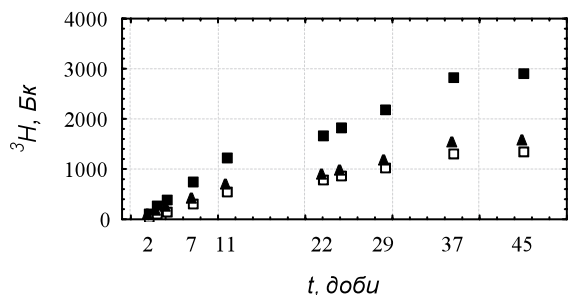
А



Б



В



Динаміка процесів, що відбуваються при взаємодії композитів з НТО, відображена на рис. 4 та 5; з високою достовірністю ($R^2 = 0,99$) апроксимується рівнянням кінетики I порядку (5):

$$Q_m = a(1 - e^{-k_1 t}); \quad (5)$$

де: Q_m – запас тритію, що залишається в композиті після пропускання крізь нього вихідної НТО (Бк); a – параметр молекулярного НТО ↔ H₂O та ізотопного ОН ↔ ОТ обмінних процесів (Бк), k_1 – швидкість цих процесів (доба⁻¹), t – час (доба).

Отримані кінетичні параметри (таблиця 5) свідчать, що розвиток адсорбційних та ізоотнообмінних процесів в монтморилоніто-цеолітових композитах в дослідженому часовому інтервалі (від 37 до 117 діб) має майже лінійний характер, і тому за такий час можна очікувати близький до аддитивного режим вилучення тритію з НТО та накопичення його в композиті при фільтрації тритієвої води крізь БЦК мембрани.

Таблиця 5. Кінетичні параметри реакцій ізоотно-водневого обміну між цеоліто-монтморилонітовими композитами та вихідною НТО

Система	a , Бк	K_f , доба ⁻¹	R^2
К 1	12935	0,00762	0,999
К 2	10651	0,00374	0,999
К 3	1997	0,0109	0,99
К 4	2474	0,0111	0,99
К 5	5939	0,0068	0,998

На другій стадії експериментів після закінчення фільтрації НТО ці ж модельні системи промивали дистильованою водою. При цьому процес вилучення тритію з цеоліто-монтморилонітових композитів відбувався більш плавно і повільно зі слабо вираженою двофазністю. Перша фаза — дещо прискореного вилучення тритію за перші 50 діб — змінюється фазою дуже повільного його вилучення на протязі подальшого ходу експерименту (рис. 6).

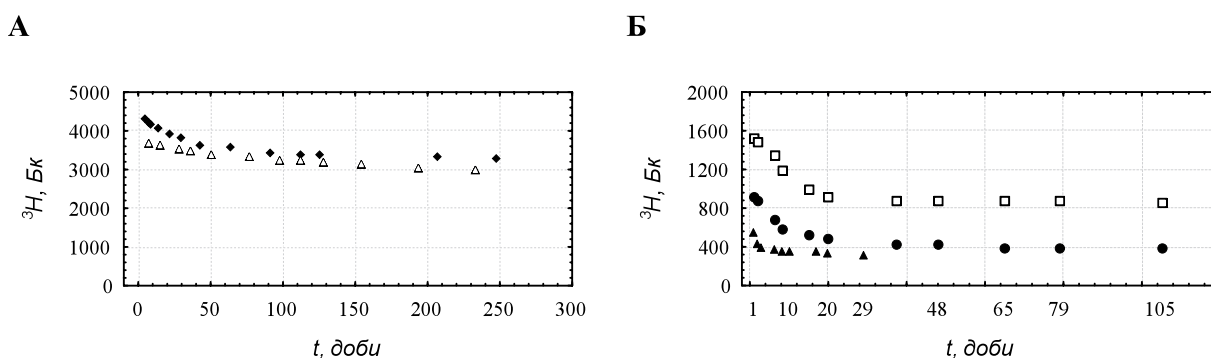


Рис. 6. Зміна запасу тритію в композиті в системах: **К-1, К-2 (А)** та **К-3, К-4, К-5 (Б)** при фільтрації Н₂О. Системи: **◆** К-1, **Δ** К-2, **▲** К-3, **●** К-4, **□** К-5.

Ефективність композитів в адсорбційному та ізоотнообмінному процесах може бути оцінена декількома опосередкованими показниками — коефіцієнтами накопичення K_n та утримання K_u (вирази 6 та 8) та показником ефективної бар'єрності мінерального середовища K_{br} (вираз 10):

$$K_n = \frac{Q_m \times Q_w - 1}{Q_m} \times 100\%, \quad (6)$$

$$Q_m = Q_w - Q_f \quad (7)$$

де: Q_w — запас тритію у вихідній НТО, яку профільтрували крізь мінеральне середовище, Бк; Q_m — запас тритію в мінеральному середовищі, який обчислюється як різниця запасів тритію в НТО на вході в мінеральне середовище та його запасу у фільтраті Q_f після пропускання крізь піщано-глинисту суміш, Бк.

$$K_u = \frac{Q_M}{Q_m} \times 100\%, \quad (8)$$

$$Q_M = Q_m - Q_F, \quad (9)$$

де: Q_M — запас тритію (Бк) в елементарному об'ємі мінерального середовища після фільтрації Н₂О, який обчислюється як різниця запасів тритію, що залишився в ньому після профільтрування НТО, та запасу тритію у фільтраті Н₂О після проходження середовища міграції Q_F

$$K_{br} = K_n \times 0,01 K_u \quad (10)$$

де: K_n — коефіцієнт накопичення тритію; K_u — коефіцієнт утримання тритію.

Таблиця 6. Показники адсорбційно — десорбційних процесів в цеоліто-бентонітових композитах

Система	K_n %	K_u %	K_{br} %	Бк/г
К-1	72,7	71,1	52	13,1
К-2	80,4	74,5	60	9,8
К-3	34	92	26	16,5
К-4	61,6	87	42	7,6
К-5	87,4	67	58	3,34

Збільшення вмісту монтморилоніту в композиті підвищує ефективність процесу вилучення тритію з тритієвої води і його накопичення в мінеральній структурі. Так, якщо за 30% монтморилоніту в системі **К-1** коефіцієнт накопичення тритію в мінеральній мембрані K_n дорівнює 72,7%, в системі **К-2** з 50% цього мінералу K_n дорівнює 80,4% (таблиця 6).

Зі збільшенням товщини мембрани відбувається зменшення швидкості фільтрації (табл. 2), що супроводжується збільшенням ефективності вилучення тритію композитом із водної фази при закономірному зростанні значень коефіцієнта накопичення K_n від 34% для системи **К-3** до 87,4% для системи **К-5** (табл. 6).

Разом з тим, інтенсивність накопичення тритію в композиті з НТО, що фільтрується крізь мінеральну мембрану, залежить від швидкості фільтрації, яка в свою чергу визначається складом композиту та потужністю мембрани. Ця залежність відображається показником питомого накопичення тритію в елементарній масі композиту — Бк/г (таблиця 6).

Так, збільшення вмісту монтморилоніту в суміші з 30% до 50% (відповідно системи **К-1** і **К-2**) призводить до уповільнення фільтрації тритієвого розчину крізь мембрану і, відповідно, до зменшення величини питомого показника з 13,1 Бк/г до 9,8 Бк/г. Аналогічна залежність відстежується при збільшенні потужності мембрани з 40 мм до 80 і 120 мм (системи **К-3**, **К-4**, **К-5**), що супроводжується зменшенням величини питомого показника з 16,5 до 7,6 та 3,34 Бк/г. Тим не менше, в цілому зберігається порядок величин цього показника, що відображає близькість адсорбційних властивостей бентоніто-цеолітових композитів відносно вилучення тритію з його водного розчину.

Слід відзначити, що за час взаємодії НТО з мінеральною масою частина накопиченого в мембрані тритію знаходиться в молекулярно адсорбованому стані на поверхні глинистих частинок і його кількість суто визначається вмістом глинистого мінералу. Таке поглинання забезпечується розбуханням глинистих частинок, під час якого відбувається захоплення молекул НТО [23].

За цей же час в позиціях, де тритій за рахунок обмінних процесів більш міцно зв'язаний в структурі мінеральних складових композиту, може накопичуватися від 14 (системи **К-1**, **К-2**) до 78% (система **К-3**) поглинутого в мембрані запасу тритію, і ця кількість залежить від об'єму профільтрованої НТО та швидкістю фільтрації і, відповідно, вмістом глинистого мінералу.

Ступінь утримання запасу тритію в композиті також залежить від вмісту в ньому глинистого мінералу, та, відповідно, від кількості слабо зв'язаної адсорбованої молекулярної форми знаходження тритію. Так, в системі **К-3** при відносно великій швидкості фільтрації і невеликій кількості адсорбованої води вона досить швидко вилучається і коефіцієнт утримання залишкового тритію K_u дорівнює 92%. В системах, де швидкість фільтрації менша, а кількість адсорбованої НТО є більшою, цей процес відбувається повільніше і, відповідно, дещо зменшуються значення K_u до 87 і 67% (системи **К-4** і **К-5**). В системах з більшою масою мембрани і більшою тривалістю експериментів (системи **К-1** і **К-2**) кількість адсорбованої НТО більш стабілізована і дорівнює 86%. В даних умовах

більш значущим фактором утримання тритію в мембрані є кількість глинистого мінералу в композиті і величини K_u , відповідно, дорівнюють 71,1 та 74,5%.

Показник K_{br} , який відображає здатність композиту до тривалого утримання тритію в можливих умовах фільтрації крізь них атмосферних чи ґрунтових вод, є результуючою величиною, яка прямо залежить від значень коефіцієнтів накопичення K_n та утримання тритію K_u в композиті (10). Так, мембрани, утворені з БЦК, в залежності від співвідношення складаючих їх мінералів та потужності мембрани здатні тривалий час утримувати від 26 до 60% запасу тритію, вилученого з профільтрованої крізь них тритієвої води.

Отримані результати експериментів свідчать, що властивості досліджених модельних систем дозволяють варіювати їх використання в залежності від вимог конкретних технологічних завдань. Композити, створені на базі використаних мінеральних субстанцій з різним співвідношенням складових частин, характеризуються різною гідравлічною проникністю, різною адсорбційною та ізотопнообмінною здатністю, що дозволяє обирати поміж них найбільш придатні для конкретних технічних вимог.

Таким чином, можна констатувати, що за ідентичних умов досить перспективними для пролонгованої фіксації тритію з водних розчинів є мінеральні композити, створені з таких природних мінералів, як монтморилоніт і кліноптилоліт. Ці мінерали є продуктами крупнотонажного видобування на родовищах України, і їх застосування не потребує складних переробних технологій.

Висновки

На основі експериментальних досліджень визначено кінетичні параметри адсорбційних та ізотопнообмінних процесів між бентоніто-цеолітовими композитами та тритієвою водою (НТО), які в дослідженому часовому інтервалі (від 37 до 117 діб) свідчать про майже лінійний характер цих процесів. Тому можна очікувати близький до аддитивного режим вилучення тритію з НТО та накопичення його в композитах при фільтрації тритієвої води крізь такі мембрани.

Вилучення тритію з бентоніто-цеолітових композитів відбувається зі слабо вираженою двофазністю. Перша фаза більш прискореного вилучення тритію після перших 50 діб змінюється фазою дуже повільного його вилучення на протязі подальшої фільтрації атмосферної вологи.

Збільшення вмісту бентоніту в композиті підвищує ефективність процесу вилучення тритію з тритієвої води і його накопичення в мінеральній структурі глинистого мінералу (монтморилоніту). Так, якщо за 30% монтморилоніту в експериментальній системі коефіцієнт накопичення тритію в мінеральній мембрані K_n дорівнює 72,7%, то в системі з 50% цього мінералу K_n дорівнює 80,4%.

За час взаємодії НТО з мінеральною масою частина накопиченого в мембрані тритію знаходиться в молекулярно адсорбованому стані на поверхні глинистих частинок та в міжшаровому просторі, і його кількість визначається суто вмістом глинистого мінералу. За цей же час в позиціях структурних ОН-груп за рахунок більш уповільнених ізотопнообмінних процесів може накопичуватися від 14 до 78% загального, поглинутого мембраною запасу тритію, і ця кількість залежить від об'єму профільтрованої НТО, яка в свою чергу визначається швидкістю фільтрації і, відповідно, вмістом глинистого мінералу.

Збільшення потужності мінеральної мембрани з 40 мм до 80 і 120 мм призводить до більш ефективного вилучення тритію з розчину, що фільтрується (відповідно K_n — 34, 61,6 і 87,4 %) але, одночасно, до зменшення швидкості фільтрації і кількості профільтрованої НТО, що, в свою чергу, веде до зменшення питомого накопичення тритію в композиті з 16,5 Бк/г до 7,6 і 3,34 Бк/г мінеральної маси.

Ступінь утримання запасу тритію в композиті залежить від вмісту в ньому глинистого мінералу та від кількості слабо зв'язаної адсорбованої молекулярної форми знаходження тритію. При відносно великій швидкості фільтрації і невеликій кількості адсорбованої води вона досить швидко вилучається, і коефіцієнт утримання залишкового тритію K_u може досягати 92%. В системах, де швидкість фільтрації менша, а кількість адсорбова-

ної НТО є більшою, цей процес відбувається повільніше і, відповідно, дещо зменшуються значення K_u до 87 і 67%.

Мембрани, утворені з БЦК, в залежності від потужності та співвідношення складаючих їх мінералів здатні тривалий час утримувати від 26 до 60% запасу тритію, вилученого з профільтрованої крізь них тритієвої води.

1. Olson, R.E., Daniel, D.E., 1981. Measurement of the hydraulic conductivity of fine grained soils. // Permeability and Groundwater Contaminant Transport. – 1981. – 746. P. 18–64.
2. Kaya, A., Fang, H.-Y., 2000. The effects of organic fluids on physicochemical parameters of fine-grained soils. // Canadian Geotechnical Journal. – 2000. – 37. pp. 943–950.
3. Kleppe, J.H. Olson, R.E. Desiccation cracking of soil barriers in soil and rock. // American society for Testing and Materials . Philadelphia. – 1985. vol.874. P. 263–275.
4. Wong, L., Haug, M. Cyclical closed system freeze thaw permeability testing of soil liner and cover materials. // Canadian Geotechnical Journal. – 1991. – 28. (6), P. 784 – 793.;
5. Shan, H.-Y., Daniel, D.E.. Results of laboratory tests on a geotextile–bentonite liner material. //Proceedings of Geosynthetics '91 Industrial Fabrics Association International, St. Paul, MN, 1991. P. 517 – 535.;
6. Villar, M.V., Rivas, P. Hydraulic properties of montmorillonite-quartz and saponite-quartz mixtures. // Applied Clay Science. – 1994. – 9. , P. 1–9;
7. Kraus, J.F., Benson, C.F., Erickson, A.E., Chamberlain, E.J. Freeze thaw cycling and hydraulic conductivity of bentonitic barriers. // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. –1997. –123. (3). P. 229 – 238.
8. Stewart, D.I., Cousens, T.W., Studds, P.G., Tay, Y.Y., 1999. Design parameter for bentonite enhanced sand as a landfill liner. // Proceedings of the Institution of Civil Engineers, – 1999. –137. P. 189 – 195.;
9. Sivapulliah, P.V., Sridharan, A., Stalin, V.K. Hydraulic conductivity of bentonite sand mixtures. // Canadian Geotechnical Journal. – 2000. – 37. P. 406 – 413.
10. Tay, Y.Y., Stewart, D.I., Cousens, T.W. Shrinkage and desiccation cracking in bentonite-sand landfill liners. // Engineering Geology. -2000. – 20. P. 263 – 274.
11. Kraus, J.F., Benson, C.F., Erickson, A.E. Chamberlain, E.J. Freeze thaw cycling and hydraulic conductivity of bentonitic barriers. // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. – 1997. – 123. (3), P. 229–238.
12. Petrov, R.J., Rowe, R.K. and Quigley, R.M. Selected factors influencing GCL hydraulic conductivity. // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. – 1997. – 123. P. 683–695.
13. James, A.N., Fullerton, D. and Drake, R. Field performance of GCL under ion exchange conditions. // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE . -1997. – 123. P. 897–901.
14. Ruhl, J. and Daniel, D.E. Geosynthetic clay liners permeated with chemical solutions and leachates. // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. – 1997. – 123. P. 369–381.
15. Shan, H.-Y. and Lai, Y.-J. Effect of hydrating liquid on the hydraulic properties of geosynthetic clay liners. // Geotextiles and Geomembranes. -2002. – 20. P. 19–38.
16. Kaya A. and Durukan S. Utilization of bentonite-embedded zeolite as clay liner. //Applied Clay Science -2004.- 25. Issues 1-2 . P. 83-91.
17. Тарасевич Ю. И. Строение и химия поверхности слоистых силикатов. Киев: Наук. думка, 1988. – 248 с.
18. Kalinichenko, E.A., Pushkarova, R.A., Fenoll Hach Ali, P. & Lopez-Galindo, A. Tritium accumulation in the structure of some clay minerals // Clay Minerals. -2002. -37. -P.497-508.
19. Гречановська О.Е. Мінералогія та умови утворення родовищ породотворюючих цеолітів Закарпаття. Дисертація. Київ. – 2011. – 227 с.
20. Armbruster T., Gunter M. Crystal structures of natural zeolites. //Reviews in Mineralogy and Geochemistry. -
21. Денисов Н.Я. Инженерная геология и гидрогеология. М.: Госстройтехиздат, 1957. -366 с.
22. Пушкарев А.В., Долин В.В., Приймаченко В.М., Бобков В.Н., Пушкарева Р.А. Кинетика изотопно-водородного обмена в бентонито-песчаной смеси. // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. – Київ, 2007. – Вип.15. С.27-36.
23. Пушкръов О.В., Приймаченко В.М. Взаємодія тритієвої води з глинистими мінералами. // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. – Київ, 2010. – Вип.18. С.149 -158.

Пушкарев А.В., Приймаченко В.М., Золкин И.О. СВОЙСТВА БЕНТОНИТО-ЦЕОЛИТОВЫХ КОМПОЗИТОВ ОТНОСИТЕЛЬНО ИЗВЛЕЧЕНИЯ ТРИТИЯ ИЗ ТРИТИЕВОЙ ВОДЫ

На основе экспериментальных исследований определены кинетические параметры адсорбционных и изотопнообменных процессов между бентонито-цеолитовыми композитами и тритиевой водой (НТО). Показано, что извлечение трития при фильтрации НТО через такие мембраны имеет почти линейный характер, а мощность этого процесса зависит от содержания монтмориллонита в композите. Десорбция трития из бентонито-цеолитовых мембран протекает в двухфазном режиме с более ускоренным извлечением трития из композита на первой стадии и очень медленной пролонгированной десорбцией на второй стадии.

Pushkariov O.V., Pryimachenko V.M., Zolkin I.O. BENTONITE-CEOLITE COMPOSITES' PROPERTIES WITH RESPECT TO TRITIUM EXTRACTION FROM TRITIUM WATER

Kinetic parameters of adsorption and isotope-exchange processes between bentonite-ceolite composites and tritium water (HTO) have been experimentally found. Tritium extraction by filtering of HTO through such membranes is shown to have almost linear character while its capacity depends on montmorillonite content in the composite. Tritium desorption from bentonite-ceolite membranes is a two-phase process with more accelerated tritium extraction from the composite at the first stage and very slow prolonged desorption at the second stage.

О.О. Крамар¹, М.П. Семенюк¹, М.М. Кир'янов², О.В. Ноженко¹

¹ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

²КП «Кіровгеологія», ГРЕ-37

ГЕОЕКОЛОГІЧНІ РИЗИКИ ВПЛИВУ УРАНОВОРУДНОГО ПІДПРИЄМСТВА «НОВОКОСТЯНТИНІВСЬКА ШАХТА» НА НАВКОЛИШНЄ СЕРЕДОВИЩЕ

Нарощення видобутку уранових руд для забезпечення паливом функціонуючих енергоблоків українських АЕС та на перспективу тих, що споруджуються, потребує введення в експлуатацію нових гірничовидобувних підприємств і, зокрема, Новокостянтинівської шахти в Кіровоградській області. В процесі підготовчо-експлуатаційних і видобувних робіт виникає низка радіо- та геоecологічних проблем, які розглядаються у статті, з наступним їх урахуванням за результатами комплексного моніторингу стану навколишнього та геологічного середовищ, розпочатого ДУ«ІГНС НАН України».

Вступ. В Україні на чотирьох АЕС функціонують 15 енергоблоків, які виробляють майже 50% електроенергії від загальнодержавного річного об'єму. При тому, частка власного урану у виробництві реакторного палива для українських АЕС складає лише 30%. Така ситуація актуалізує різке збільшення видобутку урану на вітчизняних родовищах. Поряд із цим на часі створення повного циклу власного виробництва палива для ядерних енергоблоків в Україні, що призведе до будівництва і введення в експлуатацію нових уранових гірничовидобувних підприємств, які несуть в собі ризик погіршення радіо- та геоecологічної ситуації у зоні впливу таких об'єктів. Цим викликана необхідність ведення об'єктного моніторингу на територіях, прилеглих до діючих шахт. Система екологічного (в т.ч. і об'єктного) моніторингу передбачає не тільки контроль стану навколишнього середовища та зміни його в часі, і, головне, впливу на здоров'я населення, але й можливість та шляхи убезпечення радіо- та геоecологічної ситуації від негативних наслідків, що має визначальне природоохоронне та соціальне значення.

Одним із таких крупних об'єктів є гірничо-видобувне державне підприємство (ДП) «Новокостянтинівська шахта» Східного гірничозбагачувального комбінату (СхідГЗК), розташоване на території Маловисківського району Кіровоградської області за 10-11 км на південний схід від м. Мала Виска. Підприємство створене на базі найкрупнішого в Європі Новокостянтинівського уранового родовища з розвіданими запасами урану, сягаючими майже 100 тис.т та з перспективою відпрацювання через експлуатаційні стовбури цієї шахти Лісового, Докучаєвського і Літнього уранових родовищ, які знаходяться відповідно у 3-6-ти км південніше і на південний захід від зазначеного ДП. Разом ці родовища складають найкрупніше у Євразії Новокостянтинівське урановорудне поле, видобуток руди на якому розпочато з Новокостянтинівського, а продовжиться з часом на трьох інших родовищах після з'єднання їх магістральним штреком на горизонті — 300 м.

Геоструктурна і геоморфологічна позиції Новокостянтинівського рудного поля.

Новокостянтинівське урановорудне поле розташоване на Новоукраїнському масиві порфіровидних гранітів в безпосередній близькості від його контакту з Корсунь-Новомиргородським плутоном і контролюється крупною меридіональною складно побудованою Новокостянтинівською розломною зоною скидо-здвигового типу. По простяганню ця розломна структура простежена від Корсунь-Новомиргородського плутона на півночі до діагонального Адабашського насуву на півдні, тобто майже на 20 км, а на глибину — буровими свердловинами більш ніж на 2 км. Горизонтальна потужність зони коливається від 1,5 км на півночі до 2 км на півдні з розширенням на глибину. Складний скидо-зсув, кінематика якого відзначається суттєвими горизонтальними зміщеннями, в межах Новокостянтинівського родовища (рис.1) складається з чотирьох головних структур: Західного розлому, двох східних (власне Східного і Сієнітового) та Діагонального,

який в класичній геометрії здвигу є структурою, з'єднуючою Західний розлом з обома східними. Аналогічна рудоконтролююча розривна структура з ешелонами діагональних з'єднуючих куліс встановлена і детально описана на Центральному родовищі (Мічуринське рудне поле) [1].

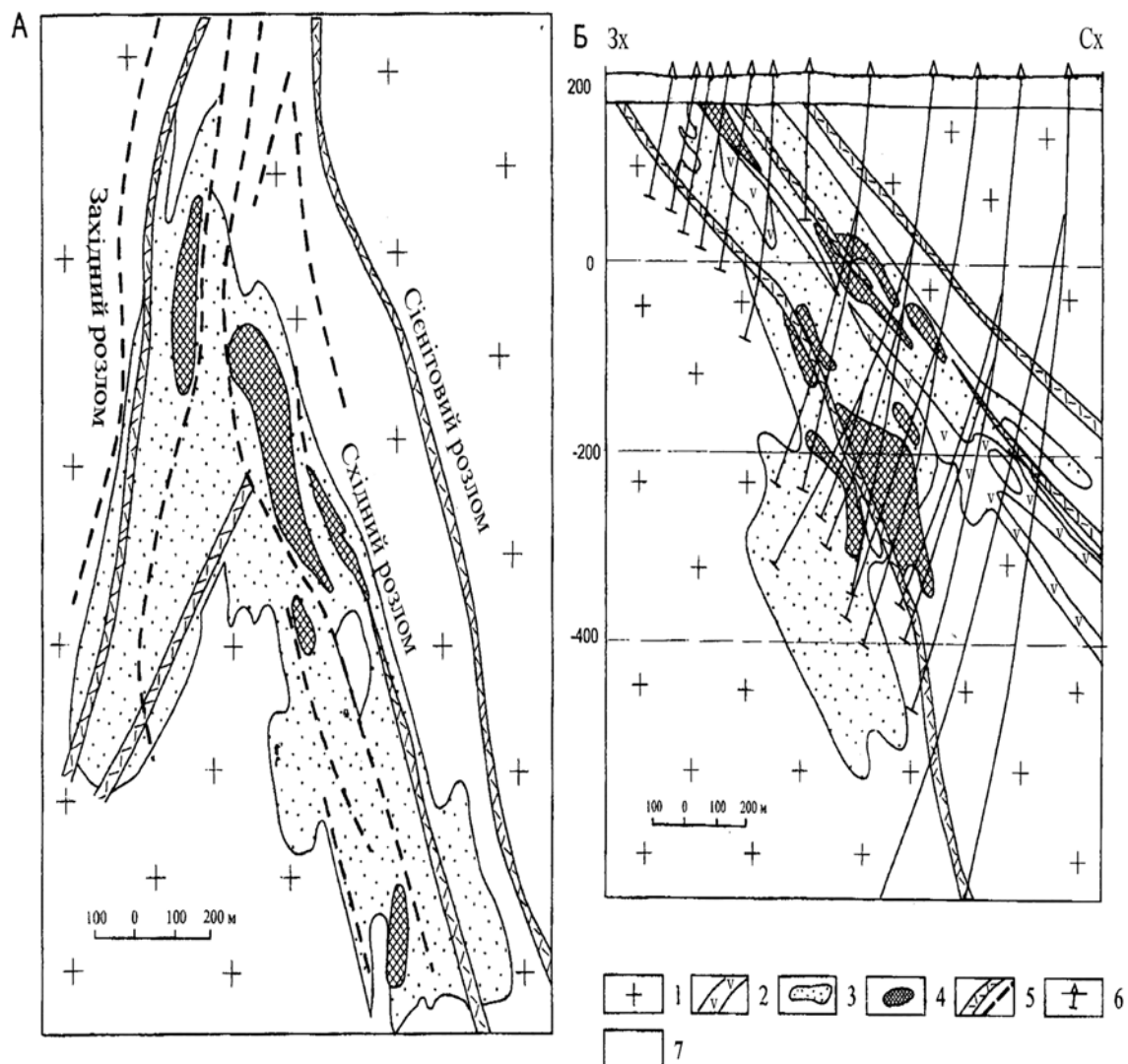


Рис. 1. Новокостянтинівське родовище (за даними КП «Кіровгеологія»):

А – геологічний план поверхні кристалічного фундаменту, *Б* – геологічний розріз.

1 – граніти Новоукраїнського масиву, *2* – десіліковані сієнітоподібні породи, *3* – альбітиту, *4* – рудні поклади, *5* – розривні порушення, *6* – свердловини (на розрізах), *7* – породи осадового чохла мезокайнозою.

Зазначені вище чотири головні розривні шви Новокостянтинівського родовища складені поліхронними тектонітами: брекчованими, катаклазованими і тріщинуватими бластомілонітами, будинованими мілонітами і бластобрекчіями, ламкими і крихкими калкіритами. Пізня тектонічна активізація виразилась у формуванні дрібних тріщин сколу з глинками тертя та тріщин відриву. Міжшовні породні блоки, складені метасоматитами і вміщуючими гранітами, переважно катаклазовані в процесі передметасоматичного, синрудного і післярудного етапів формування розломної зони. Руди цього родовища, як і на родовищах Мічуринського рудного поля, локалізовані в зонах об'ємного катаклазу і дрібної тріщинуватості в альбітитах [1]. Таким чином, Новокостянтинівська зона розломів на Новоукраїнському гранітному масиві мала тривалу і складну історію розвитку, як і інші рудоконтролюючі розломи на Інгульському мегаблоці (Кіровоградський, Звенигородсько-Ганнівський, тощо), по яких неодноразово переміщувались блоки різних порядків включно з неотектонічним етапом розвитку цих структур.

Маючи великий досвід вивчення практично всіх ендегенних уранових родовищ і багатих рудопроявів центральної частини Українського щита (УЩ), в межах якої виявлені дев'ять крупних рудних полів з кількома десятками промислових детально розвіданих і навіть відпрацьованих (Першотравневе, Жовторіченське) родовищ урану, Є.Б. Глеваський і О.О. Крамар, дослідивши формування рудних покладів різних генетичних типів (в першу чергу локалізованих в альбіт-урановій формації Інгульського мегаблоку, де зосереджені основні запаси урану в Україні), дійшли висновку [2], що промислова уранова мінералізація є результатом протерозойських етапів нарощення і деструкції кори УЩ – формування акреаційного орогену, в якому об'єднані палеотектонічні елементи островодужної системи. В результаті був запропонований новий підхід як до трактування генезису ураноносних альбітитів за рахунок екстракції урану із вміщуючих порід нагрітими тріщинними водами, так і до формування рудопідводячих і рудолокалізуючих (синрудних) тектонічних структур у період укорінення платформеного Корсунь-Новомиргородського плутону. Такий механізм формування рудолокалізуючої структури і самого уранового зруденіння найбільш прийнятний щодо Новокостянтинівського родовища, яке знаходиться у безпосередній близькості (2,5-3,5 км) від плутона.

У геоморфологічному відношенні Новокостянтинівське родовище розташоване на схилі вододілу між верхів'ями річок Мала Вись та Велика Вись, а Лісове, Докучаєвське та Літне знаходяться на вододілі між річками Мала та Велика Висі (північний напрямок стоку), з однієї сторони, та річками Плетений Ташлик і Сухий Ташлик (південний стік) – з іншої. Усі ці річкові системи належать до східної частини басейну р.Південний Буг. Територія, на якій розташовані зазначені вище родовища, являє собою субгоризонтальну рівнину з максимальними абсолютними відмітками вершинної поверхні 220-230 м, розчленовану ярами та балками. Глибини врізу більшості ерозійних форм коливаються в межах 20-50 м у залежності від порядку тієї чи іншої форми або від енергії рельєфу чи амплітуд диференційованих вертикальних блокових рухів земної кори, контрольованих елементами розривної тектоніки. Загалом, Новокостянтинівське рудне поле знаходиться у північній частині Новоукраїнської купольної морфоструктури[3], ускладненої лінійно-площинною, діагонально орієнтованою (північний захід-південний схід) Криничуватсько-Краснопільською горстоподібною морфоструктурою[4].

Сучасний рельєф Новокостянтинівського рудного поля ерозійно-аккумулятивний з пологим генералізованим нахилом топографічної поверхні у північному напрямку. В орієнтуванні річкових долин і яружно-балкових форм домінують субширотні та меридіональні азимути; епізодично трапляються діагонально орієнтовані елементи ерозійних форм рельєфу.

Майже всі ерозійні форми вироблені у товщі пізньопліоцен-антропогенових утворень переважно суглинисто-супіщаного складу. Потужність осадової товщі, яка залягає головним чином на корі вивітрювання кристалічних порід докембрію, коливається в межах 20 – 70 м. Мінімальні значення потужностей осадового покриву приурочені до відносно більш глибоко врізаних річкових долин Великої та Малої Висей.

Сучасні ерозійні форми не успадковують похованих долин мезо-кайнозойського палеорельєфу, сформованого у кристалічних породах та їх корі вивітрювання. Зокрема, долина р. Велика Вись майже під прямим кутом перетинає верхів'я похованої палеодолини на ділянці південно-західної околиці с. Велика Виска, тоді як з похованою палеодолиною просторово корелюється локальний вододіл між верхів'ями Малої і Великої Висей у субширотній смузі між сс. Лутківка і Мар'янівка. Аналогічна ситуація відмічається також на ділянці долини р. Мала Вись між сс. Мануйлівка і Лутківка, де одне із верхів'їв Малої Висі вхрест пересікає поховану долину, орієнтовану у північно-східному напрямку. Верхів'я Великої Висі між сс. Оникієве і Велика Виска також вхрест пересікає локальну позитивну форму палеорельєфу площею 2×5 км.

Загалом же головний на цій території сучасний вододіл між ерозійними формами північного і південного стоків змістився у північному напрямку по відношенню до вододілу, який існував у похованому рельєфі, що пов'язане з формуванням і розвитком Причорноморської западини у кайнозої і активізацією регресивної ерозії у верхів'ях Сухого і Плетеного Ташликів з південним напрямком стоку.

Наявність на території рудного поля ерозійних форм палеорельєфа впливатиме на формування гідрогеологічної депресії, її розмірів і морфології, а також на шляхи циркуляції підземних вод, їх геохімічні особливості і ступінь забрудненості продуктами гірничо-видобувного підприємства конкретних горизонтів підземних вод.

У басейнах усіх трьох річок, верхів'я яких розташовані у межах Новокосянтинівського рудного поля, споруджені багаточисельні греблі. Вода у водоймах, особливо в тих, які розміщені у балках, слабо протічна і застійна. Цей фактор негативно впливатиме на самоочищення водойм і підвищуватиме ризик радіоактивного забруднення як донних осадків, так і води та водоростей і, природно, водоплаваючих птахів та риби.

Загалом вся зазначена вище територія знаходиться у субширотній смузі, в якій лісо-степова ландшафтна зона змінюється поступово у південному напрямку степовою, з усіма характерними для таких перехідних зон компонентами ґрунтово-рослинного покриву.

У адміністративному відношенні зона прогнозованого несприятливого радіо- та гео-екологічного впливу ДП «Новокосянтинівська шахта» займає майже всю східну частину Маловисківського району.

Структурно-петрологічні і гірничі особливості Новокосянтинівського родовища.

Як зазначалося вище, рудні тіла Новокосянтинівського родовища локалізовані в тектоно-метасоматичних зонах, які розвинені в межах глибинних і регіональних розломів.

Промисловими рудами є зруденілі апогранітові альбітити зі вмістом корисного компонента понад 300 г/т. Значний об'єм на родовищі займають породи з забалансовим вмістом урану – кварцові та малокварцові альбітити і сієнітоподібні метасоматити. Ця петрологічна складова рудоносних тектоно-метасоматичних зон на родовищі сягає десятків мільйонів м³. Значна частина цієї гірничої маси при видобутку урану традиційним шахтним способом видається на-гора і після первинного збагачення на промплощадці разом зі вміщуючими безрудними гранітами накопичується на денній поверхні у вигляді гігантських відвалів, які зазнають протягом десятків років впливу екзогенних процесів (дефляція, площинна і лінійна водні ерозії, інфільтраційні процеси і таке інше). Усі ці процеси негативно впливають на навколишнє середовище, сферу проживання людини. Адже у зоні радіо- та гео-екологічного впливу ДП «Новокосянтинівська шахта» розташовані села: Мануйлівка, Лутківка, Новомиколаївка, Олександрівка, Оникієве та ін., а також м. Мала Виска.

З дотриманням всіх екологічних вимог, які виставляються гірничо-видобувній промисловості, радіологічний, гео-екологічний, гідрогеологічний та інженерно-геологічний стан навколишнього середовища у зоні впливу урановидобувного підприємства зазнає негативного впливу і в контексті зазначеного ДП «Новокосянтинівська шахта» СхідГЗК не є винятком. Проектна потужність цієї шахти – видобуток 1200 тис. т уранової руди на рік, що дорівнює нинішньому об'єму видобутку на комбінаті (ДП «Інгульська шахта» та ДП «Смолінська шахта», на яких ведеться експлуатація трьох родовищ, відповідно, на першому з них – Мічурінського та Центрального і на другому – Ватутінського).

Специфіка радіо- і гео-екологічного моніторингу ДП «Новокосянтинівська шахта».

За визначенням [5] моніторинг — це універсальний метод досліджень, який є основою природоохоронної діяльності. Він охоплює систему спостережень, збір і узагальнення даних і розповсюдження інформації з певними цілями для виконання однієї чи кількох функцій, в т.ч. встановлення факту значної зміни в навколишньому середовищі і забезпечення раннього оповіщення про нього, прогноз зміни його стану і окремих екологічних систем та управління природним середовищем.

Об'єктний моніторинг включає в себе техногенний аспект (в першу чергу, технологію видобутку традиційним шахтним способом чи методом підземного вилуговування); фізичний аспект з джерелами впливу розвідувального, добувального та переробного комплексів. Ці три чинники мають кілька типів впливу на геологічне і навколишнє середовище, а саме: механічне, гідрохімічне, газоваерозольне, гідродинамічне і радіаційне. Останнє найбільш небезпечне для людини, а всі інші можуть негативно впливати і на

природні об'єкти (в першу чергу стан річок, ставків і ґрунтів), на фауну і флору, а також на техногенні, соціальні і культурно-історичні об'єкти.

Об'єкт наших досліджень — ДП «Новокостянтинівська шахта» на даний час знаходиться на підготовчо-експлуатаційній стадії відпрацювання. Попередньо зазначалось [6], що у плані безпеки праці на шахті функціонуватиме перша в Україні система контролю над радіаційним випромінюванням, котра оперативно надсилатиме відповідну інформацію на спеціальній пристрій. Для мінімізації негативного впливу хвостосховища ДП на екологічну ситуацію передбачається захоронення решток видобувного процесу в приміщенні з монолітних блоків, що практично унеможливить дифузію, а також застосування технології кучного вилуговування некондиційних руд і радіоактивних вміщуючих порід на шахтному проммайданчику, завдяки якій планується додатково вилучити десятки тонн урану, а одержану нерадіоактивну породну масу можна буде використовувати на будівництві шляхів, роботах по рекультивації і таке інше. Реалізація на Новокостянтинівській шахті зазначених технологій захоронення відходів видобувного процесу і вилучення урану призведе не тільки до додаткового видобутку урану, але й суттєво покращить радіаційну ситуацію у зоні радіоекологічного впливу цього об'єкту.

Зараз, під час підготовчо-експлуатаційних робіт, не дивлячись на те, що на Новокостянтинівській шахті ще використовується вибухівка, планується безтритиловий видобуток, тобто без використання вибухівки (амоніту) і перехід на сучасну технологію із застосуванням гідропріладів шведського та фінського виробництва, яка сприятиме як поліпшенню техніки безпеки шахтарів, так і зменшенню навантаження на геологічне та навколишнє середовище. Завдяки цьому від додаткової, генерованої вибухами, тріщинуватості і проникності буде убезпечений вміщуючий рудні поклади породний масив з глибини видобутку до денної поверхні, що суттєво зменшить додаткове надходження радону в сферу проживання людини (в першу чергу, в слабо провітрювані сільські приватні житлові будинки і, особливо, в підвали і погребі). Важливим наслідком безвибухової технології видобутку руд буде покращення якості підземних вод, які перестануть забруднюватись нітратами.

Завдяки наявності густої мережі тектонічних тріщин, яка утворилася в процесі пострудної тектонічної активізації, простежується підвищена латеральна і вертикальна проникність рудовміщуючих порід. Внаслідок цього на значну глибину сягають інтенсивні процеси вивітрювання, гіпергенезу, регенерації зруденіння і переносу рудних елементів, в т.ч. і вгору. Тому майже завжди на ділянках уранових родовищ в перекриваючих кристалічні породи осадових кайнозойських відкладах (в т.ч. і в ґрунтах, що розорюються) виявляються ореоли підвищеного вмісту U, Th та їх елементів-супутників. Особливо чітко це проявляється на тих блоках, де рудні зони еродовані, виходять на поверхню кристалічного фундаменту і перекриті малопотужним осадовим чохлам. Саме такою будовою відзначається Новокостянтинівське родовище. В межах одних тектонічних блоків, які в пострудний час в результаті тектоно-магматичної і неотектонічної активізації були підняті і глибоко еродовані, збереглася лише нижня частина рудних зон, і рудні тіла виклинюються на глибинах 600-650 м (до горизонту -300 м); на інших же (опущених і слабо еродованих) уціліла більша частина первісного вертикального розмаху зруденіння, і руди тут виклинюються на глибині понад 1300 м (рис.2) від денної поверхні (до горизонту 1100 м).

Умовні позначення — див. рис. 1.

Таким чином, по падінню рудні зони родовища простягаються на 1700 м, що практично відповідає максимальному розмаху зруденіння урану цього генетичного типу на УЩ. В результаті, на родовищі маємо справу з явищами, невідомими на інших урановорудних об'єктах, і в першу чергу, з підвищеним вмістом радону. Аномально висока концентрація цього елемента значною мірою пов'язана з близькістю Корсунь-Новомиргородського плутона. До речі, такому сусідству зобов'язані і радонові води Звенигородки, Миронівки та ін. Підйом радону вгору на родовищі спровоковано великим об'ємом глибокого буріння, проходкою горизонтальних (понад 10 000 погонних метрів) і вертикальних гірничих виробок (4 шахтних стовбури) й потужною розломно-тріщинною тектонікою.

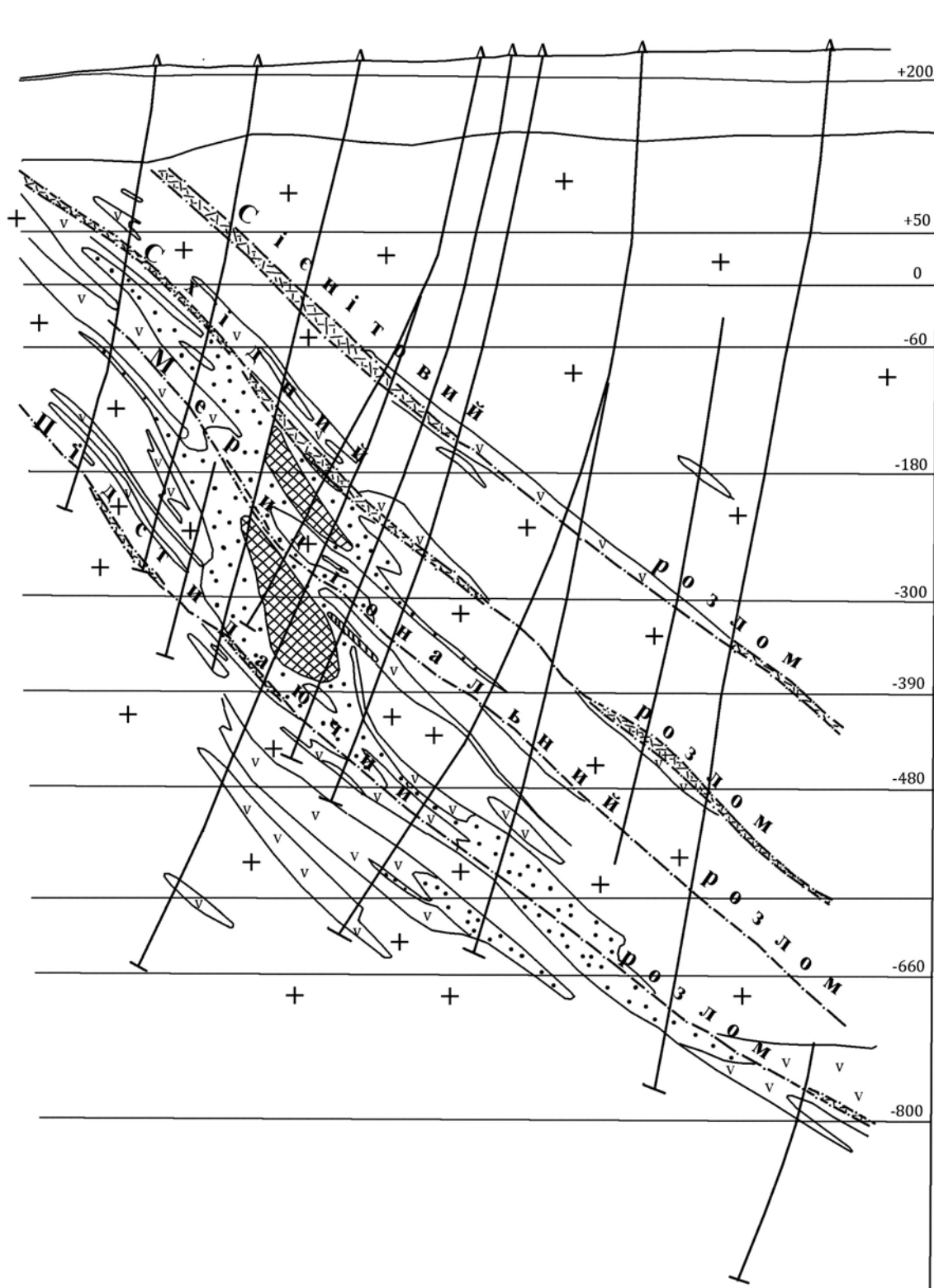


Рис. 2. Геологічний розріз по профілю №28 Новокосянтинівського родовища (за даними КП «Кіровгеологія» з доповненнями Крамара О.О.).
Умовні позначення – див. рис. 1.

Основні запаси руди вивчені і геометризовані по сітці 50×5 м до горизонту -600м. Всього пробурено біля 1000 свердловин загальним метражем 57359 м. Середня глибина свердловин – 583 м. Поверхня кристалічного фундаменту перебудурена 436 картувальними свердловинами (всього 31800 м) середньої глибини 73 м.

Рудні поклади пересічені гірничими виробками на горизонті -300 м (на глибині приблизно -500 м від денної поверхні) з шахтних стовбурів: розвідувально-експлуатаційного (РЕ-6) і вентиляційного (В-1) (рис.3), які збиті на горизонті -300 м квершлагом завдовжки 1700 м. Глибина основного стовбура РЕ-6 складає 1068 м, а В-1 — 680 м. Крім того, частково пройдені головний і допоміжний стовбури шахти. Середнє січення горизонтальних гірничих виробок (штреки, орти, розсічки та камери) 6,8-7,2 м². Також створено ряд значних за об'ємом підземних виробок під склади та майстерні. Із підземних камер пробурено 391 свердловину об'ємом 29213 м, які перетнули рудні тіла по падінню і простяганню через 25-12,5 м. Найглибшою на родовищі є свердловина №11, абсолютна відмітка забою якої -2305 м. Температурний режим на родовищі, визначений по цій глибокій свердловині КП «Кіровгеологія», такий : на відмітці -300 м (горизонт гірничо-розвідувальних робіт) порядку 16-16,5 °С , на відмітці - 1000 м температура досягала 25-25,5 °С, а на відмітці — 2000 м була вище (41,5-42°С). Ці дані свідчать про те, як в результаті лише геологорозвідувальних робіт змінилась характеристика вміщуючої товщі порід і самих рудних тіл в ній. Мається на увазі цілісність масиву, пористість і проникність порід. Не менш суттєвим є і такий важливий фактор, як проходка на етапі детальної розвідки родовища підземних виробок з використанням вибухівки, що спричинило додаткову руйнацію порід і зміну їх фізико-механічних властивостей (збільшення тріщинуватості, пористості і проникності).

Набута в результаті геологорозвідувальних робіт додаткова пустотність і проникність родовища по вертикалі, що має наскрізний характер, високі температури і геостатичний тиск на глибині явились провокаторами інтенсивного руху радону вгору — в гірничі виробки та на денну поверхню. Моніторинг радононосності навколишнього середовища в зоні експлуатації цього родовища вкрай необхідний, що підтверджено спеціалізованими дослідженнями радіоекологічного впливу на здоров'я людської популяції у метрополітені [7].

На ділянці родовища в результаті проходки шахтних виробок і постійної відкачки вод з шахти утворилась гідрогеологічна депресія, оскільки на час завершення геологорозвідувальних робіт суттєво (на 57 м) понизився рівень підземних вод в кристалічних породах і локалізованих в осадовому чохлах. Якщо розміри родовища в плані дорівнюють 1,7 км — з півночі на південь і 1-1,2 км — з заходу на схід, то у зв'язку із зростанням об'ємів відкачки підземних вод з шахти протягом експлуатації родовища, на якому вже розпочато супутній, хоча й незначний за обсягом, видобуток руди, суттєво збільшаться параметри депресивної воронки.

Тому екологічний (в т.ч. і радіаційний) стан навколишнього середовища в зоні Новокостянтинівського родовища буде нести на собі відповідний вплив гірничо-збагачувального виробництва. Збільшуватиметься депресивна воронка з невідворотнім процесом обезводнення криниць і горизонтів водозабору, підвищиться вміст радону в підземних водах, а також на денній поверхні в житлових, підсобних і виробничих приміщеннях (в першу чергу в погребях, підвалах) і недостатньо провітрюваних жилих будинках у селах. Пониження рівня підземних вод, зміна режиму їх циркуляції, а також розкоркування підземними виробками і свердловинами, глибина багатьох з яких перевищує 1-2 км, ізольованих і законсервованих підземних водних лінз та горизонтів, насичених радоном, обов'язково призводитиме до зміни хімізму і радіоактивності шахтних вод, що будуть відкачуватись на поверхню і потраплятимуть в поверхневі водотоки, в першу чергу у р. Мала Вись.

Поряд із цим різному ступеню забрудненості, крім безпосередньо поверхневих вод підлягатимуть такі водоносні горизонти:

- в сучасних алювіальних відкладах (aQ1V) — долинні форми рельєфу та русловий алювій;
- в глинистих пісках, супісках та суглинках пізньопліоцен-ранньоантропогенових відкладів (N₂-Q₁) переважно в межах різнопорядкових вододілів та привододільних схилів;
- в пісках та глинистих пісках середнього та верхнього сармату (N₁S₂-N₁S₂₋₃) — цей горизонт, як і вищезалігаючий, не має суцільного розповсюдження; на окремих

- ділянках, які слугували шляхами стоку на південь талих вод Дніпровського материкового льодовика, цей горизонт відсутній;
- в пісках полігенного горизонту ранньо-середнього неогену (N_{1-2}), який також зазнав ерозійного розчленування протягом дніпровського віку (Q_{11}) талими водами льодовика;
 - в глауконітових пісках харківської світи середнього-пізнього палеогену (P_{2-3h}), які за незначним винятком, перекривають майже всю досліджувану площу;
 - в пісках різнозернистих, місцями глинистих, і пісковиках київської світи палеогену (P_{2kv}), збагачених глауконітом та притаманими їм сорбційними властивостями;
 - в пісках древнього алювію бучацьких долин (P_2b), які виповнюють ранньопалеогенові депресії ерозійного походження;
 - в тріщинних структурах докембрійських кристалічних порід та лінійних зонах вивітрювання, розвантаження яких відбувається за межами території наших досліджень, виключаючи ділянки лінійних розривних структур, активізованих на сучасному етапі геологічного розвитку.

Ніяке очищення шахтних вод на проммайданчику поки що не дає дійсно чистої, тим паче питної води, такої, яка б не мала негативного впливу на організм людини, риби і водоплаваючих птахів. Радіоактивні елементи будуть накопичуватись в донних осадах річок і ставків, водоростях та інших гідрофільних рослинах. Разом з тим, шахтні води не являються основним постачальником радіоактивних елементів і уранорудної мінералізації в поверхневій воді. Більш значну роль в погіршенні радіоекологічної ситуації відіграватимуть забруднені ураном і торієм породи в так званих безрудних відвалах, у які в результаті технології первісного збагачення руди на шахтах потрапляє чималий відсоток рудних уламків і дрібно роздробленого рудного пилу, та забруднені ураном метасоматити і некондиційне зруденіння зі вмістом корисного компонента менше 300 г/т. Постійні водні та еолові процеси вивітрювання териконів-відвалів ведуть до радіоактивного забруднення навколишніх полів, лісових масивів, водних басейнів, а також і населених пунктів. Обвалування відвалів в цьому випадку не є ефективним.

Як зазначалось вище, чималі об'єми породної маси, в т.ч. і рудної, накопичено на шахтному проммайданчику родовища в процесі геологорозвідувальних робіт. Тому суттєвим внеском у зменшення негативного впливу Новокостянтинівського об'єкту на екологічний стан навколишнього середовища буде переробка гірничої маси відвалів, оскільки під впливом екзогенних чинників (дощів, у тому числі кислотних, талих вод, інсоляції, різких коливань температури) уранові мінерали, якими багаті відвали, розкладаються (найлегше руйнуються такі оксиди, як гідронастуран, а особливо уранові черні) і потрапляють в ґрунт, на якому лежать відвали, а звідтіля — в підземні води. Не меншою мірою радіоактивні елементи зносяться в яри і балки та накопичуються в донних відкладах річок та ставків.

Таким чином, виходячи із структурно-петрологічних особливостей рудного поля, будови осадового покриву, наявної мережі палеогеоморфологічних та сучасних ерозійних форм, режиму поверхневих водотоків і водойм, розміщення населених пунктів, комплексний об'єктний моніторинг зони радіо- та геоecологічного впливу ДП «Новокостянтинівська шахта» мусить охоплювати як території безпосередньо прилеглі до шахти, так і значні території, розташовані поза межами власне рудного поля. Фактично такий моніторинг було започатковано на етапі детальної розвідки Новокостянтинівського родовища (рис.3).

Звичайно, в зонах видобутку уранових руд уран і торій потрапляють в оточуюче середовище переважно в зв'язаній мінеральній формі. Масштаби їх впливу на екологічну ситуацію поки що не встановлені, але характер дії той же — негативний. Нагальною є необхідність постійного контролю якості повітря, яке з вентиляційної шахти викидається в атмосферу. В ньому може бути тонкодисперсний радіоактивний пил. Разом з цим значне нарощування видобутку урану в Україні, пов'язане з експлуатацією крупного Новокостянтинівського родовища, а згодом і інших (Лісового, Літнього і Докучаєвського) родовищ однойменного рудного поля, які разом з Ватутінським (діюче підприємство

«Смолінська шахта») і Квітневим родовищами локалізовані в межах одного Маловисківського району Кіровоградської області, несе додаткове промислове і екологічне навантаження на цей сільськогосподарський регіон з його «докучаєвськими» чорноземами і викликає реальні ризики негативного екологічного впливу на навколишнє середовище. Виходячи із перспективи відпрацювання усіх уранових родовищ Новокосянтинівського рудного поля, яке охоплює площу, значну більшу за зону екологічного впливу Новокосянтинівської шахти, територія об'єктного моніторингу суттєво зростає. До цієї роботи слід долучити науковців ДУ «ІГНС НАН України», якими вже розпочаті дослідження в цьому напрямку і одержані перші аналітичні наробки.

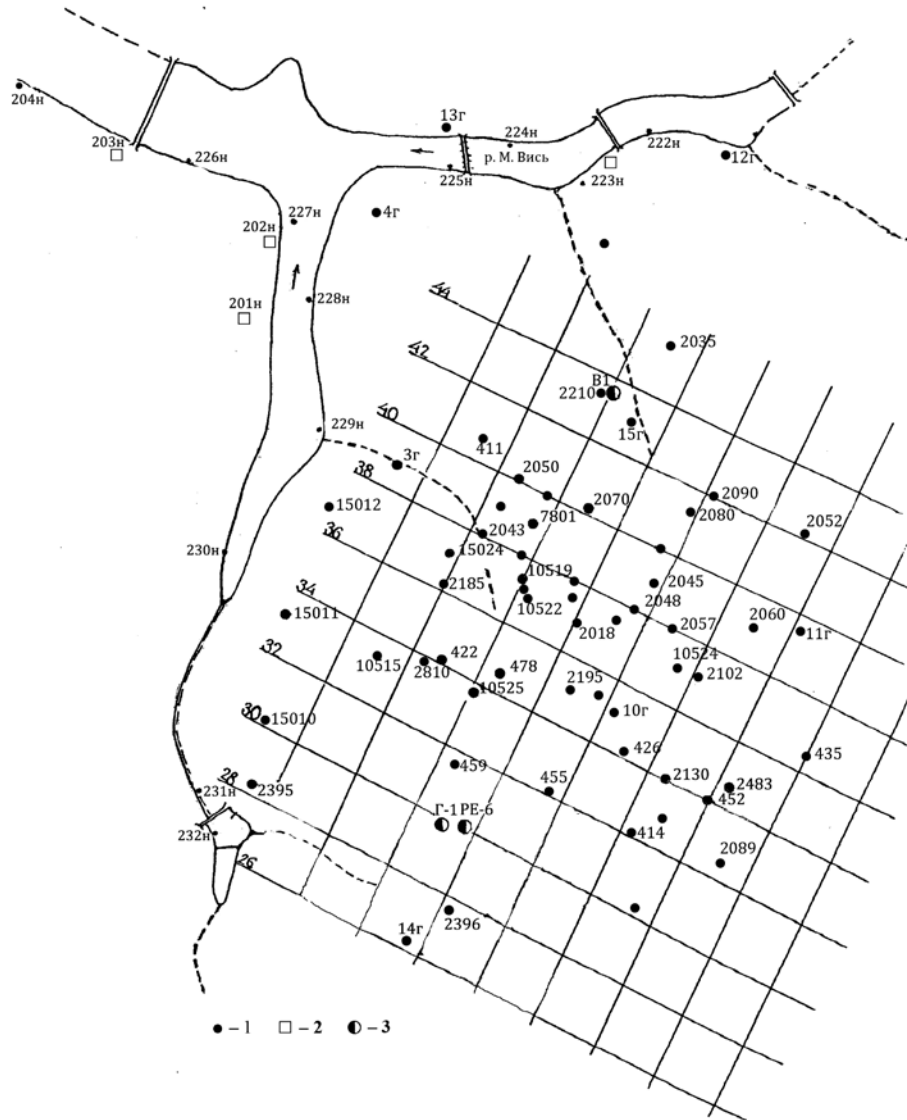


Рис 3. Схема розміщення свердловин режимної мережі ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія» у процесі детальної розвідки Новокосянтинівського родовища. 1 – свердловини, 2 – колодязі, 3 – шахтні стовбури (PE – Розвідувально-експлуатаційний, Г-1 – Головний, В1 – Вентиляційний).

Висновки. Пониження рівня підземних вод і утворення великої депресивної воронки на території урановорудного підприємства, що супроводжується обезводненням не тільки водоносного горизонту в осадовому чохлі, а і горизонту тріщинних вод в кристалічних породах найближчим часом на глибини 500 м і більше та площею до 10 км² на рівні денної поверхні, є реальним і невідворотним негативним результатом експлуатації родовища. Питної води в колодязях ближніх сіл (Мануйлівки, Лутківки та ін.) найближчим часом не стане.

До головних ризиків можливого негативного впливу діючої Новокосянтинівської шахти на навколишнє середовище слід віднести також наступне.

1. Забруднення і зміна хімізму підземних вод (в першу чергу) за рахунок збільшення вмісту радіоактивних елементів та нітратів, які породжує вибухівка в результаті її використання під час видобутку урану.

2. Єрозійні форми палеорельєфу, що за елементами залягання не співпадають з геоморфологією сучасної поверхні, можуть викликати непередбачений напрямок стоку шахтних вод, а значить, забруднення підземних водних горизонтів на неочікуваних ділянках та формування непрогнозованої геометрії депресивної гідрогеологічної воронки, яка, до того ж, практично не буває правильною овальною форми, а характеризується ізометричною морфологією, оскільки в першу чергу формується в тісній залежності від тектонічної будови конкретного родовища.

3. «Тротиловий» метод видобутку руди на території спричиняє постійну технологічну «сейсмічність» і формування додаткової тріщинуватості, пористості і проникності порід та створює додаткові шляхи надходження на денну поверхню великих об'ємів радону і негативно впливатиме на здоров'я місцевого населення.

4. Накопичення на шахтному майданчику, навколо якого є сільськогосподарські угіддя зі знаменитими «докучаєвськими» чорноземами, великих відвалів забалансових руд і забруднених ураном порід буде призводити до забруднення полів радіоактивним пилом, який переноситься як вітром, так і дощовими та талими водами. Найбільше накопичення цього бруду очікується в негативних формах рельєфу (долинах річок Великої і Малої Висей та в ставках), де вони акумулюються в їх донних осадах. Запобігання цих небезпечних для екології навколишнього середовища процесів може слугувати збільшення об'єму переробки цих відвалів з вилученням урану методом кучного вилуговування. Ефективність таких робіт вже доведена на Державному підприємстві «Смолінська шахта».

З метою оперативного контролю екологічної ситуації в зоні дії ДП «Новокосянтинівська шахта» потрібно вести щорічний посезонний (весна, осінь) об'єктний моніторинг родовища, для чого слід реанімувати режимну мережу свердловин ГРЕ №37 КП «Кіровоградська геологія», що охоплює площу всього родовища і його флангів, та продовжити відбір проб води та заміри вмісту радону.

1. Крамар О.А., Рымаренко В.В. Структурный анализ рудовмещающих эшелонированных зон катаклаза / Тез.докл. Всесоюз. школы «Структурный анализ кристаллических комплексов». М., 1986. С.56-58.
2. Глевасский Е.Б., Крамар О.А. Геодинамические обстановки и металлогения урана Центральной части Украинского щита // Зб. наук.праць ІГНС НАНУ. — 2002, вип.56. — С.227-244.
3. Семенюк Н.П. Геодинамика Новоукраинского гранитогнейсового купола Украинского щита в мезокайнозойе / Тез.докл. Всесоюз.совещ. «Гранитогнейсовые купола». — Иркутск, 1983. — С. 82-83.
4. Семенюк Н.П. Криничеватско-Краснополкская морфоструктура — новый структурный элемент Кировоградского блока // Докл. АН УССР. — 1984. № 12. - С.25-27.
5. Самсонов Б.Г., Печенкин И.Г., Седнев М.В. Объектный мониторинг на урановых горнодобывающих предприятиях // ВИМС. — М., - 2008. — 122 с.
6. Шевченко О. Через двадцять років після закінчення «холодної війни» згадали: уран потрібен не лише для ракет // Кіровоградська правда. — 2007. — №54 (21380).
7. Комов И.Л. Радиационная минералогия и геохимия. — К.: Наук. думка, 2006. — 426 с.

Крамар О.А., Семенюк Н.П., Кирьянов Н.Н., Ноженко А.В.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ ВЛИЯНИЯ УРАНОВОРУДНОГО ПРЕДПРИЯТИЯ «НОВОКОНСТАНТИНОВСКАЯ ШАХТА» НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

Увеличение добычи урановых руд для обеспечения топливом функционирующих энергоблоков украинских АЭС и тех, которые сооружаются, требует введения в эксплуатацию новых горнодобывающих предприятий и, в частности, Новоконстантиновской шахты в Кировоградской области. В процессе подготовительно-эксплуатационных и добычных работ возникает ряд геоэкологических проблем, которые рассматриваются в статье, с последующим их учетом по результатам комплексного мониторинга состояния окружающей и геологической среды, начатого ГУ «ИГОС НАН Украины».

Kramar O.A., Semenuk N.P, Kyryanov N.N., Nozhenko A.V.

GEOECOLOGICAL PROBLEMS IN THE ZONE OF INFLUENCE OF MINING ENTERPRISE “NOVOKONSTYANTYNIVS’KA MINE” ON THE ENVIRONMENT

It is necessary to increase uranium ore mining for Ukrainian NPP supplying. It can be done due to set in operation of new mining enterprises for example such as “Novokonstyantynivs’ka mine” in Kirovograd region. During preparing, operating and extractive works there are some geoecological problems appear. It is necessary to use comprehensive environmental and geological monitoring for impact minimization. The monitoring has already started in the State Institution “IEG NAN of Ukraine”. All mentioned above issues are defined in the article.

Е.Г. Мусич, Ю.Н. Демихов

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

БИОВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ МЕТАЛЛОВ ИЗ ГОРНЫХ ПОРОД И ОТВАЛОВ: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

В кратком обзоре отражены целесообразность получения металлов из руд способом бактериально-химического выщелачивания и роль микроорганизмов в решении некоторых экологических проблем.

Целью данного сообщения является краткий обзор и характеристика биологического выщелачивания металлов из руд горных пород, технология которого признана экономически выгодной и экологически безопасной.

Исследования по выщелачиванию металлов начаты после выделения в 50-х годах XX века из дренажных кислых вод угольной шахты микроорганизмов, способных к окислению двухвалентного железа до трехвалентного — бактерий *Acidithiobacillus ferrooxidans* (ранее называвшихся *Thiobacillus ferrooxidans*). Бактерии, способствующие выщелачиванию металлов, по типу питания относятся к хемоавтотрофным, для получения энергии катализирующие химические окислительно-восстановительные реакции и ассимилирующие углекислый газ для конструктивного обмена клеток, т.е. питающиеся автономно, без использования органики. Поэтому все автотрофные микроорганизмы не являются патогенными [17, 20, 21, 23, 24].

Микробное выщелачивание является привлекательной альтернативой традиционным физическим и химическим методам обогащения руд благодаря сокращению потребления энергии, транспортных затрат и менее пагубному воздействию на окружающую среду.

Промышленное применение бактериального выщелачивания начато в 60-х годах с кучного и подземного извлечения металлов из бедных забалансовых медных и урановых руд и отвалов в США, Канаде, Болгарии, СССР и других странах [4, 11-14, 15-16].

Обычно использование микроорганизмов при извлечении металлов преследует одну из двух целей: превращение (или окисление) нерастворимых сульфидов металлов в растворимые сульфаты или создание условий для лучшего взаимодействия химических веществ с поверхностью минерала и растворения необходимого металла. Примером первого процесса является преобразование таких минералов меди, как ковеллин (CuS) или халькозин (Cu_2S), в растворимые сульфаты. Примером второго процесса служит извлечение железа, мышьяка и серы из золотоносного арсенопирита (FeAsS), вследствие чего оставшееся в минерале золото легче выделяется при помощи цианирования. Оба этих процесса являются окислительными. Если добываемый металл переводится в раствор, речь идет о **биовыщелачивании**. Когда же металл остается в руде — о **биоокислении**. Тем не менее, термин «биовыщелачивание» часто используется в обоих случаях.

Существует два механизма биовыщелачивания:

Прямое бактериальное выщелачивание происходит при физическом контакте бактериальных клеток с поверхностью минерала в несколько стадий, катализируемых ферментами:

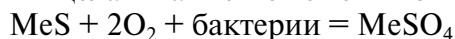


В сумме:



Таким образом, при прямом взаимодействии *Acidithiobacillus ferrooxidans* могут быть окислены следующие не содержащие железа сульфиды металлов: ковеллин (CuS), халькозин (Cu_2S), сфалерит (ZnS), галенит (PbS), молибденит (MoS_2), стибнит (Sb_2S_3), кобальтин (CoS), миллерит (NiS).

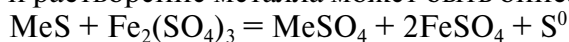
Прямое бактериальное выщелачивание может быть описано следующей реакцией:



где MeS – сульфид металла.

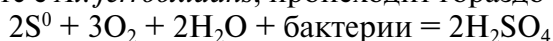
Предположительно, бактерии прикрепляются не ко всей поверхности минерала, а предпочитают специфические участки дефектов кристаллической решетки.

При *непрямом биовыщелачивании* бактерии генерируют «окислитель», который химически окисляет сульфидный минерал. В кислых растворах таким окислителем служит Fe^{3+} , и растворение металла может быть описано следующей реакцией:



Для поддержания достаточного количества железа в растворе химическое окисление сульфидов металлов происходит в кислых условиях при $\text{pH} < 5.0$. Двухвалентное железо, образующееся в данной реакции, может быть заново окислено до трехвалентного железом окисляющими бактериями (*At. ferrooxidans* или *L. ferrooxidans*). При *непрямом выщелачивании* бактерии не нуждаются в контакте с поверхностью руды. Они выполняют только каталитическую функцию, ускоряя окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} . При $\text{pH} 2.0\text{-}3.0$ бактериальное окисление Fe^{2+} примерно в $10^5\text{-}10^6$ раз быстрее, чем химическое окисление [11].

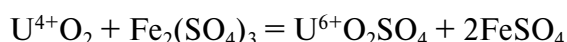
Выделяющаяся в процессе сера может быть окислена до серной кислоты бактериями *At. ferrooxidans*. Но окисление серы бактериями *At. thiooxidans*, которые часто встречаются вместе с *At. ferrooxidans*, происходит гораздо быстрее:



Роль *At. thiooxidans*, вероятно, состоит в создании благоприятных условий для роста железом окисляющих бактерий, таких как *At. Ferrooxidans* или *L. Ferrooxidans* [6].

При выщелачивании медных руд бактерии воздействуют непосредственно на сульфидные минералы, переводя их в растворимое состояние. Они также участвуют в регенерации сульфата железа (III), являющегося хорошим растворителем сульфидных минералов. В России группу тионовых бактерий используют при кучном и подземном методах выщелачивания меди в промышленных масштабах [11].

Кроме того, в ряде зарубежных стран этот метод нашел достаточно широкое применение для получения урана. В мире мало рудников с высоким содержанием урана (U) в руде (выше 0,1 %), однако существуют большие запасы бедных руд, промышленное использование которых технически возможно и экономически целесообразно. Иными словами, руда – экономическое понятие и основной принцип классификации «руда – не руда» связан лишь с процентным содержанием урана в породе. Поэтому разработка методов экономичного выделения урана из них представляет несомненный практический интерес [5-8, 16]. Нерастворимый четырехвалентный уран окисляется до водорастворимого шестивалентного:



Окислитель четырехвалентного урана может производиться бактериями *At. Ferrooxidans* посредством окисления пирита, который часто присутствует в урановых рудах. Кроме *непрямого выщелачивания урана At. ferrooxidans*, вероятно, способна окислять U^{4+} до U^{6+} , активно используя часть энергии этой реакции для ассимиляции CO_2 [27-28].

Таким образом, биовыщелачивание основывается на взаимодействии биологических и химических окислительных процессов.

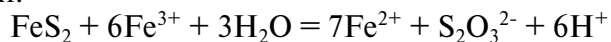
В природных условиях бактериальному выщелачиванию с участием тионовых бактерий подвергаются только те урановые руды, которые содержат в своем составе пирит. В 60-80 г.г. XX столетия аналогичные работы проводились в Кировской экспедиции совместно с сотрудниками ВИМСа по двум направлениям [3, 9, 10]:

- извлечение урана из руд за счет бактериального окисления пирита, либо содержащегося в руде, либо добавляемого в нее;
- извлечение урана из руд раствором, содержащим сульфат окиси железа, получаемым с помощью тионовых бактерий из сульфата закиси железа.

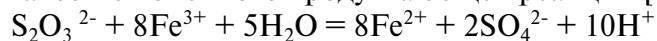
Исследован также беспиритный биохимический вариант извлечения урана из рядовых и забалансовых руд украинских месторождений с помощью тионовых бактерий [9], [10].

Окислять S^0 , Fe^{2+} и сульфидные минералы способны также некоторые представители родов *Sulfolobus* и *Acidianus*. Среди этих микроорганизмов – мезофильные и умеренно термотолерантные формы, крайние ацидофилы и ацидотермофилы [7].

Считают, что как только клетка микроорганизма прикрепляется к поверхности нерастворимого в кислоте сульфида металла (пирита FeS_2 , молибденита MoS_2 , тангстенита WS_2), ион трехвалентного железа (Fe^{3+}), содержащийся во внеклеточном экзополимерном слое, начинает непрямую атаку (действие) на сульфид металла согласно следующей реакции:



Тиосульфат является начальным промежуточным продуктом, который далее превращается в последующие промежуточные продукты (тетратионат, тритионат) с формированием сульфата в качестве конечного продукта общей реакции [24]:



В последние годы появились новые исследования о роли микроорганизмов в процессе биовыщелачивания, а именно, в образовании внеклеточных полимерных соединений (ВПС), которые считаются местом начала процесса выщелачивания [10]. Формирование экзополимерного материала является важным условием прикрепления клеток к минералу и последующего его растворения. Железо, содержащееся в ВПС, придает клетке положительный заряд, обеспечивая электростатическое притяжение между микробной клеткой и отрицательно заряженной поверхностью пирита. Более того, Fe^{3+} участвует в первой стадии разрушения пирита, что обуславливает необходимость присутствия определенного количества Fe^{3+} в культуральной среде в начале процесса биовыщелачивания (≥ 0.2 г/л).

На основании вышеизложенного можно предположить три механизма в процессе биовыщелачивания:

1) *непрямое биовыщелачивание*: микроорганизмы не прикрепляются к поверхности минерала, и их действие ограничено возобновлением выщелачивающего агента – Fe^{3+} ;

2) *контактное биовыщелачивание*: микроорганизмы прикрепляются к поверхности минерала, способствуя его электрохимическому растворению с помощью Fe^{3+} , содержащегося в ВПС; экзополимеры производятся клеткой для прикрепления ее к твердой поверхности минерала;

3) *кооперативное биовыщелачивание*: микроорганизмы, прикрепленные к минеральной поверхности, кооперируют со свободными клетками из раствора; прикрепленные бактерии высвобождают окисляемые металлы, которые служат источником энергии для микроорганизмов в растворе.

Бактериальное выщелачивание, называемое в промышленности биогидрометаллургией, в нашем веке является признанным способом переработки сульфидных руд для получения цветных металлов и урана. В технологии биовыщелачивания широко используются представители мезо- и умеренно термофильных ацидофильных эубактерий: *Acidithiobacillus thiooxidans*, *Ac. ferrooxidans*, *Ac. caldus* (тионовые бактерии); *Zeptospirillum ferrooxidans*, *Z. thermoferrooxidans*, *Z. ferriphilum* (железобактерии); грамположительные эубактерии, принадлежащие к родам *Alicyclobacillus*, *Sulfobacillus*; мезо- и умеренно термофильные ацидофильные археи порядка *Thermoplasmatales*, а также представители низших грибов: *Aspergillus flavus*, *A. terreus*, *Penicillium oxalicum*, *P. spimelosum*, *P. brevicompactum* [21-23, 25-26, 28-30].

Таким образом, проблема микробиологической адсорбции и бактериального выщелачивания приобретает важное значение в связи с развитием нового направления в технологии добычи полезных ископаемых и охраны окружающей среды. Особую актуальность технология биовыщелачивания представляет для украинских урановых руд со средним содержанием урана в породе, что обуславливает их специфику.

Использование селективных микроорганизмов позволит получить дополнительное количество цветных металлов в тех промышленно развитых районах, в которых имеются «законсервированные» отработанные месторождения, за счет утилизации «хвостов» обогатительных фабрик, шламов и отходов металлургических производств, а также

перерабатывать бедные и некондиционные руды для полноты и эффективности использования минерального сырья.

1. Агеева С. Н., Кондратьева Т. Ф., Каравайко Г. И. Плазмидные профили штаммов *Acidithiobacillus ferrooxidans*, адаптированных к разным субстратам окисления // Микробиология. 2003. Т. 72. № 5. С. 651-657.
2. Адамов Э.В., Панин В.В., Польшин С.И. Бактериальное и химическое выщелачивание металлов из руд. Итоги науки и техники. Обогащение полезных ископаемых // ВИНТИ, 1974, т.8, с. 5-67.
3. Алмазова Н.А., Потапченко Н.Г., Чемерис Л.М. Микробиологическое выщелачивание руд. //Инф. Бюл. Кировской экспедиции, 1974, Киев. № 26, с.29-45.
4. Брунштейн А. Применение микробиологических методов при подземном выщелачивании урановых руд. // Биогеотехнология металлов. Труды Межд. Семинара и Межд. Учебных курсов. М., 1985. С. 326-339.
5. Вольдман Г.М., Зеликман А.Н. Теория гидрометаллургических процессов. М.: Metallurgy, 1993, 400 с.
6. Головачева Р. С., Голышина О. В., Каравайко Г. И., Дорофеев А. Г., Пивоварова Т. А., Черных Н. А. Новая железокисляющая бактерия *Leptospirillum thermoferrooxidans* sp. nov. //Микробиология. 1992. - Т. 61. №6. - С. 1056-1065.
7. Головачёва Р.С., Каравайко Г.И. *Sulfobacillus* — новый род термофильных спорообразующих бактерий // Микробиология. 1978. - Т. 74. Вып. 5. - С. 815-822.
8. Каравайко Г.И., Кузнецов С.И., Голомзик А.И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов. М.: Наука, 1972, 272 с.
9. Кузнецова Э.Г., Алмазова Н.А., Потапченко Н.Г. Использование микроорганизмов в процессе извлечения металлов из руд. //Реф-библ. Бюл. ВИМСа, № 30, 1976, с.99.
10. Кузякина Т.И., Хайнасова Т.С., Левенев О.О. Биотехнология извлечения металлов из сульфидных руд. //Вестник Краунц. Науки о Земле, 2008. № 2. Вып. 12, с.76-86.
11. Кулебакин В.Г. Бактериальное выщелачивание сульфидных минералов. -Новосибирск: Наука, 1978.- 264 с.
12. Лисицын А.К., Кузнецова Э.Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации. //Изв. АН СССР, Сер. Геол., 1967, № 1, с.31.
13. Лисицын А.К. «Значение биохимических процессов в осаждении урана на восстановительном геохимическом барьере» в кн. А.И. Перельмана «Гидрогенные месторождения урана», 1980, М., Атомиздат, с.67-71.
14. Маркосян Г.Е. Новая железокисляющая бактерия — *Leptospirillum ferrooxidans*. nov. gen. nov. sp. // Микробиол. журн. Армении — 1972. — Т.35, №2. — С. 26-29.
15. Панин В.В., Каравайко Г.И., Польшин С.И. Механизм и кинетика бактериального окисления сульфидных минералов. / В трудах Международного семинара и Международных учебных курсов. М., 1985. С. 203-221.
16. Пивоварова Т.А., Кондратьева Т.Ф., Каравайко Г.И. Археи рода *Ferroplasma* и их роль в окислении сульфидных минералов // Тезисы 4-го Московского Международного конгресса «Биотехнология: состояние и перспективы развития». М.: 2007.-Ч. 2.-С. 323.
17. Польшин С.И., Адамов Э.В., Панин В.В. Технология бактериального выщелачивания цветных и редких металлов. М.: Недра, 1982. - 288 с.
18. Brierly C.L., Briggs A.P. Selection and sizing of biooxidation equipment and circuits. // Mineral Processing plant design, practice and control: proceedings. Vancouver, British Columbia. -2002. -V. 2. P. 1540-1568.
19. Brierley J.A Response of microbial systems to thermal stress in heap-biooxidation pretreatment of refractory gold ores. //Hydrometallurgy, 2003, V. 71:13-19.
20. Brown A.R.G., Van Aswegen P.C., The BIOX® Process: A solution to the treatment of refractory gold ores. Paper presented at the Mineral Processing and the Hydrometallurgy Plant Design Conference World's Best Practice, Australia, Perth, 1998.
21. Colmer A.R., Hinkle M. E. The Role of Microorganisms in acid Mine Drainage: A Preliminary Report // Science 1947 V. 106. №2751. P. 253-256.
22. Devasia P., Natarajan K.A. Bacterial leaching. Biotechnology in the Mining industry//Ann.Review of Microbiology, 2004,vol.17, pp. 65-91.
23. Gericke, M. and A. Pinches. Bioleaching of copper sulphide concentrate using extreme thermophilic bacteria. // Minerals Engineering, 1999, 12:893.
24. Guay R., Silver M. *Thiobacillus acidophilus* sp.nov.; isolation and some' physiological characteristics // Can. J. Microbiol. 1975 - Vol. 21, N 3. - P. 281-288
25. Hefnawy M.A., El-Jaid M. Fundal Leaching of Uranium from its Geological Ores in Alloga Area, West Central Sinai, Egypt.//Appl. Microbiol. Biotechnol., 2006, vol. 21, pp. 41-48.
26. Kelly D.P., Wood A.P. Reclassification of some species of *Thiobacillus* to the newly designated genera *Acidithiobacillus* gen. nov., *Halothiobacillus* gen. nov. and *Thermithiobacillus* gen. nov.// Int. J. Evol. Microbiol. 2000. V. 50. P. 511-516.
27. Logan T.C., Seal T., Brierley J.A. Whole-Ore Heap Biooxidation of Sulfidic Gold-Bearing Ores // Biomining. Ed. by Douglas E. Rawlings and D. Barrie Johnson. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2007. - P. 113-138.
28. Mishra A., Pradhan N. Microbiol recovery of uranium using native fundal strains.// Bioresour. Technol., 2006, vol. 97, 1876-1883.
29. Xie J.Y., Gao J.C., Jin S.B., Han X.G. Bio-oxidation Plants of Refractory Gold Concentrate in China // Proceedings of XXIV IMPC, Beijing, China. 2008. - P. 2737-2740.
30. Wen J.K., Ruan R.M., Yao G.C., Liu X., Zang H. Bioheapleaching Pilot Plant Tests on Nickel Sulphide Ore. // Proceedings of XXIV International Mineral Processing Congress. Science Press: Beijing 2008. - P. 2611-2615.

Мусич О.Г., Деміхов Ю.М. БІОВИЛУГОВУВАННЯ МЕТАЛІВ З ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА ВІДВАЛІВ: ПРОБЛЕМИ ТА ПЕРСПЕКТИВИ

В короткому огляді відображені доцільність отримання металів з руд методом бактеріально-хімічного вилуговування та роль мікроорганізмів у вирішенні деяких екологічних проблем.

Musych O.G., Demihov Y.M. BIOLOGICAL LEACHING OF METALS FROM ROCKS AND DUMPS: PROBLEMS AND PROSPECTS

In a brief review reflects the desirability of obtaining metals from ores way bacterial - chemical leaching and the role of microorganisms in addressing some environmental problems.

Д.К. Возняк, О.О. Крамар, В.М. Бельський

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

НОВІ ВИЗНАЧАЛЬНІ ОЗНАКИ ГЕНЕЗИСУ УРАН-ТОРІЙ-РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНОГО ЗРУДЕНІННЯ НА ПРИАЗОВСЬКОМУ МЕГАБЛОЦІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Подано коротку структурно-петрологічну характеристику Дібровського U-Th-REE родовища, що локалізоване на Вовчанському виступі Приазовського мегаблока. Розглянуто генезис зруденіння як такого, що виник під впливом формування поліхронного глибинного Девладівського розлому в результаті надходження рудних флюїдів з глибини та регенерації первісного зруденіння в уламково-осадовому комплексі порід Дібровської світи. Підставою для таких висновків були вперше виявлені в рудах незвичні високотермобаричні включення CO₂ флюїдів.

Дібровське уран-торій-рідкісноземельне родовище локалізоване на Вовчанському виступі в північно-західній частині Приазовського мегаблоку. Зруденіння у вигляді трьох паралельних зон (шарів) з крутим падінням локалізоване в товщі метаморфічних кварцитів, утворених за рахунок шаруватої товщі псамітів, гравелітів, пісковиків та конгломератів, що залягають на розмитій поверхні гранітів і мігматитів Шевченківського комплексу. Внаслідок глибокої регенерації кварцитів ступінь окатаності уламків важко встановлюється.

Рудоносні кварцити складають нижню підсвіту дібровської світи західно-приазовської серії порід і перекриваються залізистими кварцитами верхньої підсвіти [7]. Вік порід дібровської світи – палеопротерозой (2400-2250 млн. років), а підстилаючих мезозархейських гранітоїдів – понад 2800 млн. років [5]. Саме за рахунок руйнації цих гранітоїдів і перевідкладання уламкового матеріалу, на думку дослідників родовища [6,7,8], і сформувались прибережно-осадові поліхронні багатошарові розсипи, первісно збагачені рідкісноземельними елементами, торієм і, в деякій мірі, ураном, пов'язаними з гранітоїдними уламками монацита (чераліта). В палеопротерозой зім'ята раніше в брахіскладку ділянка розсипу була порушена Дібровською північною гілкою глибинної субширотної Девладівської зони розломів. Північна частина складки в результаті тектонічних рухів була втягнута в процеси багатоетапного динамометаморфізму, в результаті чого шарувата неоднорідна теригенно-осадова товща порід була поставлена на «голову» (з падінням, близьким до вертикального) і насичена пошаровими субпаралельними розривними порушеннями, складеними брекчованими, розсланцьованими, катаклазованими, іноді мілонітованими і будинованими поліхронними тектонітами. Найбільш поширені катаклазити по брекчіям і розсланцьованим породам з пізньою накладеною тріщинуватістю. Потужність окремих швів Дібровського розлому сягає кількох десятків метрів.

Формування потужної Девладівської зони розломів призвело до прояву динамометаморфізму, появи метаморфічних кварцитів, виникнення проникних глибинних структур і надходження в «забруднені» рудними компонентами породи дібровської світи пульсуючих потоків рудних флюїдів, що в сумарному результаті призвело до збагачення первісних концентрацій, в першу чергу ураном, з формуванням уранової мінералізації і виникнення промислового комплексного уран-торій-рідкісноземельного зруденіння регенованого типу.

Проведені нами лабораторні термобарогеохімічні дослідження вперше показали, що у формуванні U-Th-REE родовища Діброва брали участь високотермобаричні потоки CO₂-флюїду. На території Українського щита (УЩ) вони проявили себе на багатьох геологічних об'єктах. Дія цих флюїдних потоків зафіксована у становленні Майського родовища золота (Голованівська шовна зона), Полохівського петалітового родовища (Інгільський мегаблок), північних ділянок Володарськ-Волинського пегматитового поля (Волинський мегаблок). На Майському родовищі вони викликали плавлення включень високопробного золота у кварці й утворення включень гетерогенного захоплення (рідкий CO₂ + золото),

а на Полохівському — розтріскування і плавлення включень піротину у кварці й консервацію включень гетерогенного захоплення рідкого CO_2 і сульфїду залїза [3]. Температура консервації включень складала $\geq (1112-1180)^\circ\text{C}$ (тобто \geq Тпл. — самородного золота й піротину), а флюїдний тиск — $\geq (520-870)$ МПа [1]. У заноришових пегматитах Волині потоки CO_2 -флюїду сформували так званий стїльникоподїбний кварц [2]. Окрїм того, на перших двох об'єктах утворилися ще й незвичні флюїдні включення, специфічні й за будовою, і за способом формування. Своєрїдність будови включень полягає в тому, що на їх вершинах **завжди** розташована промїжна фаза (або золото високої проби, або самородний вїсмут, або сульфїд залїза) [4]. Оскїльки вона перебуває мїж кварцом (мїнерал-господар) і речовиною включення, то названа **промїжною фазою**. Величина і форма промїжної фази зазвичай точно вїдповїдають і формї, й поперечному перерїзу речовини включення. З цього випливає, що промїжна фаза є необхідною ланкою для виникнення таких включень.

Лише високї значення температури і тиску CO_2 -флюїду забезпечують можливїсть проникнення розплаву у кварц за участю промїжної фази. Механїзм незвичного утворення цих вторинних включень такий: а) за високих значень температури на контактї кварцу й промїжної фази виникає кварцовий розплав; б) флюїдний тиск витискає утворений кварцовий розплав у кварц. Імовїрно, їснує якесь мїнімальне значення тиску, нижче якого кварцовий розплав не зможе видалятись їз зони свого зародження. Таким чином, виникнення цих включень можливе лише за умови їснування розплаву (силїкатного або карбонатного) на контактї з промїжною фазою і вїдповїдних, тобто високих, значень і температури, і флюїдного тиску. У кїнцевому результатї маса витисненого у мїнерал-господар кварцового розплаву визначається об'ємом кварцу, що займає зараз речовина включення. Вона представлена слабо розкристалїзованим силїкатним склом (Майське родовище золота, сподумен-петалїтове родовище Надїя) або кальцитом (Майське родовище) [4].

Рїдкісноземельно-уран-торїєве родовище Дїброва — третїй, пїсля родовищ Майського й Полохівського, на УЩ об'єкт, на якому були встановленї ці своєрїднї вториннї флюїднї утворення (рис. 1). Якщо у процесї проникнення розплаву у кварц промїжна фаза не змїнювала своєї форми, що зазвичай трапляється, то поперечний перерїз трубчастих вїдлїнь був незмїнним, і флюїдне включення набувало трубчастої форми з постїйним поперечним перерїзом, що вїдповїдав формї промїжної фази (рис. 1, а-є). Конїчну форму воно набуває, їмовїрно, у випадку поступового розчинення промїжної фази у розплавї в процесї його формування (рис. 1, ж). Такї конїчнї утворення виявленї вперше.

Бїльшїсть незвичних утворень з промїжною фазою починають свїй рїст вїд трїщини I-II (рис. 1, д-є), вїповннених частково розкристалїзованим склом.

В процесї формування вторинних кварцитів мїнералоутворювальна система була переважно представлена водним розчином і фазою CO_2 (рїдка, газова). Її гетерогенний стан дозволяє визначати одночасно й температуру, і розрахувати флюїдний тиск консервації включень. У такому випадку температура гомогенїзації (Тг) вторинних включень водного розчину гомогенного захоплення у кварці (св. 74, гл. 171,3 м), що складає 230-235, 240-245 $^\circ\text{C}$, дорївнює температурї консервації включень. За сингенетичними до них включеннями рїдкого CO_2 густиною $0,80$ г/см³ розраховано, що флюїдний тиск мїнералоутворювальної системи дорївнюватиме близько 110 МПа. Характерно, що Тг включень рїдкого розчину CO_2 в одній залїкованїй трїщинї дещо змїнюється: вїд +16 до +18, вїд +18 до +20 $^\circ\text{C}$. Така змїна густини CO_2 -флюїду в межах $0,80 \pm 0,01$ г/см³ вказує, на наш погляд, на деяку змїну тиску CO_2 -флюїду, що надходив у виглядї окремої фази у водний розчин середовища мїнералоутворення протягом невеликого часу залїковування трїщин у кварці. Близькї значення Тг водних газопо-рїдких включень і густин CO_2 -розчину ($0,731$ і $0,688$ г/см³) включень, отриманї в роботї [10].

Виявленї ще їншї включення CO_2 -флюїду у кварці, реконструкція умов захоплення яких деталїзує спосїб формування родовища. По-перше, на вершинї голчастих кристалів силїманїту у кварці зафїксовано первиннї включення рїдкого CO_2 -флюїду густиною $0,82-0,87$ г/см³. Такий факт дозволяє визначити вищї параметри потоків CO_2 -флюїду, що брав участь у становленнї родовища Дїброва [11].

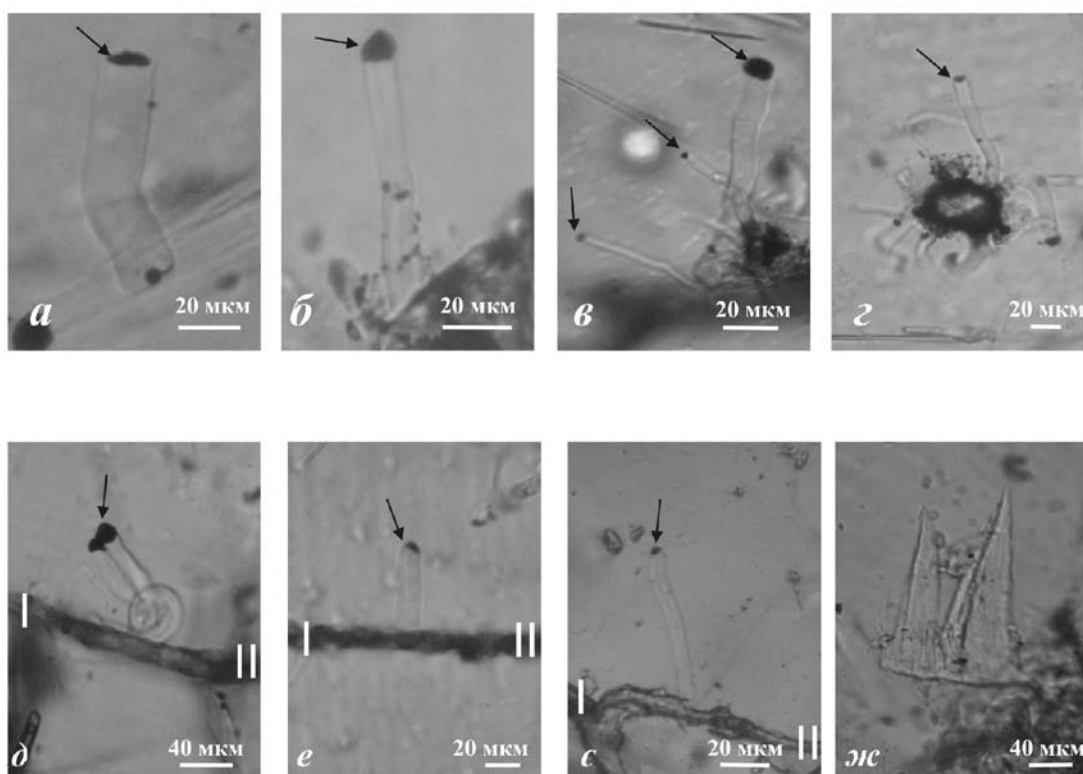


Рис. 1. Форма трубчастих виділень, вміст яких у вигляді розплаву проникав у кварц за участю проміжної фази (показано стрілками). Трапляються як поодинокі утворення (а, б, є, є), так і численні (в, г, д, ж). I—II — заповнені частково розкристалізованим склом (?) тріщини, від яких починають свій шлях незвичні новоутворення (д-є). Св. 74, гл. 171,3 м. Прохідне світло, ніколі паралельні.

По-друге, у кварці (св.74, гл. 171,3 м) виявлено включення CO_2 — флюїду гомогенного походження (у відсутності включення водного розчину), густини яких дорівнюють $1,0 \text{ г/см}^3$ (температури гомогенізації у рідку фазу дорівнюють $-14,7 \pm 0,2$, а $T_{\text{п.т.}} = -57,0 \pm 0,20^\circ\text{C}$). Найімовірніше, встановлені включення відповідають CO_2 — флюїду рідких високо термобаричних потоків, що брали участь в утворенні трубчастих утворень з проміжною фазою на Дібровському родовищі (рис.1). Нагадаємо, що близькі значення густини CO_2 ($\sim 1,0 \text{ г/см}^3$) встановлено для інших об'єктів на УЩ, де проявилася дія високотермобаричних потоків CO_2 — флюїду [3,4,9].

У процесі нагрівання трубчатих утворень з проміжною фазою (рис. 2) близько $400\text{-}450^\circ\text{C}$ відбулося потемніння їх вмісту внаслідок окислення, імовірно, заліза. До максимальної температури нагрівання, що досягала 1100°C , плавлення їх вмісту не спостерігалось. Передбачається (за аналогією до вже досліджених [4]), що вперше виявлені на родовищі незвичні утворення з проміжною фазою формувалися за допомогою розплаву і високих температур. Навіть за умови, що їх консервація відбувалася за участю рідкого CO_2 -флюїду густиною 1 г/см^3 , за температури $1000\text{-}1100^\circ\text{C}$, то флюїдний тиск потоку рідкого розчину CO_2 складав $\sim(720\text{-}760)$ МПа.

Сингенетичні включення водного розчину і рідкого CO_2 у кварці (св.74, гл. 171,3 м) не зазнали розтріскування. Ці спостереження вказують на більш раннє проявлення високотермобаричних потоків CO_2 -флюїду, за участі яких сформувалися досліджувані незвичні утворення з проміжною фазою. У протилежному випадку, беручи до уваги дуже великі значення РТ-параметрів цих потоків, включення гетерогенного походження водного розчину й рідкого CO_2 -флюїду неодмінно розтріскалися б.

Оскільки первинні включення рідкого CO_2 встановлені лише у мінералах основних і ультраосновних порід, то потоки CO_2 -флюїду, найімовірніше, являються продуктами дегазації основної або ультраосновної магми.

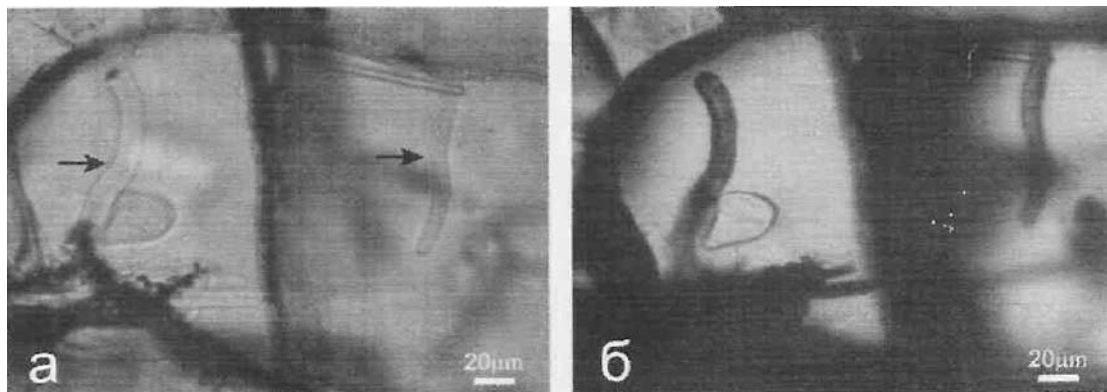


Рис. 2. Вигляд виділень трубчастої форми (показано стрілками) у кварці (св.74, гл.171,3 м) до нагрівання (а) і після нагрівання до 1100°C (б). Прохідне світло. Ніколі паралельні

Оцінити глибину (H) магматичного осередку, тиск продуктів дегазації якого спочатку дорівнював літостатичному, за флюїдним тиском ($P_{фл}$), що визначений за флюїдними включеннями CO_2 у кварці із родовища (св. 74, гл. 171,3 м), не просто. За умови, що густина CO_2 -флюїду незалежно від глибини була постійною і дорівнювала $1,0 \text{ г/см}^3$, глибину її надходження можна оцінити за рівнянням [1]:

$$H = P_{фл} [\text{МПа}] / (\Delta P_l - \Delta P_{г\text{ідр}}) [\text{МПа}],$$

де $P_{фл}$ – тиск CO_2 -флюїду, встановлений за включеннями; $\Delta P_l = 30 \text{ МПа/км}$, $\Delta P_{г\text{ідр}} = 10 \text{ МПа/км}$ – градієнти відповідно літостатичного й гідростатичного тисків (густина породи $3,0 \text{ CO}_2$ -флюїду включень – $1,0 \text{ г/см}^3$). Виходячи зі значення тиску $\sim (720-760) \text{ МПа}$ глибина, з якої надходили потоки CO_2 -флюїди, складала орієнтовно $36-38 \text{ км}$.

Слід наголосити, що зафіксовані зміни порід, зумовлені високотермо-баричними (!) флюїдними потоками, поширені локально. Надходження глибинних продуктів дегазації магматичних осередків у вигляді флюїдних потоків по окремих тріщинах Девладівської зони глибинних розломів були тривалими, пульсаційними і переважно не відзначалися дуже високими значеннями PT -параметрів, безумовно, вони брали участь у формуванні рідкісноземельно-уран-торієвого родовища «Діброва».

Наявність голчастих кристалів силіманіту у кварці, до яких «поприлипали» первинні включення рідкого CO_2 -флюїду густиною $0,82-0,87 \text{ г/см}^3$, дозволяє визначити мінімальні значення PT -параметрів їх захоплення. Вони дорівнюють $\geq (440-420) \text{ }^\circ\text{C}$ і $\geq (220-240) \text{ МПа}$ [11].

Таким чином, аналіз і поєднання основних факторів формування і локалізації зруденіння Дібровського родовища (структурно-літологічного, мінералогічного, тектонічного, термобарогеохімічного, геохронологічного та ін.) дає наукову підставу вважати його поліхронно-полігенним, а генетичний тип руд регенованим, обумовленим накладеним на древнє осадово-розсипне зруденіння багатоактного дислокаційного метаморфізму і пов'язаного з ним пульсаційного надходження високотермобаричних глибинних флюїдів.

1. Возняк Д.К. Мікровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення. К: Наукова думка, 2007. – 280 с
2. Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Черныш Д. С. О генезисе сотовидного кварца //Кварц. Кремнезем. Материалы Междунар. Семинара. ~ Сыктывкар: Геопринт, 2004. - 70-72.
3. Возняк Д.К., Глеваський Є.Б., Крамар О.О., Павлишин В.І. Про походження високотермобаричних потоків рідкого CO_2 -флюїду і пов'язаного з ними ендегенного мінералоутворення (на прикладі центральної частини Українського щита) //Геохімія та екологія. — 2006. — Вип. 12. — С. 53-62.
4. Возняк Д.К., Остапенко С. С, Вишневецький О.А., Бондаренко С.М. Про ефект проникнення мінералоутворювального флюїду в кристал за участю фази каталізатора //Доповіді НАН України. — 2009. - № 4. —С. 113 — 117.
5. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). Київ: УкрДГРІ, 2004.
6. Крамар О.А. Геодинамическая обстановка, структурно-петрологические условия формирования и локализации Дибровского уран-ториевого рудопроявления //Тезисы докладов Международной научно-практической конференции «Особенности развития минерально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение». Киев. -2009.- С.70-75.

7. Крамар О.А. Новые генетические типы уранового и уран-ториевого оруденения на Ингульском и Приазовском мегаблоках Украинского щита. // В кн. Стратегические минеральные ресурсы Украины для ядерной энергетики. Под ред. Е.А. Кулиша. Киев.-2010.- С.232-267.
8. Лысенко А.Ю., Зыков Е.А., Фалькович А.Л. и др. Дибровское редкоземельно-торий-урановое месторождение на Украинском щите. // Тезисы докладов Международной научно-практической конференции «Особенности развития минерально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение». Киев.-2009.- С.83-86.
9. Остапенко Г.Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. Киев: Наук, думка, 1977, 239 с.
10. Сёмка В.А., Пономаренко А.Н., Бондаренко С.Н., Донской Н.А., Шумлянский Л.В., Мельникова Е.Е., Сёмка Л.В. Дибровское редкоземельно-уран-ториевое месторождение в Приазовском мегаблоке Украинского щита // Геохімія та рудоутворення. Збірник наукових праць. Вип. 28, 2010. - С. 48-76.
11. Belsky V., Voznyak D. Inclusions of CO₂ homogenous origin used for the reconstruction of conditions of the REE-U-Th Dibrova deposit (Ukrainian Shield) // 3rd Students International Conference. Abstracts, Lviv, Ukraine, April 27-30, 2012. – P. 66-67.

Д.К. Возняк, О.А. Крамар, В.М. Бельский. НОВЫЕ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕЗИСА УРАН-ТОРИЙ-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДИБРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПРИАЗОВСКОМ МЕГАБЛОКЕ

Представлена краткая структурно-петрологическая характеристика Дибровского уран-торий-редкоземельного месторождения, локализованого на Вовчанском выступе Приазовского мегаблока, а также рассмотрен генезис месторождения как такового, что возникло под влиянием формирования полихронного глубинного Девладовского разлома в результате поступления рудных флюидов с глубин и регенерации первинного оруденения в обломочно-осадочном комплексе пород Дибровской свиты. Основанием для таких выводов явились впервые выявленные в рудах необычные высокотермобарические включения CO₂-флюидов.

D.K. Voznyak, O.O. Kramar, V.M. Belsky. NEW FEATURES OF THE U-TH-REE GENESIS OF DIBROVSKYY DEPOSIT IN THE PRE-AZOV MEGABLOCK

The paper presents a short structural-petrologic description of Dibrovskye uranium-thorium-rare earth deposit which is located at Vovchansky protrusion of Pryazovsky megablock. As to its genesis, the mineralization occurred in response to formation of deep polychronologic Devladivsky fault and income of ore fluids from the depth and regeneration of the original mineralization in terrigenous sedimentary complex of the Dibrovskaya suite's rock. This conclusion is based on unusual high-thermobaric inclusions of CO₂-fluids found in the ores for the first time.

В.Г. Кучма

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА, СУЩЕСТВЕННЫЕ ДЛЯ СКОПЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ

Статистический анализ данных о глубине залегания границ в земной коре в Днепровско-Донецком авлакогене позволяет наметить области распределения углеводородов и выделить участки перспективные для разведки нефти и газа.

Введение

Сравнительный анализ взаимосвязи различных геолого-геофизических данных и особенностей распределения углеводородов повышает эффективность прогноза при поиске нефти и газа.

Известно, что нефтегазовый потенциал недр определяется тектоническими, литофациальными, геохимическими, термобарическими и гидрогеологическими условиями седиментационного бассейна, в то же время, остаются невыясненными связи этих процессов со строением земной коры, освещаемой глубинной геофизикой.

Использование геофизической информации об особенностях строения глубинных зон при анализе размещения многочисленных известных нефтяных, газовых и нефтегазовых месторождений в Днепровско-Донецком авлакогене (ДДА) позволяет выделить некоторые из них.

Поскольку в прогнозировании размещения месторождений нефти и газа существует определённая неоднозначность, то на данном этапе разведки можно использовать параметры строения границ земной коры, роль которых в процессах концентрации углеводородов до сих пор недостаточно ясна.

Границы раздела в земной коре.

Положение подошвы осадочного чехла и раздела Мохоровичича (М) изучено в ДДА по плотной сети профилей КМПВ, ГСЗ, как вкрест так и вдоль простираня авлакогена. Это позволило создать карты поверхности и подошвы кристаллического основания [1,2,3]. По ним можно количественно определить для каждой области региона мощность осадочных отложений, выполняющих грабен, нарушенность границ, их наклон, удалённость от разломов и т.д.

Численный анализ этих параметров для конкретных месторождений углеводородов (УВ) выявил ряд особенностей для каждого из них (нефтяных, газовых, нефтегазовых).

При сопоставлении глубин залегания фундамента для месторождений УВ выделились приоритетные значения [4]. Так, месторождения нефти характеризуются глубиной залегания от 4,5 до 7 км. 92% месторождений нефтегазового профиля также расположены на участках глубиной залегания консолидированной коры 4,5-7 км. Газовые месторождения залегают в более широком диапазоне глубин.

Гипсометрия поверхности М также подчеркнула приверженность нефтяных и нефтегазовых месторождений к определённым значениям мощности земной коры. Так, нефтяные месторождения расположены в местах, где её мощность соответствует 38-43 км, нефтегазовые — 34-45 км. Причём наибольшее их количество (94%) расположено в областях, характеризующихся глубиной залегания раздела М 35-43 км.

Таким образом, месторождения нефтяного профиля в ДДА тяготеют к отметкам фундамента 4,5-7 км и раздела М 35-43 км, имея максимум вблизи 5,8 км и 40,5 км соответственно [4].

Другой параметр — угол наклона поверхности фундамента под месторождениями УВ. Он характерно меняется, возрастая от нефтяных к нефтегазовым месторождениям, достигая максимума под газовыми.

Простиране разломов фундамента под месторождениями УВ имеют свою специфику для каждого из трёх типов месторождений (нефтяных, нефтегазовых и газовых), отличную от общих закономерностей их ориентировки в ДДА.

Сопоставление с другими регионами показывает, что положение кровли и подошвы консолидированной коры, их наклон, нарушенность и т.д. несут информацию об интенсивности тектонических преобразований, состоянии мантии— её активности, которая создаёт термобарические условия, способствующие генерации, миграции, аккумуляции и консервации УВ.

Раздробленность земной коры.

Земная кора включает разрывы, отличающиеся по характеру их проявления, - от элементарных внутрипластовых до разломов планетарного характера. Последним свойственна большая протяжённость, многофазность и продолжительность развития.

Сейсмическими исследованиями обнаружено большое количество разломов в земной коре, в том числе и глубинных. Разломы определяют тектоническое районирование территории, влияют на миграцию флюидов.

Роль разломов как проводников растворов и магмы давно и хорошо известна. Многие исследователи подчеркивают их значение в пространственном размещении месторождений. Они, с одной стороны, могут способствовать их образованию, с другой, наоборот, их разрушению.

При различных генетических гипотезах происхождения нефти и газа роль разломов становится неодинаковой. У органиков - разломы — распределители нефти в осадочной толще, у неоргаников — пути миграции УВ с глубинных областей их синтеза в зону их концентрации в земной коре.

Обобщение материалов ГСЗ по глубоким «корневым» частям разломов показывают, что наиболее значительные из них зарождаются именно в мантии и лишь затем проникают в земную кору, при этом релаксируются, видоизменяются, создают сочетания менее значительных по амплитуде нарушений. Разлом проникает в земную кору, нарушает сплошность среды, дробит её, ветвясь, рассеивается, образуя системы более мелких разрывов. При этом, глубинные разломы не всегда достигают земной поверхности, а затухают на определённой глубине. Если по такой ветвящейся системе трещин идёт подъём нефтяных флюидов, они могут образовывать различные скопления, как в теле основного разлома, так и в его ответвлениях [5].

Возможность миграции растворов в зонах повышенной трещиноватости, равно как и существование трещин и полостей в земной коре нашло своё подтверждение в результате сверхглубокого бурения в кристаллических и осадочных породах. Получить представление о положении глубинного разлома в земной коре позволяют комплексные геофизические исследования, что в свою очередь в нефтегазовых областях может быть использовано при постановке поисковых работ по обнаружению путей миграции и скопления углеводородов.

Исключительно большое значение в структуре и истории формирования ДДА играли глубинные и другие разломы. Анализ их проявления на различных уровнях коры показал следующее. Плотность разломов (количество нарушений на единицу длины границы) верхней части консолидированной коры в 1,55 раза больше, чем в её основании. В то же время с глубиной нарастают вертикальные амплитуды разломов. Это нарастание не простое. В верхней части коры в диапазоне глубин 0-25 км, где амплитуды разрывных нарушений не превышают 5-6 км, наблюдается даже некоторое снижение амплитуд с глубиной. Картина резко меняется в низах коры, при переходе к мантии амплитуды быстро возрастают. В среднем по разделу М они в 2,09 раза больше, чем по поверхности фундамента [6].

Степень тектонической раздробленности поверхности фундамента и раздела М определялись расчётом показателя $N = K \times A$. Показатель N характеризует общую величину разрывной деформации по вертикали, зависящую от количества разломов на единицу длины границы (K) и их средней амплитуды (A) [7].

Несмотря на значительные различия между фундаментом и разломом М в отношении количества и амплитуд рассекающих их разломов, общая тектоническая раздробленность этих границ примерно одинакова для фундамента $N=0,062$, для раздела М — $N=0,063$.

При сопоставлении значений количества разломов на единицу длины - К по фундаменту вдоль ДДА наблюдается его закономерное уменьшение в юго-восточном направлении. Максимальное значение К на северо-западе составляет 0,167, т.е. примерно 17 разломов на 100 км границы, минимальное — 0,032 — три разлома на 100 км на юго-востоке. Амплитуда разломов внутри грабена в этом направлении увеличивается. Был просчитан показатель тектонической раздробленности N для фундамента. Значение N также постепенно увеличивается с 0,045 на северо-западе до 0,07 на юго-востоке.

Это постепенное нарастание амплитуд разломов и значений N вдоль ДДА свидетельствует об увеличении активности тектонических процессов в юго-восточном направлении.

Несколько другой показатель раздробленности фундамента рассчитывался по удельной плотности разломов для площади 100 км² (10 × 10 км). Вся структура Днепровского грабена была разделена на 587 квадратов (10 × 10 км). Средний показатель раздробленности фундамента для всей территории грабена равен 1,54, т.е. примерно 1,5 разлома на единицу площади. Был проведен анализ раздробленности площадей развития нефтяных, нефтегазовых и газовых месторождений Днепровского грабена. Оказалось, что нефтяные и нефтегазовые месторождения характеризуются меньшей раздробленностью (1,4) чем в среднем по Днепровскому грабену (1,54), а газовые — большей (2,3). То есть, нефтяные и нефтегазовые месторождения тяготеют к местам более спокойного, ненарушенного фундамента, а газовые, наоборот — к более активным раздробленным областям, характеризующимся повышенной раскрытостью недр.

Приведенные связи глубинного строения земной коры и нефтегазоносности регионов можно использовать в качестве критерия при обосновании условий формирования месторождений углеводородов.

Нефтегазоносность кристаллических пород.

На северном борту ДДА из кристаллических пород фундамента в пределах Хухринской и Юльевской площадей получены промышленные притоки углеводородов. Так, на скважине Юльевская-2 приток углеводородов впервые был получен не из коры выветривания, а ниже поверхности фундамента в интервале глубин 166-330 м. Здесь по геолого-геофизическим данным нефть присутствует в зонах разуплотнения пород фундамента. Нижняя граница нефтегазоносности в фундаменте не установлена. Тем не менее, по скоростным характеристикам разреза наиболее перспективные нефтегазоносные зоны (зоны разуплотнения) могут существовать на глубинах более 1-3 км от поверхности фундамента [8].

На востоке Восточно-Европейской платформы результатом глубинного бурения площадей Серноводско-Абдулинского авлакогена и Южно-Татарского свода стало открытие нефтегазоносных месторождений в кристаллическом субстрате.

Данные глубинного сейсмического зондирования в Урало-Поволжье указывают на сложную гетерогенную структуру фундамента. Характер волновой картины позволяет предположить существование в разрезе внутренних тектонических границ с вторичным преобразованием на них кристаллических пород. Благоприятные условия для концентрации углеводородов можно выделить в пределах субгоризонтальных зон внутри кристаллического фундамента, фиксируемых как глубинные разуплотнённые проницаемые зоны протяженностью в десятки километров. Такие зоны внутри фундамента встречаются на нескольких гипсометрических уровнях от 2 до 6 км.

В целом Днепровско-Донецкий и Серноводско-Абдулинский авлакогены имеют много общего — это сложно построенные зоны сочленения крупных блоков земной коры, раздробленные многочисленными нарушениями. Наиболее значительные из них — краевые разломы. Консолидированная кора авлакогенов имеет неоднородно-слоистое строение. По вертикали неоднородности коры группируются в отдельные структурно-петрографические комплексы с общим, преимущественно монотонным, нарастанием величин физических параметров с глубиной. На фоне этой вертикальной зональности

проявляются слои с пониженными плотностями и скоростями распространения упругих волн (волноводы). При определённых условиях эти зоны могли бы служить благоприятной структурной основой для концентрации ювенильных флюидов, в том числе и нефтегазоносных.

Выводы.

Глубинное строение центральной части ДДА изучено по достаточно плотной системе профилей КМПВ-ГСЗ. Здесь же разведано более 200 месторождений УВ. На основе анализа геофизических материалов о строении литосферы авлакогена, а также данных о пространственном распределении в нём многочисленных нефтегазовых залежей предпринята попытка изучить закономерности размещения УВ. Были рассмотрены соотношения между глубиной залегания основных границ земной коры, степенью их раздробленности тектоническими нарушениями и расположением нефтегазовых месторождений. Сопоставление особенностей строения земной коры с размещением нефтяных, нефтегазовых и газовых месторождений показало, что:

1) угол наклона поверхности фундамента под месторождениями УВ меняется, возрастая от нефтяных к нефтегазовым месторождениям, достигая максимума под газовыми;

2) удалённость месторождений УВ от ближайшего разлома в фундаменте уменьшается от нефтяных к газовым месторождениям;

3) простирания разломов фундамента под месторождениями УВ имеют свою специфику для каждого из трёх типов (нефтяных, нефтегазовых и газовых) месторождений, отличную от общих закономерностей их ориентировки в ДДА;

4) наблюдаются закономерное уменьшение коэффициента нарушенности и показателя тектонической раздробленности поверхности фундамента и раздала М в юго-восточном направлении; в этом же направлении возрастает степень катагенеза осадочных пород в ДДА;

5) мощность осадочных отложений возрастает при переходе от нефтяных месторождений к нефтегазовым и имеет наибольшее значение в местах размещения газовых месторождений; одновременно при этом, но в обратном направлении, происходит закономерное уменьшение значений глубин до раздела М;

6) кристаллические породы фундамента в прибортовых частях ДДА весьма перспективны для поисков углеводородов.

1. Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР (с использованием материалов космических съёмок), М 1:500000. Ред. Крылов Н.А. — Киев: Министерство геологии УССР, 1987.
2. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепроовско-Донецкой впадины. Редакторы — Арсирый Ю.А., Витенко В.А., Палий А.М. и др. — Киев: Министерство геологии УССР, 1984.-190 с.
3. Комплект карт: «Геология и металлогения юго-западной части Восточно — Европейской платформы» М 1: 1000000. Ред. Зарицкий А.И. — Киев: Госкомгеология Украины, 1992.
4. Кучма В.Г. Перспективная оценка нефтегазоносности центральной части Днепроовско-Донецкого авлакогена (статистический анализ) // Докл. НАН Украины, 2001. — 4. — С.110-114.
5. Чекунов А.В., Кучма В.Г. Глубинная структура разломов // Геотектоника, 1979, № 5. — С. 24-37.
6. Чекунов А.В., Кучма В.Г. О тектонической раздробленности земной коры // Доклады АН СССР, 1977. — Т. 232, № 6. — С. 1407-1409.
7. Чекунов А.В., Кучма В.Г. Тектоническая раздробленность земной коры и сейсмическая активность (на примере Украины) // Доклады АН СССР, 1979. — Т. 245, № 6. — С. 1472-1473.
8. Чекунов А.В., Хебаненко И.К., Кавеев И.К., Кучма В.Г. и др. Неоднородности земной коры, нефтегазоносность кристаллических пород фундамента (на примере Днепроовско-Донецкого и Серноводско-Абдулинского авлакогенов) // Геофиз. журн., 1990. — Т. 12, № 2. — С. 3-19.

Кучма В.Г. ОСОБЛИВОСТІ ГЛИБИНОЇ БУДОВИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОГО АВЛАКОГЕНУ, ЩО Є ЗНАЧНИМ ДЛЯ СКУПЧЕННЯ ВУГЛЕВОДНІВ.

Статистичний аналіз даних по глибині залягання границь в земній корі Дніпровсько-Донецького авлакогену дозволяє відзначити області розміщення вуглеводнів і виділити ділянки перспективні для розвідки нафти і газу.

Kuchma V.G. FEATURES OF DEEP STRUCTURE OF DNIEPER-DONETS AULACOGEN ESSENTIAL FOR HYDROCARBON ACCUMULATION.

The statistical analysis of data about depth borders in earth crust for the Dnieper-Donets aulacogen gives possibility to define areas with hydrocarbons and perspective territories for oil deposits.

В.В. Яковлєв*Харківська національна академія міського господарства, м. Харків.*

ЗАЛИШКОВІ ЗАПАСИ РЕЛІКТОВИХ ПРІСНИХ ВОД У КОЛЕКТОРАХ УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОГО АРТЕЗІАНСЬКОГО БАСЕЙНУ

На основі геологічних даних експертно оцінено, що в підкрейджаних горизонтах української частини Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну вміщується 377 км³ реліктових прісних вод.

Інградієнтами, що проникають у підземну гідросферу, є практично всі речовини, що супроводжують промислове виробництво. В наш час виділяються наступні їх групи: синтетичні органічні речовини – найбільш різноманітна група, в якій по об'єму и географії надходження у оточуюче середовище найбільш значимими є ядохімікати, нафтопродукти, феноли, бенз(а)пирен, СПАР; різноманітні продукти життєдіяльності, що вміщують нітрати, нітроти, фосфати; а також неорганічні інгредієнти: важкі метали, синтетичні речовини, радіонукліди.

Гідрогеологічна практика, по-перше, підтверджує це різноманіття речовин-забруднювачів, що фіксуються у часі і просторі підземної гідросфери, а по-друге, показує, що забруднені підземні води, як правило, прирочені до верхніх гідрогеологічних поверхів. Це дає підґрунтя віділяти води індустріальної епохи – поверхневі, ґрунтові и неглибоко залягаючі поміжпластові, і у протилежність цьому – реліктові води доіндустріальної епохи – поміжпластові води, що залягають на більших глибинах. Зрозуміло, що реліктові прісні води є вичерпною корисною копалиною.

В роботі [8] автором розглянуті особливості гідрогеологічних умов України з точки зору знаходження в них прісних вод доіндустріальної епохи.

Наступним кроком має бути визначення більш конкретно просторових меж розповсюдження і залишкових запасів реліктових прісних вод на території України.

Оскільки основний шлях проникнення забруднюючих речовин у підземні води – це надходження їх у водних розчинах шляхом фільтрації з поверхні землі, то у загальному випадку час проникнення забруднюючих речовин конвективним шляхом t може бути визначений залежністю, що витікає з формули Дюпюї:

$$t = n \cdot m^2 / K \cdot \Delta H \quad (1)$$

де: n , m , K – параметри ємності, потужності і коефіцієнту фільтрації слабопроникних порід, що залягають у покрівлі водоносного горизонту;

ΔH – різниця рівнів водоносного горизонту, що містить забруднені води і горизонту, що розглядається, m .

Залежність (1) показує, що час надходження перших порцій забруднених вод в найбільшій мірі залежить від потужності водотривких порід, що перекривають горизонт. Розрахункова величина t для умов артезіанських басейнів України, де розвинуті водотривкі горизонти, що характеризуються коефіцієнтами фільтрації від 10^{-4} до 10^{-6} м/добу, ефективною пористістю порядку $n \cdot 10^{-2}$ і потужностями від перших метрів до декількох сотень метрів, з різницею рівнів експлуатаційного горизонту і горизонту, що живить – порядку декількох десятків метрів, і при реальних співвідношеннях цих параметрів, складає від десятків років до десятків тисяч років. Розрахунки терміну проникнення фронту забруднених вод з верхніх водоносних горизонтів до альб-сеноманського водоносного комплексу, виконані для району м.Харкова [2] дають граничні значення часу досягнення перших порцій забруднення – від 440 років до 5,5 тис. років. Це не протирічить оцінкам часу повного водообміну у альб-сеноманському водоносному комплексі Дніпровсько-Донецького артезіанського басейна, для якого за результатами гідрогеологічного моделювання і за прямими визначеннями вік повного водообміну складає від 1000 років до 15000 років [3]. Тобто, вказані резервуари щодо захищеності води у більшості випадків мають великий

запас міцності і дійсно є резервуарами реліктової прісної води. Це підтверджується моніторингом якісного стану цих вод на великій кількості водозаборів у містах Харків, Суми, Полтава, Чернігів, районних центрах і селищах міського типу, згідно з якими якісні характеристики підземних вод цього водоносного горизонту залишаються незмінними на протязі багатьох десятиліть. Наприклад, у роботі [2] наведені дані про гідрохімічний склад підземних вод альб-сеноманського водоносного комплексу у свердловинних комунальних водозаборах м. Харкова, де впевнено простежується стабільність показників відкачуваної води за період інтенсивної експлуатації з середини 40-х років до кінця минулого століття.

Розгляд гідрогеологічних умов Волино-Подільського та Причорноморського артезіанських басейнів показав, що у цих басейнах відсутні умови формування прісних підземних вод, захищених з поверхні достатньо потужними водотривами пластичних порід, і тому має місце високий темп водообміну [3]. В таких умовах техногенні речовини гарантовано відсутні тут тільки з глибин, де залягають солонуваті води.

Орієнтовні оцінки часу проникнення в основні горизонти прісних вод для області розвитку тріщинних вод у межах Українського кристалічного щита, де водотривки товщі характеризуються суттєво меншою потужністю, дають значення від декількох місяців до сотень років. Моделювання складових балансу підземних вод на Стебновському водозаборі Звенигородського родовища (яке є типовим для умов області тріщинуватих вод Українського кристалічного щита) [3] показало, що уже за перші десять років роботи водозабору залучені природні ресурси кількісно переважають у структурі балансу. Це означає, що при роботі водозаборів у межах Українського кристалічного щита ресурси накопичених у підземній гідросфері прісних вод дуже швидко будуть забрані та у значній мірі будуть заміщені водами індустріальної епохи.

Виключенням є артезіанський басейн другого порядку у Конксько-Ялинській западині у Запорізькій області, де нижньокрейдові і сеноманські піщані колектори залягають під потужною мергельно-крейдяною товщею на глибині до 300-335 м. Загальна потужність цих колекторів коливається від 9 до 50 м і у середньому становить 30 м. Вони вміщують реліктові води з сухим залишком від 0,3 до 1,1 г/дм³ [4]. Приналежність цих вод до реліктових визначається за наступними ознаками: відносно велика глибина залягання прісних вод, наявність перекриваючого шару мергельно-крейдяних порід, метаморфізований склад води з великим вмістом натрію (що свідчить про їх відносно значний вік) і стабільність якісних показників цих вод.

Для гідрогеологічних провінцій гірських районів України, а також Донецького кряжу, в силу систематичної відсутності в межах цих структур витриманих шарів пластичних порід (водотривів), а також при порівняно більш високих значеннях гідравлічних нахилів, посилені масштабним відкачуванням підземних вод при видобуванні вугілля, розрахунковий час проникнення техногенних речовин у підземні води вкрай невеликий і, як правило, не перевищує декількох десятків років [5].

Таким чином, ми бачимо, що Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн є останнім резервуаром реліктових прісних вод на Україні. В інших гідрогеологічних структурах (окрім невеликого Конксько-Ялинського артезіанського басейну другого порядку) води доіндустріальної епохи є солонуватими.

Зробимо експертну оцінку потужності верхнього водотриву (мергельно-крейдяні породи) в умовах Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну (ДДБА), що забезпечує зберігання реліктових прісних вод у підстеляючому альб-сеноманському водоносному комплексі. Запишемо залежність (1) відносно потужності водотривких порід m :

$$m = [(t \cdot K \cdot \Delta H) / n]^{0.5} \quad (2)$$

t – час фільтрації води індустріальної епохи з урахуванням ретроспективи з 50-х років минулого століття може бути прийнятий згідно з [5] рівним 65 років, або $65 \cdot 365 = 23\,725$ діб;

K – коефіцієнт фільтрації водотривких мергельно-крейдяних відкладів приймається за даними регіональних оцінок по максимальним значенням що зустрічається на території ДДАБ – $1 \cdot 10^{-4}$ м/добу [3];

ΔH – різниця рівнів альб-сеноманського і суміжного верхнього водоносного комплексу, яка в умовах найбільшого водовідбору з артезіанських свердловин (у 70-х - 80-х роках минулого століття) досягала 125м [3], а для розрахунків може бути прийняте середнє значення за час експлуатації величина різниці рівнів – максимально 100 м;

n – ефективна пористість водотривких мергельно-крейдянних порід, яка згідно з оцінками при розвідці підземних вод на Харківському, Роганському (м. Харків), Малинівському, Зміївському (Харківська область), Фрунзенському (м. Суми) і Гоголевському (м. Полтава), родовищах підземних вод за несприятливим варіантом може бути прийнята рівною 0,01.

Підставляючи значення у залежність (2), отримуємо мінімальну потужність мергельно-крейдяного водотриву, що забезпечує захищеність реліктових вод від потрапляння в них техногенних речовин:

$$m = [(23\ 725 \cdot 0,0001 \cdot 100) \setminus 0,01]^{0,5} = 155 \text{ (м)}.$$

Оскільки повсюдно у середній частині ДДАБ мергельно-крейдяні відклади залягають з під шаром осадових палеоген-четвертинних порід потужністю 20-200 м, а відкрита тріщинуватість у крейдянних породах розповсюджується до глибини 70 м, то можна рахувати, що максимальна потужність тріщинуватих крейдянних порід буде становити $70 - 20 = 50$ м, і тому розрахункову граничну потужність мергельно-крейдяної товщі можна прийняти рівною:

$$155 + 50 = 205 \approx 200 \text{ м}.$$

Таке значення потужності перекриваючої товщі мергельно-крейдянних порід насправді має інженерний запас, оскільки над ним практично на всій території залягають плейстоцен-еоценові осадові утворення, які також мають певну ємність і забезпечують затримку низхідного руху фронту забруднених вод.

Розрахунок запасів реліктових вод зручно робити окремо по водоносних комплексах.

Альб-сеноманський водоносний комплекс (K_{1a} - K_{2s}) на більшій площі свого розповсюдження у Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні вміщує прісні реліктові води, але є райони, де мінералізація цих вод досягає 3-5 г/дм³. З огляду на практичне використання води різної якості, для питних вод зручно приймати граничне значення мінералізації – 1,5 г/дм³.

Загальний об'єм водоносних порід, що вміщують реліктові води V можна розрахувати за залежністю:

$$W = V \cdot n = m \cdot s \cdot n, \quad (3)$$

де: W – ємнісні запаси реліктових вод, км³; V – загальний об'єм водоносних горизонтів, що вміщують реліктові води з мінералізацією до 1,5 г/дм³, км³; n – динамічна пористість, тобто та пористість водонасиченої породи, в якій вода вільно рухається, долі одиниці; m – товщина, км, і s – площа розповсюдження водоносних комплексів, км².

Площу розповсюдження прісних і слабо солонуватих вод з мінералізацією до 1,5 г/дм³ і середню потужність водоносних комплексів визначимо за допомогою спеціально побудованої схематичної карти, наведеної на рис 1. Карта побудована з використанням даних буріння гідрогеологічних свердловин у Київській, Чернігівській, Сумській, Полтавській і Харківській областях [3]. Згідно зі схемою, у приосьовій частині ДДАБ під крейдяним водотривом потужністю більше 200 м розрахункова площа розвитку артезіанських вод з мінералізацією до 1,5 г/дм³ у альб-сеноманському водоносному комплексі становить 39 497 км².

Потужність альб-сеноманського колектору m коливається від 15 до 190 м і для 31 % площі її середнє значення становить 126 м, для 37% площі – 108м, для 32% площі – 57м.

Мінімальна динамічна пористість n згідно з досвідом розвідки запасів підземних вод для родовищ «Фрунзенське» (машинобудівний завод ім. Фрунзе у м. Суми), «Роганське» (пивоварений завод Сан Інбев Україна у м.Харкові), «Біолік» (підприємство по випуску біологічних препаратів у м. Харків), заводу «Коксохім» (м.Харків), «Гоголівське» (м.Полтава) може бути прийнятою рівною 0,08. Це значення динамічної пористості не суперечить даним інших авторів [6] і довідниковим даним для піщаних колекторів.

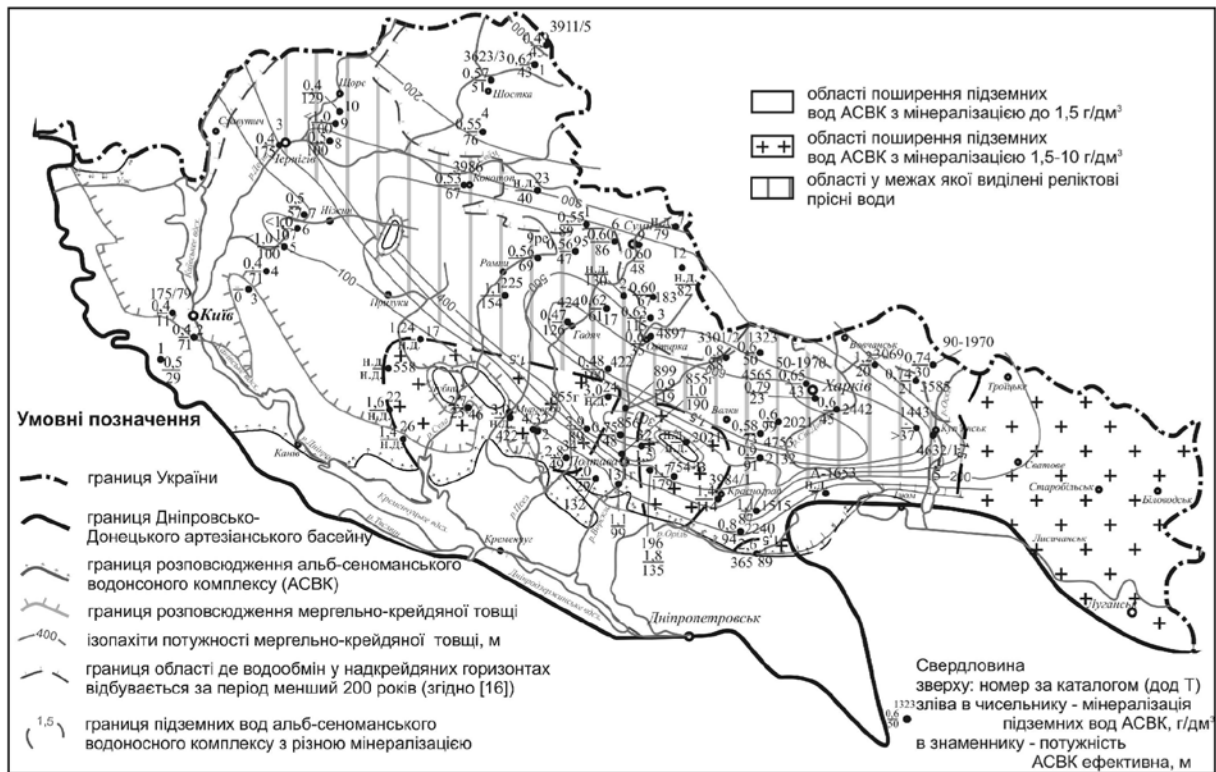


Рис 2. Схематична карта поширення мергельно-крейдианої товщі і реліктових прісних вод у альб-сеноманському водоносному комплексі Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну. Масштаб 1:5 300 000. / за даними В. М. Шестопалова, Н. І. Дробнохода, В. І. Лялько та ін./

Таким чином, мінімальні ємнісні запаси реліктових прісних вод у альб-сеноманському колекторі орієнтовно становлять:

$$W = s \cdot m \cdot n = 39\,497 \text{ км}^2 \cdot (0,31 \cdot 0,126 \text{ км} + 0,37 \cdot 0,108 \text{ км} + 0,32 \cdot 0,0576 \text{ км}) \cdot 0,08 = 307,9 \text{ км}^3$$

Запаси прісних підземних вод у верхньоюрському водоносному комплексі розраховані аналогічно. Площа розповсюдження юрських водоносних горизонтів, що вміщують води з мінералізацією до $1,5 \text{ г/дм}^3$ і надійно захищені від техногенного забруднення упродовж індустріальної епохи, у межах ДДЗ становить $22\,358 \text{ км}^2$. Середня потужність водоносного комплексу за літературними даними [3,4] становить більше $44,7 \text{ м}$, мінімальна величина ефективної пористості може бути прийнята рівною $0,07$.

Виходячи з вищенаведених цифр, мінімальні ємнісні запаси реліктових прісних вод (з мінералізацією до $1,5 \text{ г/дм}^3$) у верхньоюрських колекторах становлять:

$$W = s \cdot m \cdot n = 22\,358 \text{ км}^2 \cdot 0,0447 \text{ км} \cdot 0,07 = 70,0 \text{ км}^3$$

Триасовий водоносний горизонт на півдні Харківської області (Лозівський, Барвінківський і Близнюковський адміністративні райони) також містить прісні артезіанські води на глибинах до 400 м [4], але у покрівлі залягають глинисті водотриви потужністю менше за 150 м з невизначеною проникністю. До того ж, порівняно з вище оціненими запасами у альб-сеноманських і верхньоюрських комплексах запаси у триасових горизонтах незначні за об'ємом.

Таким чином, загальна величина ємнісних запасів реліктових прісних вод (з мінералізацією до $1,5 \text{ г/дм}^3$) у колекторах Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні (і можна прийняти — на Україні в цілому) мінімально становлять:

$$W = 307,7 + 70,0 = 377,7 \text{ км}^3$$

Висновки. На Україні реліктові прісні води доіндустріальної епохи, завдяки особливостям геологічної будови та виходячи з існуючих гідрогеологічних умов, з найбільшою вірогідністю збереглися майже виключно у Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні під водотривкою мергельно-крейдианою товщею потужністю більше 200 м .

Вміщуючими колекторами є комплекси альб-сеноманських і верхньоюрських порід. Експертно оцінені об'ємні запаси становлять не менше 377 км³.

1. Яковлев В.В. О реликтовых пресных водах. Вестник Харьковского национального университета. Сер. Геология, география, экология. № 610. – Харків: ХНУ. – 2003. – С. 12-15.
2. Яковлев В.В. Питьевое водоснабжение городов на основе отдельного использования подземных вод (на примере г. Харькова). 05.23.04 – водоснабжение, канализация. Диссертация на соискание ученой степени кандидата техн.наук. Харьков.-1999.- 195 с.
3. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в нарушенных условиях. Под ред. В.М. Шестопалова. – Киев: Наукова думка, 1991.- 528 с.
4. Гідрогеологія України. Навчальний посібник. Камзіст Ж.С., Шевченко О.Л. - Київ: Фірма «ІНКОС», 2009. - 614 с.
5. Яковлев В.В. О реликтовых пресных водах. Вестник Харьковского национального университета. Сер. Геология, география, экология. № 610. – Харків: ХНУ. – 2003. – С. 12-15.
6. Всевожский В.А. К теории вертикальной гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформенного типа / Вод. ресурсы. - 1974. - № 1. - С. 160-169.

Яковлев В.В. ОСТАТОЧНЫЕ ЗАПАСИ РЕЛИКТОВЫХ ПРЕСНЫХ ВОД В КОЛЕКТОРАХ УКРАИНСКОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО_ДОНЕЦКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА.

На основе геологических данных экспертно оценено, что в подмеловых горизонтах украинской части Днепро-Донецкого артезианского бассейна содержится 377 км³ реликтовых пресных вод.

Jakovlev V.V. REMAINING CONNATE FRESHWATER RESERVES IN THE CONTAINER ROCKS OF UKRAINIAN PART OF THE DNIPRO-DONETSK ARTESIAN BASIN.

On the base of geological survey data it was expertly evaluated that horizons lying below the Upper Cretaceous shalk stratum of Ukrainian part of the Dneper-Donets artesian basin contained 377 km³ of relict freshwater.

ДО 85-РІЧЧЯ СОБОТОВИЧА ЕМЛЕНА ВОЛОДИМИРОВИЧА



Видатний вчений, основоположник і беззмінний керівник досліджень з ядерної геохімії, космохімії, ізотопної геохронології, радіоекології в Україні, академік НАН України, академік Міжнародної академії наук Євразії, доктор геолого-мінералогічних наук, професор, заслужений діяч науки України, лауреат Державної премії в галузі науки і техніки України.

Емлен Володимирович Соботович народився 25 листопада 1927 р. у Ленінграді в сім'ї військовослужбовця. Упродовж 1944—1948 рр. навчався на судномеханічному відділенні мореплавного училища ім. Г. Я. Седова Міністерства морського флоту СРСР (м. Ростов-на-Дону), після закінчення якого працював у Естонському державному пароплавстві. Протягом 1949—1954 рр. Емлен Володимирович навчався на хімфаку Ленінградського державного університету за спеціальністю «радіохімія». У цей час він відпрацював три польові сезони геофізиком-спостерігачем, інженером-геофізиком у геологічних експедиціях на Алтаї.

Після закінчення університету Е.В. Соботович перейшов працювати до Радієвого інституту ім. В. Г. Хлопіна, який заснував ще в 1921 р. В. І. Вернадський. Тут Емлен Володимирович працював старшим лаборантом, невдовзі став аспірантом, а згодом уже як молодший науковий співробітник захистив кандидатську дисертацію за фахом «радіогеохімія» на тему «Форми перебування свинцю у природних утвореннях». Далі він був старшим науковим співробітником (за сумісництвом) ізотопної лабораторії Всесоюзного науково-дослідного інституту розвідувальної геофізики Міністерства геології та охорони надр СРСР; у 1959—1963 рр. — начальником експедиції № 4 Радієвого інституту і Міністерства середнього машинобудування; старшим науковим співробітником; виконувачем обов'язків завідувача лабораторії. У 1967 р. Е. В. Соботович захищає докторську дисертацію «Космохімія і геохімія ізотопів свинцю» за спеціальністю «геохімія».

Професійна базова підготовка спеціаліста-радіохіміка, а також подальші багатопланові дослідження з ядерної фізики, геології і космохімії дозволили Е.В. Соботовичу придбати широкий спектр знань у галузі наук про Землю і Космос.

Вражає сфера наукових інтересів вченого, який плідно працює в Радієвому Інституті в 50-60 роки. Світова наука отримала нові дані щодо геохронологічної шкали; датування тектономагматичних циклів; процесів рудоутворення; космогеологічних аспектів формування Землі; ранньої історії земної і космічної речовини за даними ізотопного датування; гетерогенності земної речовини і віку Землі.

Наприкінці 60-х Е.В. Соботович як один з лідерів нових наукових напрямків — космогеохронології, ізотопної геохімії, геохронології, ізотопної гідрогеології та радіоекології, — був запрошений на роботу в Інститут геохімії і фізики мінералів (ІГФМ) АН УРСР. В 1969 р. під його керівництвом в ІГФМ був створений відділ ядерної геохімії і космохімії. З діяльністю Е.В. Соботовича пов'язане становлення і розвиток в Україні низки базових наукових напрямків у галузі наук про Землю і Космос.

Подальші роки в науковій роботі та житті Емлена Володимировича можна сміливо назвати періодом розквіту, коли яскраво розкрився його талант і здібності вченого, організатора, керівника. Та й час був такий, що перед розумними і талановитими вченими відкривалися широкі горизонти в науці, достатньо здійснювалося матеріально технічне забезпечення наукових проектів і польових експедиційних робіт.

З літературного огляду наукових робіт Е.В. Соботовича в епоху Радянського Союзу вимальовується особистість вченого «планетарного масштабу». Достатньо визначити

точки на карті земної кулі, де проводилися науково-дослідницькі експедиції, за його участю або керівництвом, і застосовувалися нові, розроблені ним, радіоізотопні методи дослідження, які мають велике теоретичне і практичне значення для вирішення регіональних проблем геології. Алтай, Терсей-Ала-Тау, Кольський півострів, Південна Грузія, Вірменія, Північний Казахстан, Придніпров'я, Західне Прибайкалля, Східний Сибір, Курильські острови, льодовики Приельбрусся, Східні Карпати, Антарктида (Земля Ендербі) — ось неповний перелік географічних місць проведених досліджень.

Об'єктами морських гідрогеологічних досліджень були донні відклади Азовського і Чорного морів, радіовуглець у водах північно-західної частини Середземного моря, донні відклади в західній екваторіальній частині Тихого океану, космічна речовина в океанічних відкладах, води і донні осади північної частини Індійського океану, геологічні утворення екваторіальної Атлантики. Були отримані нові дані щодо геохронології донних відкладів Чорного моря, вивчені хімічні, фізичні, біологічні та інші процеси основних районів Світового океану і розроблені сучасні технічні засоби ефективного дослідження і освоєння його ресурсів.

Застосування в області космохімії і метеоритики, розробленого ним, свинцево-ізохронного методу дослідження дозволяє визначити вік метеорних тіл і Землі, описати ранню історію земної і космічної речовини за даними ізотопного датування, виділити космогеологічні аспекти формування Землі, розділити радіогенні і космогенні ізотопи в метеоритах, уточнюючи космохронологію, виявити гетерогенність протопланетної речовини за ізотопними даними. Завдяки цьому в Україні на початку 60-х років вперше були знайдені гранітоїди віку 3 млрд. років. А для деяких геологічних утворень (Алдан, Антарктида) були отримані дані, що вказують на вік понад 4 млрд. років. Це відображено в монографіях «Ізотопи свинцю в геохімії і космохімії» (1970), «Рання історія Землі» (1973).

У ряді монографій: «Ізотопна Космохімія» (1974), «Космічна речовина у земній корі» (1976), «Космічна речовина в океанічних відкладах та льодовикових покривах» (1978), «Речовина метеоритів» (1984), «Походження метеоритів» (1985), «Метеорити України» (1987), — узагальнені результати всебічного вивчення ізотопного, хімічного і мінерального складу і структурних особливостей космічного пилу, метеоритів, місячного «грунту», астроблем, зразків модифікованих порід під впливом Тунгуського феномену.

Дві визначні історичні події — аварія на Чорнобильській АЕС (1986р.) і розпад Радянського Союзу (1991р.), — змістили наукові пріоритети. По-перше, перед ученими були поставлені невідкладні завдання з ліквідації наслідків аварії, по-друге, за роки здобуття Україною незалежності різко скоротилося фінансове забезпечення науки.

З перших днів аварії на Чорнобильській АЕС Е.В. Соботович брав активну участь у ліквідації її наслідків. Безпосередньо керував в зоні ЧАЕС науковими роботами і експериментами з дослідження механізму винесення радіоактивних речовин в Дніпро і вивчення міграції радіонуклідів. Затребуваними виявилися його досвід і фундаментальність знань в радіохімії. Все це дозволило йому зайняти гідне місце в когорті видатних вчених України, які займалися роботами безпосередньо в зоні впливу ЧАЕС, збагатили науку фундаментальними працями з охорони навколишнього середовища, розробляли рекомендації щодо мінімізації наслідків після вибуху реактора. Участь у міжнародних проектах по дослідженню міграції радіонуклідів чорнобильського викиду в об'єктах навколишнього середовища дало новий поштовх розвитку творчих контактів Соботовича з вченими всього світу.

У 1991 році відділ ядерної геохімії і космохімії, очолюваний Е.В. Соботовичем, реорганізується у Відділення радіогеохімії навколишнього середовища. В 1995 році на базі цього Відділення та Відділення металогенії ІГМР створюється Державний науковий центр радіогеохімії навколишнього середовища НАН та МНС України. Центр придбав статус провідної в Україні науково-дослідницької організації з проблем радіогеохімії навколишнього середовища, в тому числі: з проблем радіоекології Чорнобильської зони; захоронення радіоактивних відходів (РАВ); геохімії техногенезу і геохімії навколишнього середовища. Поряд з цим в Центрі проводилися дослідження з проблем металогенії; генезису рудних і нерудних корисних копалин, зокрема урану і супутніх елементів; комплексного використання мінеральної сировини; оцінки природних і техногенних ресурсів.

Дуже скоро Центр по науковому рівню вирішуваних проблем став провідною в Україні науковою установою. У 2001 році за рекомендацією президента НАН України Б.Є. Патона Державний Центр радіогеохімії навколишнього середовища був переорганізований в Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України. З 2004 року він входить до складу Відділення ядерної фізики та енергетики. У 2011 році Інститут вийшов з-під егіди МНС України і на даний момент носить назву Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України». Весь цей час Емлен Володимирович був і залишається незмінним керівником наукового колективу. Наукові досягнення співробітників Інституту відзначені численними державними та відомчими нагородами, у складі окремих авторських колективів отримано 4 Державні премії України в галузі науки і техніки.

В Інституті проводяться фундаментальні і прикладні дослідження в галузі геохімії, радіохімії і космохімії, рудоутворення і мінералогії, техногенно-екологічної безпеки. Фахівці ІГНС НАН України здійснюють науковий супровід робіт з питань функціонування ядерно-паливного циклу в частині розвитку мінерально-сировинної бази ядерної енергетики; розробки систем комплексного екологічного моніторингу об'єктів паливно-енергетичного циклу; вирішення проблем безпечного поводження з радіоактивними та токсичними відходами, розширені роботи з розробки системи комплексного екологічного моніторингу об'єктів паливно-енергетичного циклу та приладобудування в області радіаційної та екологічної безпеки.

Сьогодні академік Е.В. Соботович став лідером досліджень в області вивчення техногенного впливу на різні елементи природних екосистем. Велике наукове і практичне значення для фахівців в області охорони навколишнього середовища мають видані книги. До них відносяться як науково-популярна брошура «Ядерна енергетика і навколишнє середовище» (1988), так і суто академічні видання: «Геохімія техногенезу», «Радіогеохімія в зоні впливу Чорнобильської АЕС» (1992), «Чорнобильська катастрофа» (1995), «Геохімія техногенних радіонуклідів» (2002), «Чорнобильська катастрофа — 20 років: участь Інституту геохімії навколишнього середовища в подоланні наслідків» (2006), де освітлено ряд досліджень щодо впливу чорнобильських викидів на екологічний стан довкілля.

Вже минуло 25 років після Чорнобильської аварії, притупилася гострота проблем ліквідації наслідків. Беззаперечною виявилася концепція самоочищення природних екосистем. Сьогодні на перший план виходять питання поводження з радіоактивними відходами в Україні, пошук місць поховання високоактивних відходів, фундаментальні дослідження з нарощування мінерально-сировинної бази ядерної енергетики. Е.В. Соботович є керівником робіт над цими проблемами, очолюючи Міжвідомчу науково-технічну раду при Президії НАНУ. Найбільш повна характеристика сучасного стану проблеми поводження з РАВ увійшла до узагальнюючого видання: «Радіоактивні відходи України: стан, проблеми, рішення» (2003), що вийшло під загальною редакцією академіка НАН України Е.В. Соботовича.

Починаючи з 2004 року, під керівництвом Соботовича в Інституті виконуються роботи в рамках 9 проектів Державної програми фундаментальних і прикладних досліджень з проблем використання ядерних матеріалів та ядерних і радіаційних технологій у сфері розвитку галузей економіки на 2004 — 2010 роки. Інститут також має тісні міжнародні наукові контакти, які здійснюються через виконання низки проектів ТАСІС, ІНТАС, КЕС, УНТЦ, МАГАТЕ.

Палітра особистих міжнародних зв'язків Е.В. Соботовича зі вченими світу вирізняється широтою і різноманіттям. Тут спільні роботи і проекти, закордонні наукові відрядження, прийом іноземних делегацій і вчених, робота в міжнародних організаціях, участь з доповідями на міжнародних конференціях, нарадах, симпозіумах, конгресах. Географія його наукових контактів дуже велика — серед них: США, Канада, Австрія, Франція, Німеччина, Росія, Білорусь та інші країни.

В останні роки під керівництвом Соботовича розвивається новий напрямок досліджень в області ядерної хімії біологічних систем. Перші роботи були виконані спільно з Інститутом геронтології АМН України та Науковим Центром радіаційної медицини АМН України.

В результаті ряду експериментів з'явилося припущення про те, що техногенне навантаження може викликати зміни в живих організмах на рівні ізотопного метаболізму стабільних ізотопів вуглецю. Було проведено обстеження хворих з патологічними змінами різної етіології. Зафіксовано наявність ізотопного зсуву вуглецю в бік збагачення його важким ізотопом в біологічних тканинах хворих, а також виявлено прямо пропорційний зв'язок величини зсуву зі ступенем тяжкості захворювання.

Встановлена залежність між накопиченням важких ізотопів біогенних молекул і зміною функціональної активності живого організму може стати основою для екологічної оцінки середовища існування живих організмів, особливо в умовах збільшення техногенного навантаження, і може бути використана для створення нових методів до клінічної діагностики.

Ось так через всі наукові розробки Соботовича Е.В. червоною ниткою простежується вивчення ізотопних співвідношень хімічних елементів речовин Землі, Океану, Космосу. І нарешті, об'єктом дослідження стала Людина, а предметом дослідження — унікальні, як інструмент для вивчення живої речовини, біохімічні цикли стабільних біогенних ізотопів.

Безумовно, у своїй роботі Емлен Володимирович спирається на науковий потенціал колективу, яким керує багато років. Він багато уваги приділяє підготовці наукових кадрів високої кваліфікації. Під його керівництвом підготовлено 6 докторів і понад 25 кандидатів наук. Незважаючи на економічну кризу, що охопила країну і весь світ в цілому, творча молодь прагне в науку, вступає до аспірантури, захищає дисертаційні роботи, спрямовані на досягнення нових наукових рубежів. Цьому сприяє яскрава індивідуальність Емлена Володимировича, завжди відкритого до сприйняття нових наукових ідей та їх обговорення.

Емлен Володимирович — людина високої внутрішньої культури, що взагалі характерно для петербуржців. Всі, хто з ним знайомий, відзначають його скромність, відсутність показної значущості. Простота і демократизм в спілкуванні, доброзичливість, прямота в судженнях викликають до нього щире повагу. При цьому не можна відняти його високу вимогливість насамперед до самого себе і співробітників.

Взагалі, для Емлена Володимировича в його науковій і творчій діяльності характерна рідкісна здатність мислити ясно і просто, що свідчить про глибину розуміння суті проблеми, що викладається. Може тому його науково-прикладні ідеї та пропозиції завжди відрізняються високою результативністю при їх реалізації.

Діяльність вченого і директора Інституту надзвичайно багатогранна і насичена. Він є головою Міжвідомчої наукової ради з проблем поводження з радіоактивними відходами при Президії НАН України; заступником голови комітету з метеоритів при Відділенні наук про Землю НАН України; президентом Українського відділення Міжнародної спілки «Екологія людини»; головним редактором Збірника наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища НАН України; заступником головного редактора часопису «Геоінформатика»; членом редколегії «Мінералогічного журналу»; організатором і керівником наукових форумів, симпозіумів і конференцій.

Емлен Володимирович Соботович, як видатний вчений, має цілу низку нагород і почесних звань. Він є кавалером орденів «За заслуги» III ступеня (1998) та «За заслуги» II ступеня (2008), ордена «Хрест за мужність» Спілки інвалідів Чорнобиля (2007). Нагороджений нагрудними знаками: Міністерства палива та енергетики України «За вагомий внесок у розвиток атомної енергетики України» (2007), НАН України «За наукові досягнення» (2007), Державної корпорації з атомної енергії «Росатом» «За участь у ліквідації аварії» та «Академік Курчатов» I ступеня (2011).

Він обраний дійсним членом Міжнародної академії наук Євразії (1996), Петровської академії наук і мистецтв (2005), Міжнародної академії технологічних наук (2002), іноземним членом Російської академії природничих наук (2005).

У своїй науковій роботі Е.В. Соботович завжди прагне до комплексних досліджень, до аналізу і реконструкції причинно-наслідкових зв'язків при вивченні геохімічних, космохімічних і техногенних процесів. У науковому пошуку він прокладає оригінальні, раніше невідомі шляхи вирішення завдань і, як правило, не повторюється у своїх розробках. При постановці будь-яких досліджень Емлен Володимирович, перш за все, виходить з

актуальності, оцінює шляхи реального виконання робіт з урахуванням матеріальних, методичних і експериментальних можливостей. Земля... Океан... Космос... Людина — так всеосяжно можна узагальнити сфери наукових інтересів Емлена Володимировича.

Оглядаючи біографічні нариси життєвого шляху Емлена Володимировича Соботівича, довжиною у 85 років, мимоволі захоплюєшся цілісністю його характеру, умінням правильно вибрати напрямок руху по життю. Навіть зробити крутий поворот у житті, не знаючи, що чекає попереду і при цьому не зраджувати своїм принципам. Не кожен може займатись тим, що любить і любити те, чим займаєшся. Це підвладно тільки сильним особам. Емлену Володимировичу це вдалося. Він сповнений енергії, творчих сил і нових наукових задумів, займаючись своєю улюбленою справою — наукою.

Л.В. Демченко

ЛИСИЧЕНКО ГЕОРГІЙ ВІТАЛІЙОВИЧ



В 2012 році виповнилось 65 років з дня народження заступника директора з наукової роботи Інституту геохімії навколишнього середовища НАН України Георгія Віталійовича Лисиченка.

Лисиченко Г.В. — відомий учений в галузі математичного моделювання і аналізу ризиків природно-техногенних процесів, гідрогеології, інженерної геології, радіоекології та ядерної енергетики, кандидат геолого-мінералогічних наук (1980), доктор технічних наук (2003), член-кореспондент НАН України за спеціальністю «ядерна енергетика» (2006).

Георгій Віталійович — кавалер орденів «За заслуги» III ступеня (2006) та «За заслуги» II ступеня (2011), лауреат Державної премії України в галузі науки і техніки (2012), дійсний член Петровської академії наук і мистецтв (2005), почесний працівник атомної енергетики (2006), нагороджений численними відзнаками та грамотами центральних органів виконавчої влади України.

Народився Георгій Віталійович 29 червня 1947 р. у м. Києві в родині службовців. У 1970 р. закінчив геологічний факультет Київського університету ім. Т. Шевченка, одержавши диплом геолога-гідрогеолога.

У різні роки Г.В. Лисиченко обіймав такі керівні наукові та науково-організаційні посади: учений секретар Відділення наук про Землю Президії АН УРСР (1983 — 1987 рр.), завідувач відділом водогосподарсько-радіологічних досліджень Українського філіалу Центрального НДІ комплексного використання водних ресурсів Мінводгоспу СРСР (1987 — 1990 рр.), завідувач кафедри та декан факультету охорони навколишнього середовища Академії праці і соціальних відносин Федерації профспілок України (1994 — 1996 рр.), заступник директора Державного наукового центру радіогеохімії навколишнього середовища НАН України та МНС України (1996 — 2000 рр.), директор Київського геологорозвідувального технікуму (2000 — 2001 рр.), завідувач кафедри захисту населення і територій Інституту державного управління у сфері цивільного захисту МНС України (2001—2002 рр.), заступник директора з наукової роботи Державної установи «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» (від 2005 р. до теперішнього часу).

Основна наукова діяльність Лисиченка Г.В. пов'язана з вирішенням комплексних проблем безпеки АЕС та інших об'єктів інфраструктури ядерного-паливного циклу, що охоплюють питання ядерної, радіаційної, техногенно-екологічної та інженерно-геологічної безпеки, у тому числі при аварійних ситуаціях їх функціонування. У 2003 р. захистив докторську дисертацію на тему «Математичне моделювання стійкого функціонування об'єктів атомної енергетики та прогнозування ступеню техногенно-екологічної небезпеки за геолого-екологічними чинниками». Він брав безпосередню участь у науково-дослідних та проектно-вишукувальних роботах з обґрунтування та вибору площадок розміщення АЕС України. Започатковані та розроблені ним науково-методологічні підходи, методи і результати модельних досліджень забезпечують підвищення рівня радіаційної та екологічної безпеки при експлуатації потенційно-небезпечних об'єктів, впровадження комплексних заходів захисту населення і території при виникненні надзвичайних ситуацій на АЕС та інших об'єктах ядерного паливного циклу, сприяють вдосконаленню систем комплексного екологічного моніторингу об'єктів довкілля.

Так склалося, що значна частина науково-практичної діяльності цього науковця була пов'язана з дослідженнями, що проводились у зв'язку з аварійними екологічними ситуаціями природного та техногенного походження і крупними екологічними катастрофами. У його активі було напрацьовано значний досвід з цих питань, зокрема:

- дослідження аварійних об'єктів, руйнування яких було пов'язане з активізацією карстових процесів, а саме: геологічні вишукування потенційно-нестійких зон, пов'язаних з геодинамічними процесами в межах території Рівненської АЕС та м. Кузнецовська (2080–1982 рр.); дослідження з розвитку карсту в межах ділянки залізниці Львів–Стрий 1520–1522 км (1983 р.); дослідження розвитку карстових процесів у м. Білогірську РФ (1984 р.);
- експертно-аналітичні дослідження (у складі групи експертів Прокуратури УРСР) причин аварії греблі хвостосховища Стебніківського калійного комбінату, що призвела до катастрофічного забруднення р. Дністер (Львівська область, 1983–1985 рр.);
- участь у ліквідації наслідків Чорнобильської катастрофи (перший керівник штабу АН УРСР у м. Чорнобилі (червень–вересень 1986 р.) та начальник відділу водогосподарсько-радіологічних досліджень у Чорнобильській зоні відчуження (1987–1990 рр.);
- дослідження чинників екологічної катастрофи Аральського моря та розробка системи екологічного моніторингу цього регіону (Казахстан, 1991–1992 рр.);
- експертні дослідження з оцінки екологічної ситуації в зоні аварії з білим фосфором, що виникла 16.07.2007 р. на залізничному перегоні «Ожидів–Красне» (Львівської залізниці) (2007–2008 рр.);
- оцінка екологічних ризиків від впливу хвостосховищ уранового виробництва колишнього Виробничого об'єднання Придніпровський хімічний завод» (2009–2011 рр.);
- науковий супровід робіт з безпечного видалення відходів гексахлорбензолу, що перебувають на полігоні у зоні консервації Домбровського кар'єру в Калуському районі Івано-Франківської області (2012).

Одразу після катастрофи на Чорнобильській АЕС Г.В. Лисиченка було призначено першим керівником штабу Академії наук України в м. Чорнобилі (червень–вересень 1986 р.), де він забезпечував науково-практичну реалізацію пропозицій учених Академії наук УРСР з ліквідації наслідків аварії та мінімізації її негативного впливу на навколишнє середовище та населення. У зоні аварії ЧАЕС, як фахівець, він безпосередньо займався системами сейсмічної діагностики стану зруйнованого реактора, оцінками радіоекологічного стану забруднених територій, питаннями захисту водних ресурсів від забруднення та поводження з радіоактивними відходами.

Значним науковим внеском у розвиток систем ядерної і радіаційної безпеки є розробки Лисиченка Г.В. зі створення сучасних технічних систем радіоекологічного моніторингу та фізичного захисту енергетичних об'єктів, де він виступає у якості наукового керівника або відповідального виконавця робіт. У науковому доробку Г.В. Лисиченка опубліковано більше 300 робіт, у тому числі 13 монографій та 10 винаходів (близько 90 робіт присвячено безпосередньо різним питанням "ядерної енергетики"). Основні результати досліджень Лисиченка Г.В. здістали висвітлення у таких колективних монографіях: «Формирование эксплуатационных ресурсов подземных вод платформенных структур Украины» (1979); «Введение в моделирование гидрогеологических процессов» (1980); «Лечебные минеральные воды типа "Нафтуса"» (1986); «Особенности взаимодействия геологической среды и объектов атомных станций» (1987); «Формирование режима подземных вод в районах развития активных геодинамических процессов» (1988); «Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Методы изучения водообмена» (1988); «Проблеми охорони геологічної спадщини України» (1999); «Ядерная энергетика, обращение с отработанным ядерным топливом и радиоактивными отходами» (2006); «Природный, техногенный та екологічний ризику: аналіз, оцінка, управління» (2008); «Моніторинг і методи вимірювання параметрів навколишнього середовища» (2009); «Комплексний гео-екологічний моніторинг зони впливу Ташлицької ГАЕС та Олександрівського водосховища: 1998–2008 рр.» (2010); «Уранові руди України: геологія, використання, поводження з відходами виробництва» (2010); «Методологія оцінювання екологічних ризиків» (2011).

Плідну наукову діяльність Георгій Віталійович завжди поєднує з науково — організаційною та громадською роботою. Він є заступником академіка-секретаря Відділення ядерної фізики та енергетики НАН України, голова Комітету комплексного аналізу безпеки гірничовидобувної та переробної промисловості, поводження з радіоактивними відходами та їх впливу на населення та навколишнє природне середовище Національної комісії з радіаційного захисту населення України (від 2010 р.), співголова Міжвідомчої науково-координаційної експертної ради МНС України та НАН України з питань техногенно-екологічної безпеки та методології оцінювання ризиків надзвичайних ситуацій (від 2010 р.), член багатьох учених та експертних рад, член експертної ради ВАКУ з технічних наук (від 2010 р.), головний редактор наукового збірника «Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист».

Колектив інституту щиро вітає Георгія Віталійовича з 65-річчям з дня народження та бажає йому подальших успіхів в роботі, нових наукових звершень, міцного здоров'я, сімейного благополуччя, всього найкращого.

Редколегія

К 75-ЛЕТИЮ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА НАН УКРАИНЫ РУДОЛЬФА ЯКОВЛЕВИЧА БЕЛЕВЦЕВА



«Выводы геологии не менее важны для планетной астрономии, чем выводы этой последней для геологии, ибо Земля есть единственная планета, которую мы можем изучать во всеоружии с той огромной мощностью, которой обладает методика современного естество-знания»

В.И. Вернадский

Эти слова, сказанные великим ученым, абсолютно точно определяют научный и творческий путь доктора геолого-минералогических наук, члена-корреспондента НАН Украины, профессора, заведующего отделом термодинамики геосфер ИГОС НАН Украины Рудольфа Яковлевича Белевцева.

Рудольф Яковлевич родился в 1937 году в посёлке Садон Северо-Осетинской АССР в семье молодых геологов — Якова Николаевича и Варвары Сергеевны Белевцевых, которые приехали на полиметаллический рудник начинать свои первые трудовые шаги. Сын продолжил славные традиции семьи, избрав ту же профессию. Жизненную и трудовую закалку Рудольф Яковлевич получил в студенческие годы, будучи на практике в Якутии и на Тянь-Шане. Романтика геологических изысканий покорила его сердце навсегда. Этому призванию он посвятил всю свою научную деятельность.

После успешной защиты кандидатской диссертации в 1966 г. на тему «Петрогенезис и геологическое строение кристаллического фундамента р. Брянки (Западное Забайкалье)» темп его научной работы все увеличивался; настойчиво и целеустремленно он продолжал заниматься крупными научными проблемами метаморфической петрологии.

Рудольф Яковлевич первым обосновал изобарную региональную метаморфическую зональность в докембрии Украинского щита в монографии «Проблемы метаморфической зональности докембрия» (1975), которая была удостоена премии им. В.И. Вернадского, и развил новые идеи в докторской диссертации на тему «Прогрессивная метаморфическая зональность раннего докембрия Украинского щита» (1981). В 1985г. он становится заведующим отделом метаморфических процессов ИГМР НАН Украины. В это время четко проявляются особенности его характера — увлеченность своим делом и способность увлечь других, необычайная работоспособность и целеустремленность. Можно назвать только несколько тем научных исследований, чтобы понять, насколько фундаментальна и значима область научных интересов Белевцева Р.Я.. К ним относятся: «Эволюция метаморфических процессов в восточной части Украинского щита (по данным Криворожской сверхглубокой скважины)»; «Метаморфизм и геодинамика»; «Метаморфические и метасоматические процессы в формировании редкометальных и золоторудных проявлений в докембрии УЩ». Рудольф Яковлевич возглавлял коллективные работы по изучению гранатов Украинского щита. Результаты исследований были опубликованы в коллективной монографии «Породообразующие гранаты Украинского щита» (1980). К значительным научным достижениям относится парагенетический анализ пород, который позволил выделить два крупных цикла в докембрии Украинского щита.

Важный этап в творческой деятельности Рудольфа Яковлевича Белевцева связан с исследованием Криворожской сверхглубокой скважины. Он возглавил петрографическое изучение ядра этого уникального объекта, а результатом стало построение новой модели глубинного геологического строения Кривбасса.

Рудольф Яковлевич возглавлял работы по изучению петрографии кристаллических пород океанического дна в ходе выполнения геолого-геофизических программ на НИС «Академик Вернадский» в Индийском (1979) и Атлантическом (1984) океанах. В его работах получили фундаментальное освещение физико-химические условия образования метаморфических и интрузивных комплексов в ложе этих океанов, геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана, фосфоритоносность материкового склона Атлантического океана и ряд других проблем. В мае 1990 года научная деятельность Рудольфа Яковлевича была отмечена избранием его членом-корреспондентом Академии наук УССР.

С 1994 г. по 1997 г. Р.Я. Белевцев был заместителем директора ИГМР НАН Украины по научной работе. За эти годы он многое сделал для укрепления связи института с геолого-производственными организациями Госгеолкома Украины.

С 2000 г. и по настоящее время Рудольф Яковлевич Белевцев заведует отделом термодинамики геосфер в Институте геохимии окружающей среды. В сфере его научных интересов появляется новое направление — эколого-геохимические проблемы ядерной энергетики Украины, главным образом, широкий круг вопросов, связанных с исследованиями кристаллических массивов УЩ как потенциальной среды для сооружения долговременных хранилищ РАО. Им разрабатываются модели термодинамических систем, в том числе термодинамики техногенеза и его влияния на окружающую среду. Рассмотрены актуальные эколого-геохимические проблемы: термодинамика и кинетика озонового атмосферного слоя; модель образования свободного кислорода при грозах и газовый обмен в верхних геосферах; плутоническая модель образования земной коры; термодинамика веществ зелеными растениями в биосфере Земли. Проведен термодинамический анализ биогеохимических реакций с участием железобактерий и других литобактерий при процессах гипергенеза в зоне выветривания гранитных массивов.

В 2007 году вышла в свет большая монография под редакцией член-корреспондента НАН Украины Рудольфа Яковлевича Белевцева «Термодинамика газового обмена в окружающей среде», в которой коллективом сотрудников и соратников Рудольфа Яковлевича выдвинуты новые генетические идеи и предложены пути решения ряда важных экологических проблем, в том числе для ядерной энергетики.

Рудольф Яковлевич отличается высокой работоспособностью, увлеченностью своим делом, целеустремленностью. И с накоплением научного опыта у него возникает все больше новых идей для решения научных и практических проблем. За последние пять лет Р.Я. Белевцевым получен ряд новых результатов, важнейшие из которых следующие. Установлено, что архейские дайкоподобные тела железистых кварцитов образовались при интрузии железисто-кремнистой магмы из верхней мантии в раннеархейскую плагио-гранитную земную кору высокотемпературных (1700-2000°C) верхнемантийных несмешивающихся железисто-кремнистых расплавов в процессе ликвационно-магматической дифференциации (т.е. расслаивание железисто-кремнистой магмы на существенно кварцевую и существенно магнетит-вюститовую несмешивающихся расплавов) с образованием в зонах глубинных разломов дайкоподобных тел магматогенных полосчатых магнетитовых кварцитов и джеспилитов, в том числе и криворожских.

Обоснована новая геолого-геохимическая модель формирования и эволюции внешних геосфер в докембрии — высокотемпературной архейской постмагматической и метеорной хлор-водной газовой атмосферы, ранне протерозойского кислого океана и свободного атмосферного кислорода; о начале движения тектоники литосферных плит, горообразования и осадконакопления с раннего рифея, а также о возникновении жизни в океане в позднем рифее, когда для этого были созданы благоприятные условия: нормальная температура, кислородная атмосфера и нейтральная реакция в морской воде. Рассмотрена возможность образования гидросферы и жизни в раннем докембрии на поверхности планет Марса и Луны по земной схеме.

Высказаны предположения, что раннерифейские кварцито-песчаники были первыми осадочными породами на Земле, которые отлагались при размыве первой суши — выступов гранитоидной континентальной коры и выщелачивании катионов из осадков

кислой морской водой при высоком парциальном давлении кислорода. При глубинной инфильтрации кислых и обогащенных кислородом океанических (метеорных) вод по зонам разломов и дробления в стабилизирующейся земной коре образовались позднепротерозойские альбитит-урановые месторождения Украинского щита. Оценены физико-химические условия образования руд урана и золота в УЩ по минералого-геохимическим и термодинамическим данным.

Сейчас Р.Я. Белевцев внедряет термодинамический анализ для исследования процесса изотопного обмена земной коры и гидросферы, в том числе определение термодинамических параметров и констант веществ с тяжелыми стабильными изотопами для расчета параметров реакций изотопного обмена. В частности, рассчитаны энтропия и свободная энергия смешения изотопных растворов стабильных изотопов в воде (с участием дейтерия и ^{18}O) и в CO_2 (с участием ^{13}C и ^{18}O), что, по его мнению, подтверждает метеорный генезис рудоносных растворов при формировании уранового и золотого оруденения в докембрии УЩ.

Плодотворную научную работу профессор Р.Я. Белевцев талантливо сочетает с педагогической деятельностью. Его ученики стали кандидатами наук, в настоящее время он читает спецкурсы студентам геологического факультета Киевского национального университета им. Т. Г. Шевченко.

Рудольф Яковлевич активно участвует в научно-организационной работ. Он член секции комитета по Государственным премиям в области науки и техники; заместитель председателя научного эколого-геохимического семинара института, член. советов по защите докторских диссертаций.

В настоящее время Рудольф Яковлевич на “взлете”, у него масса научных идей, которые позволяют предлагать новые, неожиданные решения поставленных научных проблем. Рудольф Яковлевич — цельная натура, многие черты его личности определяются одной главной, владеющей им страстью — увлечением наукой. Он работает быстро и легко. Он знает, что такое радость творчества! Имеет много друзей и соратников в научном мире — от петрологов и геохимиков до климатологов, микробиологов и астрофизиков.

Сердечно поздравляя с днем рождения, мы желаем Рудольфу Яковлевичу, находящемуся в прекрасной форме, переполненному новыми идеями и устремлениями, талантливому ученому широкой эрудиции и огромной трудоспособности, всеми уважаемому нашему коллеге, дальнейших научных успехов. Так держать!

С.Д. Спивак

ДО 60-РІЧЧЯ ЧЛЕНА-КОРЕСПОНДЕНТА НАН УКРАЇНИ ЮРІЯ ЛЕОНІДОВИЧА ЗАБУЛОНОВА



Шлях ювіляра в науку був складним та цікавим: токар на заводі, служба на підводному човні, з 1980 році — навчання в Київському національному університеті імені Т.Г. Шевченко на фізичному факультеті за спеціальністю "ядерна фізика", який закінчив з відзнакою. З 1984 року по 1995 роки працював на кафедрі теоретичної фізики фізичного факультету цього університету, де пройшов усі етапи професійного зростання від асистента, молодшого наукового співробітника до доцента та старшого наукового співробітника. У 1990 році захистив дисертацію на здобуття вченого ступеня кандидата фізико-математичних наук на тему: "Створення радіаційних ушкоджень при опроміненні та їх вплив на структуру і властивості твердих тіл". У 2007 році захистив докторську дисертацію.

Забулонов Ю.Л. має досвід викладацької роботи. Протягом багатьох років він читав курси лекцій з ряду спеціальних дисциплін теоретичної фізики та математичних методів фізики, проводив практичні та лабораторні заняття, керував підготовкою курсових і дипломних робіт студентів.

Найбільш яскраво наукові здібності Забулонова Ю.Л. розкрилися при виконанні науково-дослідних робіт з питань взаємодії високоінтенсивних випромінювань з твердими тілами, що мають велике значення для атомної енергетики, мікроелектроніки та біофізики.

Для робіт Забулонова Ю.Л. характерним є поєднання глибокого розуміння теоретичної фізики з професійними знаннями фізика-експериментатора в галузі прикладної ядерної фізики та ряду суміжних дисциплін, зокрема, з конструювання високотехнологічних приладів ядерного контролю та медичного застосування.

Ще у перші роки після Чорнобильської катастрофи Забулонов Ю.Л. виступив з пропозиціями розробки ряду приладів, спрямованих на вивчення її наслідків та відвернення негативних проявів дії радіації на людський організм. Серед низки розроблених ним приладів, які важко навіть перелічити, виділяються: прилад для оперативного вимірювання вмісту радіонуклідів в організмі людини, що одержав Золоту медаль на Міжнародній виставці новітніх досягнень технологій в Брюсселі в 1993 році; портативний спектрометр ядерних випромінювань з системою глобального позиціонування, що застосовується для побудови детальних карт радіаційного забруднення території; ряд установок лазерної терапії та багато іншого.

За час роботи в ДУ «ІГНС НАН України» Забулонов Ю.Л. яскраво показав свої організаторські здібності та спроможність виконання складних наукових тем, очолюваний ним відділ ядерно-фізичних технологій успішно виконує складні науково-технічні проекти.

Результати, одержані очолюваним ним колективом, знайшли застосування при розробці та створенні нових методів аналізу наднизьких радіаційних полів, вимірювання тритію та вуглецю в об'єктах навколишнього середовища та стали науковою основою створення спостережно-аналітичної інформаційної системи радіаційного моніторингу для оперативного виявлення та ідентифікації ядерних матеріалів, протидії їх незаконному обігу та розповсюдженню.

Він доктор технічних наук, член-кореспондент Національної академії наук України за спеціальністю «ядерна фізика», лауреат Державної премії, автор більше 100 наукових публікацій, в т.ч. 1 монографії, 11 патентів, 9 актів впровадження.

Ю.Л. Забулонов — член Національної комісії з радіаційного захисту населення України при Верховній Раді України, яка відзначила його плідну роботу орденом Верховної Ради «20 років НКРЗУ» з нагоди 20-річчя.

Бажаємо Юрію Леонідовичу і надалі нових творчих злетів, професійних успіхів, натхнення та міцного здоров'я.

Редколегія

ЗМІСТ

Передмова	3
Белевцев Р.Я. ЯКОВ НИКОЛАЕВИЧ БЕЛЕВЦЕВ — ЧЕЛОВЕК, ГЕОЛОГ, УЧЁНЫЙ	6
Фомин Ю.А. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КОМПОНЕНТОВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА И УРАНА ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА	11
Ярошук М.А., Вайло А.В. УРАНОПРОЯВЛЕНИЯ В ЗОНАХ НЕСОГЛАСИЯ ДОКЕМБРИЯ — ФАНЕРОЗОЯ НА СКЛОНАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА	30
Кузьмін А.В., Заяц В.Б. ДО ПИТАННЯ ПРО ПЕРСПЕКТИВИ ВИЯВЛЕННЯ УРАНОВИХ РОДОВИЩ У ВУЛКАНО-ТЕКТОНІЧНИХ СТРУКТУРАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	43
Сущук Е.Г. РУДООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ОГЛЕЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ УКРАИНЫ	50
Фомин Ю.А. ПОВЕДЕНИЕ ВАНАДИЯ В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНОВОРУДНЫХ АЛЬБИТИТОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА	59
Семенюк М.П., Верховцев В.Г., Ніколаєнко В.І., Ніколаєнко Б.О., Полянський В.Д., Сорокотяга О.І. РОЗЛОМНО-ТРИЩИННІ СТРУКТУРИ ЧОРНОБИЛЬСЬКОЇ ЗОНИ ВІДЧУЖЕННЯ ЯК ПОТЕНЦІЙНІ ДІЛЯНКИ АНОМАЛЬНОЇ ВЕРТИКАЛЬНОЇ І ЛАТЕРАЛЬНОЇ МІГРАЦІЇ РАДІОНУКЛІДІВ.....	76
Швайко В.Г., Лисиченко Г.В., Верховцев В.Г., Білокопитова Н.А. ВИКОРИСТАННЯ ГЕОІНФОРМАЦІЙНИХ ТЕХНОЛОГІЙ ДЛЯ ВИВЧЕННЯ ТЕХНОГЕННО-ЕКОЛОГІЧНОГО ВПЛИВУ НА ВОДНЕ СЕРЕДОВИЩЕ ХВОСТОСХОВИЩ УРАНОВОГО ВИРОБНИЦТВА НА БАЗІ КОЛИШНЬОГО ПРИДНІПРОВСЬКОГО ХІМІЧНОГО ЗАВОДУ	86
Пушкарьов О.В., Приймаченко В.М., Золкін І.О. ВЛАСТИВОСТІ БЕНТОНІТО-ЦЕОЛІТОВИХ КОМПОЗИТІВ ЩОДО ВИЛУЧЕННЯ ТРИТІУ З ТРИТІЄВОЇ ВОДИ.....	98

Крамар О.О., Семенюк М.П., Кир'янов М.М., Ноженко О.В. ГЕОЕКОЛОГІЧНІ РИЗИКИ ВПЛИВУ УРАНОВОРУДНОГО ПІДПРИЄМСТВА «НОВОКОСТЯНТИНІВСЬКА ШАХТА» НА НАВКОЛИШНЕ СЕРЕДОВИЩЕ	109
Мусич Е.Г., Демихов Ю.Н. БИОВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ МЕТАЛЛОВ ИЗ ГОРНЫХ ПОРОД И ОТВАЛОВ: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ	120
Возняк Д.К., Крамар О.О., Бельський В.М. НОВІ ВИЗНАЧАЛЬНІ ОЗНАКИ ГЕНЕЗИСУ УРАН- ТОРІЙ-РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНОГО ЗРУДЕНІННЯ НА ПРИАЗОВСЬКОМУ МЕГАБЛОЦІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	125
Кучма В.Г. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ДНЕПРОВСКО- ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА, СУЩЕСТВЕННЫЕ ДЛЯ СКОПЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ	130
Яковлєв В.В. ЗАЛИШКОВІ ЗАПАСИ РЕЛІКТОВИХ ПРІСНИХ ВОД У КОЛЕКТОРАХ УКРАЇНСЬКОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО- ДОНЕЦЬКОГО АРТЕЗІАНСЬКОГО БАСЕЙНУ	134
Наші ювіляри	
До 85-річчя Соботовича Е.В.	139
Лисиченко Георгій Віталійович	144
К 75-летию члена-корреспондента НАН Украины Рудольфа Яковлевича Белевцева.....	147
До 60-річчя члена-корреспондента НАН України Юрія Леонідовича Забулонова	150

Дизайн, макетування та друк ТОВ «САЛЮТІС»
Св-во про внесення до держ. реєстру: серія ДК, №2441, від 15.03.2006
м. Київ, вул. Північно-Сирецька, 3
тел./факс: 434-94-77, 434-85-66
e-mail: office@salutis.com.ua
www.salutis.ua

Підписано до друку:
Папір офсетний. Формат 60x84 1/8. Друк офсетний.
Гарнітура NewtonС, ум. друк. арк. . Замовлення № 32143.
Наклад примірників.