

Міністерство освіти і науки України
Криворізький національний університет
Інгулецький гірничозбагачувальний комбінат (м. Кривий Ріг)
Інститут геологічних наук НАН України (м. Київ)
Львівський національний університет імені Івана Франка
МорГеоЕкоЦентр НАН України (м. Кривий Ріг)
Північний гірничозбагачувальний комбінат (м. Кривий Ріг)

Міжнародна науково-технічна конференція

РОЗВИТОК ПРОМИСЛОВОСТІ ТА СУСПІЛЬСТВА

Секція 5.

Геологія і прикладна мінералогія

17-20 листопада 2020 р.

Матеріали конференції

Кривий Ріг
2020

УДК 549 : 55 : 504
ББК 26.31 + 26.34

В збірнику матеріалів конференції опубліковані оригінальні відомості з геології, мінералогії, геохімії, металогенії родовищ корисних копалин і масивів вмісних гірських порід. Наведені дані можуть бути корисними для працівників наукових, навчальних і виробничих організацій, аспірантів і студентів геологічних, мінералогічних, геохімічних, гірничих, екологічних спеціальностей.

Бібліографія в кінці статей.

Редакційна колегія збірника

Головний редактор:

доктор геолого-мінералогічних наук професор **В.Д.Євтехов**

Вчений секретар:

кандидат геологічних наук **О.С.Демченко**

Члени редакційної колегії:

Альохін В.І., доктор геологічних наук, професор;

Березовський А.А., доктор геологічних наук, професор;

Брик О.Б., доктор фізико-математичних наук;

член-кореспондент НАН України, професор;

Євтехов Є.В., кандидат геологічних наук, доцент;

Жовинський Е.Я., доктор геолого-мінералогічних наук;

член-кореспондент НАН України, професор;

Іванченко В.В., кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент;

Коваленко В.А., кандидат геолого-мінералогічних наук;

Ковальчук Л.М., кандидат геологічних наук, доцент;

Панова С.М., кандидат технічних наук, доцент;

Пирогов Б.І., доктор геолого-мінералогічних наук, професор;

Рузіна М.В., доктор геологічних наук, професор;

Тіхлівець С.В., кандидат геологічних наук, доцент;

Трунін О.М., кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент;

Тузяк Я.М., кандидат геологічних наук;

Чепіжко О.В., доктор геологічних наук, професор.

Адреса редакції:

50002, м. Кривий Ріг, вул. Пушкіна, 37.

Криворізький національний університет.

Тел. (056) 409-61-13.

e-mail: evtekhov@gmail.com

Реєстраційне свідоцтво

КВ № 6886 від 22.01.2003

© Криворізький національний
університет, 2020.

ЗМІСТ

	стор.
Березовский А.А. Возраст красно-бурых глин Южного Кривбасса .	4
Євтехов В.Є., Євтехова Є.Є., Євтехов Є.В. Деякі мінералогічні особливості відновлених окатишів Північного гірничозбагачувального комбінату (Криворізький басейн)	9
Евтехов В.Д., Евтехова А.В., Рыжкович А.И. Опыт составления очерка истории геологического изучения железорудных месторождений Криворожского бассейна. Скелеватское месторождение	12
Коваленко В.А. Верхнеплиоценовые пресноводные моллюски (Gastropoda, Pulmonata, Lymnaeidae) Южной Украины	22
Матлай Л.М. Вапняковий нанопланктон відкладів верхнього тріасу-нижньої юри Півдня України	29
Тузяк Я.М. Оолітові вапняки (міоцен, Поділля, Західна Україна) – унікальні індикатори седиментаційного середовища	36
Євтехов В.Д., Стрельцова Д.М., Стрельцов В.О., Меддахі Р., Юрін А.О. Умови утворення тальк-вмісних сланців Криворізького басейну	42
Трунін О.М., Кульков О.М., Тіхлівець С.В., Філенко В.В., Тіхлівець С.В., Юрін А.О., Смірнова Г.Я. Гетит глибинної кори вивітрювання залізних руд родовища шахти «Ювілейна» (Криворізький басейн)	47
Берьозкіна Л.В., Ковальчук Л.М. Особливості складу донних осадків малих рік Північного Приазов'я	51
Євтехов В.Д., Євтехов Є.В., Ковригін О.С., Євтехов В.Є., Полетньова А.О. Мінералогічне й хімічне обґрунтування стратиграфічного поділу першого залізистого горизонту Ганнівського родовища Кривбасу	53
Стеценко А.І. Хімічний склад травертинів хвостосховища Центрального гірничозбагачувального комбінату	57
Євтехов В.Д., Тіхлівець С.В., Євтехов Є.В. Геологічні фактори утворення руд і гірських порід Північного залізорудного району. Седименація та діагенез	59
Панова С.М., Побережна А.О. Ефективність системи очищення викидів Криворізького сурикового заводу	62
Іванченко В.В., Шаєнко М.М., Ковальчук Л.М., Панова С.М. Екологічні аспекти впливу технічної води комбінату «АрселорМіттал Кривий Ріг» на довкілля	64
Відомості про авторів	66

УДК 551.79 (477.63)

Березовский А.А.

ВОЗРАСТ КРАСНО-БУРЫХ ГЛИН ЮЖНОГО КРИВБАССА

В Криворожском железорудном бассейне, как и практически на всей территории Причерноморской впадины, в верхней части геологического разреза осадочных пород присутствует толща красно-бурых глин мощностью до 30 м. В границах Кривбасса она обычно залегает на неогеновых известняках понтического региояруса и перекрывается пластом четвертичных красно-бурых суглинков.

Согласно «Легенде для геологических карт неогеновых отложений масштаба 1:200 000 Причерноморской серии листов» [6], в восточном районе Причерноморья наиболее полная толща красно-бурых глин соответствует отложениям большей части понтического (нижняя часть), киммерийского (средняя часть) и акчагыльского (верхняя часть) региоярусов миоценового и плиоценового отделов неогеновой системы. Их генезис трактуется как субаэральный.

В отчете о геологической съемке масштаба 1:50 000 Южного Кривбасса красно-бурые глины отнесены к позднеогеновым-раннечетвертичным осадкам [4].

В пояснительной записке к Государственной геологической карте Украины масштаба 1:200 000, листы М-36-XXXIV (Желтые Воды) и L-36-IV (Кривой Рог) [2] красно-бурые глины выделены в отдельный стратон под названием «*толща красно-бурых глин*» и отнесены к нерасчлененным позднеогеновым (плиоценовым) отложениям. Их генезис трактуется как элювиальный, элювиально-делювиальный и делювиальный.

Литологические особенности красно-бурых глин детально охарактеризованы в монографии [1], в которой они были отнесены к среднеплиоценовым осадкам. Указывается, что наиболее характерной окраской пород этой толщи является яркая красновато-бурая. Но в подошве и выше в некоторых слоях глина окрашена в зеленовато-серый или серо-зеленый цвета. Переход зеленовато-серых и серо-зеленых глин в красно-бурые постепенный. Считается, что красно-бурые глины являются продуктом преобразования зеленовато-серых и серо-зеленых в условиях засушливого климата. Эти глины обладают весьма характерной структурой, которая позволяет надежно отличать их от похожих по цвету четвертичных суглинков. Красно-бурые глины в сухом и в слабовлажном состоянии достаточно плотные, раскалываются на неправильные остроугольные фрагменты с гладкими блестящими поверхностями, которые скатываются по ложбинам в стенках обнажений и образуют небольшие конусы выноса. Красно-бурые суглинки в сухом состоянии рассыпаются, и поэтому не формируют остроугольных обломков. В толще красно-бурых глин часто встречаются друзы и отдельные кристаллы гипса, а также рыхлые известковистые конкреции. Под бинокулярным микроскопом в них различается кварц, глинистое вещество, кристаллы гипса и агрегаты карбонатов, редкие выделения оксидов марганца и железа. Акцессорные минералы редки, наиболее часто отмечаются рутил и гранат.

Несмотря на широкое распространение и длительную историю изучения, остатки беспозвоночных ископаемых организмов, по которым можно было бы точно определить возраст, в красно-бурых глинах до сих пор не обнаружены. Глины считаются «палеонтологически немymi». Поэтому находка во время прохождения учебной геолого-съемочной практики студентов-геологов Криворожского национального университета целой створки двустворчатого пресноводного моллюска рода *Unio* в осадках, стратиграфически эквивалентных красно-бурым глинам (в кирпично-красных супесях), несомненно, является важной вехой в их изучении.

Обнажение, в котором была обнаружена створка *Unio*, находится в верховьях оврага, врезанного в левый склон долины реки Ингулец (вблизи автомобильного моста), расположенного недалеко от северных окраин села Широкое (рис. 1).

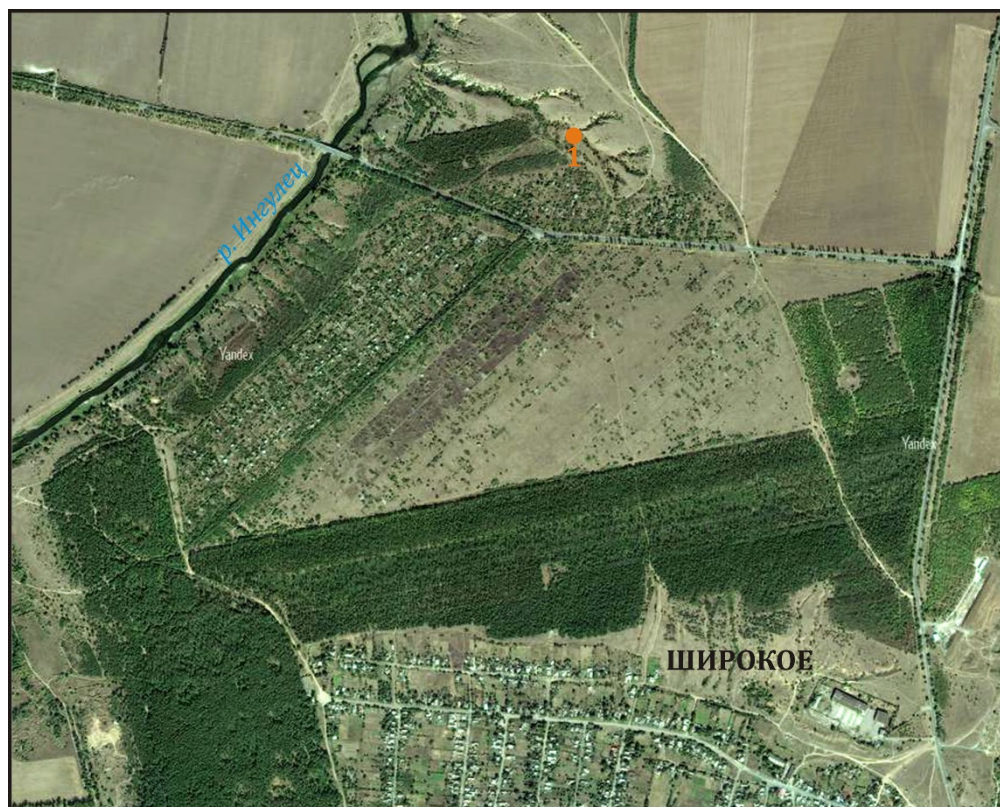


Рис. 1. Расположение обнажения, в котором обнаружена створка *Unio*.

Обнажение представлено закопушей, образовавшейся вследствие добычи песка местным населением. Закопушей вскрыты сыпучие светложелтые и светлосерые пески (видимая мощность 0,7 м), над которыми залегает толща кирпично-бурых супесей (видимая мощность 1,0 м). На контакте пластов этих пород находятся линзы (мощностью до 0,4 м) зелено-серых пластичных глин. Изучение обнажений, расположенных в склонах оврага, позволило установить, что сыпучие светложелтые и светлосерые пески залегают на верхнесарматских известняках. Створка *Unio* найдена в слое кирпично-бурых супесей. Красно-

тый оттенок наружного и внутреннего слоев створки аналогичен цвету супесей, это позволяет утверждать, что она находилась *in situ*. Створка принадлежит виду *U. tumidus* (Philipson) (рис. 2), который появился в раннеплейстоценовое (эпиплейстоценовое) четвертичное время и продолжает существовать ныне [5, с. 222].

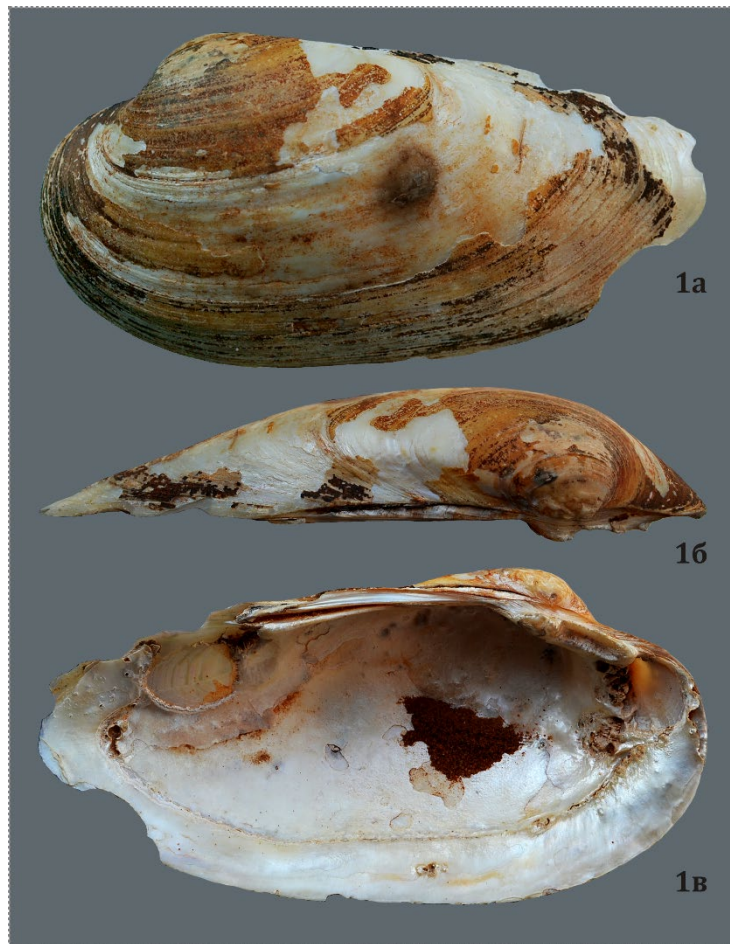


Рис. 2. *Unio tumidus* (Philipson, 1788).

Левая створка длиной 8,8 см, обнаруженная в кирпично-бурых супесях окрестностей с. Широкое: 1а – снаружи, 1б – со стороны макушки, 1в – изнутри.

Натуральная величина. Плейстоцен.

Сравнение обнаруженной створки со створками современных представителей *U. tumidus*, обитающими в водах реки Ингулец южной части г. Кривого Рога, показало, что у найденного в супесях экземпляра толщина створки заметно (примерно в два раза) больше, больше и толщина псевдокардинальных зубов. Этот факт свидетельствует, что обнаруженная створка не является элементом современного биоценоза речных вод Кривбасса. Она обитала в иной водной обстановке, условия которой способствовали значительному утолщению как стенок раковины, так и ее зубов.

В этой местности между левым склоном долины реки Ингулец и правым склоном балки Широкая в сравнении с остальной территорией Южного Кривбасса разрез неогеновых отложений сокращен. В нем отсутствуют понтические оолитовые известняки и глинисто-песчаные мэотические отложения. Они были размыты рекой Праингулец, которая протекала в этой местности до накопления толщи четвертичных суглинков. Вполне вероятно, что сыпучие светложелтые и светлосерые пески, подстилающие супеси, также являются осадками этой древней реки. Эти пески образуют широкую (8-14 км) полосу, в основном, вдоль левого берега реки Ингулец на всей территории Южного Кривбасса.

Существует и другая точка зрения на генезис и возраст этих песков. Так как они занимают стратиграфический уровень понтических отложений, то некоторые исследователи трактуют их возраст как понтический, считая их мелководной фацией неогенового моря [1]. Но отсутствие под этими песками мэотических отложений свидетельствует в пользу факта размыва понтических пород. Размыв был настолько значительным, что на участке развития этих песков он кроме понтических отложений полностью уничтожил как мэотические осадки, так и верхнюю часть толщи верхнесарматских известняков. Кроме того, имеются сведения об обнаружении в этих песках вблизи южной окраины с. Широкого обломков речных моллюсков *Unio* [3]. Поэтому аллювиальный генезис и четвертичный возраст этих песков предпочтителен.

Кирпично-бурые супеси в районе сел Ингулец и Широкое, г. Ингулец занимают стратиграфический уровень нижней части толщи красно-бурых глин. На правом берегу реки Ингулец вблизи южной окраины г. Ингулец они залегают на оолитовых понтических известняках, включающих характерный для понта комплекс моллюсков. В западном борту карьера Визирка-2 красно-бурые супеси находятся в подошве и в средней части толщи красно-бурых глин. Следовательно, геологические данные позволяют утверждать, что кирпично-бурые супеси, в которых была обнаружена створка *Unio*, занимают стратиграфический уровень нижней половины толщи красно-бурых глин.

Выводы

1. В полных геологических разрезах окрестностей г. Ингулец кирпично-бурые супеси залегают на понтических оолитовых известняках в нижней части толщи красно-бурых глин, которая перекрыта четвертичными красно-бурыми суглинками. В сокращенных разрезах по левому берегу реки Ингулец вблизи с. Ингулец кирпично-бурые супеси залегают на верхнесарматских известняках и перекрываются четвертичными суглинками.

2. Обнаружение в кирпично-бурых супесях *in situ* створки пресноводного моллюска *Unio tumidus* (Philipson) позволяет датировать их четвертичным возрастом и приписать им аллювиальный генезис.

3. Поскольку кирпично-бурые супеси залегают в нижней части толщи красно-бурых глин и имеют четвертичный возраст, возраст красно-бурых глин Южного Кривбасса должен трактоваться как четвертичный, а не позднеогеновый, как считалось ранее.

4. Находящаяся под кирпично-бурыми супесями толща светлоокрашенных сыпучих песков, тянущихся полосой вдоль левого берега реки Ингулец, на основании присутствия в них створок пресноводного моллюска *Unio* также имеет аллювиальный генезис и является четвертичной, а не понтической, как счи-

талось ранее.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др.** Геология криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с.
2. **Державна геологічна карта України.** Масштаб 1: 200 000. Централь-
ноукраїнська серія. Аркуші: М-36-XXXIV (Жовті Води) та L-36-IV (Кривий Ріг)
/ Пояснювальна записка // Київ: Геоінформ, 2002.– 101с.
3. **Петрунь В.Ф.** Об одной археологической находке из Криворожья // Ма-
териалы по археологии Северного Причерноморья.– 1962.– Вып. 4.– С. 143-
150.
4. **Самарин М.А., Самарина Л.Г.** Отчет о комплексной геологической
съемке масштаба 1:50 000 планшетов L-36-7-Б, L-36-7-Г, L-36-19-А, L-36-19-
Б. Южно-Украинской экспедиции, ГСП-10 // Киев: Геолфонд, 1960.– Книга 1.
Текст.– 421 с.
5. **Стратиграфия СССР.** Четвертичная система (полутом 1) / Ред.
Е.В.Шанцер // Москва: Недра, 1982.– 443 с.
6. **Филатова Л.С., Иванов А.И., Попадюк В.М.** Опорные легенды геологи-
ческой карты масштаба 1:200 000 Причерноморской серии / Объяснительная
записка к Легенде для геологических карт плиоценовых и миоценовых отло-
жений масштаба 1:200 000 Причерноморской серии листов. Графическое
приложение // Одесса: Государственное геологическое предприятие «Причер-
номоргеология», 1995.– 33 с.

УДК 549 : 622.788 (477.63)

Євтехов В.Є., Євтехова Є.Є., Євтехов Є.В.

ДЕЯКІ МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДНОВЛЕНИХ ОКАТИШІВ ПІВНІЧНОГО ГІРНИЧОЗБАГАЧУВАЛЬНОГО КОМБІНАТУ (КРИВОРІЗЬКИЙ БАСЕЙН)

Актуальність. З метою оптимізації використання залізорудної сировини в металургійному процесі на двох гірничозбагачувальних комбінатах Криворізького басейну виготовляють окатиші. Концентрат з домішкою бентоніту та інших компонентів огрудовується з утворенням сирих окатишів, які в обпалювальній печі при температурі 1350°C, перетворюються на т. зв. окиснені окатиші. Обпалювання супроводжується заміщенням магнетиту гематитом (мартитом). Додавання нерудних домішок при формуванні сирих окатишів і псевдоморфізація магнетиту гематитом при обпалі супроводжуються зменшенням вмісту заліза в кінцевому продукті (близько 64 мас.%) у порівнянні з первинним концентратом (66-67 мас.%).

Протягом останніх років з урахуванням світового досвіду вивчається можливість підвищення вмісту заліза в складі окатишів шляхом часткового відновлення магнетиту до вюститу та металевого заліза. Відновлені окатиші користуються значно більшим попитом на світовому ринку в порівнянні з окисненими. Їх цінність для металургійних підприємств обумовлена не тільки підвищенням вмістом у їх складі заліза, але й значно меншими витратами енергоносіїв при виробництві металу. Додатково забезпечуються підвищені показники міцності окатишів. Різні технології виготовлення відновлених окатишів запроваджені на декількох гірничозбагачувальних і металургійних комбінатах світу.

Метою авторів було попереднє визначення впливу відновлювального обпалу на мінеральний склад і структуру матеріалу окатишів.

Вихідний матеріал. Використовувались результати власних експериментів та фондові дані технологічної служби Північного гірничозбагачувального комбінату (ПнГЗКу). Головним компонентом вихідного матеріалу був магнетитовий концентрат із загальним вмістом (мас.%) заліза 67,30; вмістом SiO₂ 6,38; CaO 0,26; MgO 0,44; H₂O 9,80. Гранулометричний склад концентрату – 97,0% фракції 0,056 мм. В якості додаткового залізо-вмісного компоненту шихти був використаний мелений матеріал раніше отриманих обпалених окатишів, зруйнованих через низьку міцність, вміст заліза в його складі становив 64,14 мас.%. В якості цементуючої домішки використовувався мелений бентоніт одного з родовищ Індії, який характеризувався таким вмістом хімічних компонентів (мас.%): Fe_{заг.} 15,09; FeO 1,49; Fe₂O₃ 19,91; SiO₂ 46,72; CaO 2,21; MgO 7,90; H₂O 7,00; в.п.п. 7,99. Вміст монтморилоніту в складі бентоніту становив 70,43 мас.%. Гранулометричний склад бентоніту – 94,5% фракції 0,056 мм. Вміст бентоніту в складі шихти відповідав показнику фабрики огрудування ПнГЗКу (19,0 кг/т за мокрою вагою). Як додатковий енергоносіє та відновлювач використовувався мелений кокс. Кількісні співвідношення компонентів у складі шихти наведені в табл. 1.

Таблиця 1.

Вміст (мас.%) компонентів у складі вихідного матеріалу

№№ дослідів	Компоненти шихти			
	концентрат	бентоніт	матеріал раніше виготовлених окатишів	кокс
1	93,1	1,9	5,0	—
2	91,1	1,9	5,0	2,0
3	89,1	1,9	5,0	4,0
4	87,1	1,9	5,0	6,0
5	87,8	1,96	1,96	8,2

Хід експериментів. З усередненого вихідного матеріалу за допомогою лабораторного чашового огрудкувача виготовлялись сирі окатиші. Контролювалась їх гранулометричний склад, відбирались окатиші розміром 10-14 мм. Їх термообробку проводили в корундових кошиках за допомогою лабораторної обпалювальної машини. Експерименти виконували у відповідності з технологією промислової установки ПнГЗКу при температурі 1350°C протягом 25 хвилин зі швидкістю руху кошику по обпалювальній машині 2 м/хв. Після охолодження проводилось макроскопічні спостереження, відбирались проби для виготовлення полірованих шліфів.

Результати. Утворення зародкових окатишів за умови присутності в складі шихти меленого коксу відбувалось протягом 2-3 хвилин, за умови його відсутності – 4 хвилини. Загальний час формування окатишів становив 12-13 хвилин. Обпалені окатиші характеризувались шорсткою пористою поверхнею, сталевосірим до чорного кольором. Мікроскопічні дослідження показали, що обпалені окатиші набули зональної будови. Центральна зона радіусом від 2 до 4 мм складена гематитом з реліктами магнетиту у вигляді включень розміром до 0,02 мм за максимальним виміром. Проміжну зону складають частинки магнетиту з включеннями (до 0,03 мм за максимальним виміром) гематиту та його облямівками потужністю до 0,01 мм. Периферійна частина окатишів представлена субідоморфними кристалами магнетиту та їх гіллястими агрегатами.

Аналіз мінералогічних даних свідчить, що в центральних частинах окатишів відбулось вигорання коксу, яке супроводжувалось частковим окисненням магнетиту з утворенням епігенетичного гематиту (техногенного мартиту). Вірогідно, температурні умови тут були недостатніми для збереження первинного магнетиту та перекристалізації його індивідів і агрегатів. У межах проміжної зони через більш високу температуру відбувалось повторне формування магнетиту за рахунок епігенетичного гематиту, релікти якого присутні в якості включень у новоутворених виділеннях магнетиту. Периферійна зона зазнала максимального температурного та відновлювального впливу. Внаслідок цього відбулось повне заміщення епігенетичного гематиту новоутвореним магнетитом і перекристалізація індивідів останнього з набуттям кристалографічних обрисів, характерних для перетинів октаедру та гексаедру. Бентонітова складова окатишів у межах центральної та проміжної зон зберігала прихованокристалічну структуру. В периферійній зоні, вірогідно, через часткове або повне розплавлення ця складова була заміщена агрегатом силікатів (за попередніми визначеннями – гранатом і піроксеном), розмір індивідів яких за максимальним виміром від 0,03 до 0,1 мм.

При виконанні подальших досліджень будуть промодельовані процеси мінералогічних перетворень рудної шихти при змінних показниках температури, часу обпалу, кількісних співвідношень компонентів, мінерального, хімічного складу цементуючого матеріалу.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Кириленко А.Г., Кириленко Р.Т., Малый В.М., Носов Ю.Н, Васюченко А.И.** Изучение вещественного состава окисленных руд Криворожского ЦГОКа в связи с их обогащением обжигмагнитным методом / Изучение вещественного состава и технологических свойств железных руд // Москва: Недра, 1969.– Вып. 10.– С. 111-117.
2. **Титлянов А.А., Швец И.Н.** Исследование свойств вюститита и магнетита, полученных при синтезе и обжиге окисленных руд / Изучение вещественного состава и технологических свойств железных руд // Москва: Недра, 1969.– Вып. 10.– С. 117-121.
3. **Ягольник М.В., Мовчан В.П., Ванюкова Н.Д.** Исследование термической обработки рудно-угольных окатышей применительно к условиям конвейерной обжиговой машины // Теория и практика металлургии.– 2004.– №2.– С. 3-9.

УДК 553.31 : 93/94 (477.63)

Евтехов В.Д., Евтехова А.В., Рыжкович А.И.

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ ОЧЕРКА ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА. СКЕЛЕВАТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Скелеватское месторождение, начиная с последнего десятилетия XIX ст. Изучалось как месторождение богатых бурожелезняковых и гематитовых руд, со середины XX ст. – как месторождение бедных магнетитовых руд (магнетитовых кварцитов), с конца XX ст. – как месторождение бедных гематитовых руд (гематитовых кварцитов).

История открытия, разведки и изучения Скелеватского месторождения тесно связана и является составной частью истории геологического изучения криворожского железорудного бассейна [1-30].

Криворожский бассейн как источник минерального сырья был известен еще человеку каменной и бронзовой эпох (II-I тысячелетия до н. э.). Результаты изучения артефактов, относящихся к тому времени, показали, что по берегам рек Ингулец и Саксагань и по впадающим в их долины балкам велась добыча строительного, технического камня, пигментов, других видов минерального сырья. Найденные при археологических раскопках технические изделия, предметы быта, оружие, культовые предметы были изготовлены из диабазы, амфиболита, железистого, мусковитового и мономинерального кварцита, мусковитового, талькового, хлоритового сланца, гематитового и гетитового яшмоидов, гранита, гнейса, мигматита и других горных пород железисто-кремнистой и вмещающих формаций. В качестве красителей использовались криворожский сурик, охра, каолинит, мусковит, гетит, мартит, производимая из известняка негашеная и гашеная известь.

Позднее территория криворожского бассейна принадлежала многим племенам, народам, государствам. Его неметалльные, а затем металльные полезные ископаемые добывались скифами, сарматами, половцами, аланами, хазарами, татаро-монголами. Плавилы железо и изготавливали из него оружие и орудия труда славяне.

Начало систематическому изучению криворожского бассейна положило присоединение Степи к российской империи в конце XVIII ст. Последовавшее вскоре после этого обследование новых территорий имело характер научно-экскурсионных поездок. Путевые заметки, а позднее – научные описания региона и его полезных ископаемых были составлены академиками И.А.Гюльденштедтом (1773) и В.Зуевым (1787), профессором М.Г.Левановым (1787), академиком П.С.Палласом (1794), В.Измайловым (1799), В.Пиленко (1803), графом О.К.Разумовским (1816).

Целенаправленные исследования минерально-сырьевой базы Криворожского региона по заданию князя М.С.Воронцова были впервые проведены горным инженером (унтер-шихмейстером) П.И.Кульшиным (1835-39). Позднее (1869) в работе «Геологический очерк Херсонской губернии» профессор Н.П.Барбот-де-Марни привел детальную географическую, геоморфологическую, геологи-

ческую характеристику региона, описания горных пород и полезных ископаемых, впервые высказал мысль о возможности «достаточно легкой» разработки месторождений железных руд.

Начиная с 1866 г., активное изучение железорудных месторождений Кривбасса с целью их коммерческой эксплуатации проводил А.Н.Поль. По его заданию, горный инженер Л.Штрипельман провел оценку выходящих на поверхность залежей железных руд и предварительно определил их запасы – до 1 млн. пудов на глубину около 30 м. Геологические изыскания, которые готовили эксплуатацию железорудных месторождений Кривбасса, в том числе Скелеватского проводили Г.П.Федосеев (1874), капитан-лейтенант Л.П.Семечкин (1874), профессор Э.М.Клемм (1874), горный инженер Э.Фельско (1874), А.Д.Федосеев (1874), инженер Е.Иваницкий (1875), горный инженер М.Носов (1875), И.П.Печаткин (1875), горный инженер С.О.Конткевич (1875, 1879). Работы последнего (описание железорудных месторождений, первая стратиграфическая схема железорудной и вмещающих толщ, первая геологическая карта района) предшествовали открытию в 1881 г. Саксаганского рудника – первого предприятия по добыче железных руд, принадлежавшего «Товариществу криворожских железных руд». Станислав Осипович Конткевич стал первым его директором, в 1887 году его сменил выдающийся польский инженер-горняк и металлург Мартин Шимановский.

Экономическая и техническая эффективность добычи железных руд в карьере Саксаганского рудника была очень высокой, это обусловило открытие многих новых горнодобывающих предприятий. С этим связано начало геолого-поисковых и разведочных работ в участке расположения Скелеватского месторождения в первой половине 90-х годов XIX столетия.

Для обеспечения добычи руд на начальном этапе выполнялся большой объем научных и прикладных геологических исследований. Были опубликованы работы Р.А.Пренделя (1881-85), В.А.Домгера (1881-84), П.В.Еремеева (1882), А.Кепшена (1884), горного инженера П.Ренгартена (1885-86), С.О.Конткевича (1887), инженера М.Ф.Шимановского (1888), П.А.Земятченского (1893), Н.А.Соколова (1893, 1902), профессора П.П.Пятницкого (1895-1936), геолога А.С.Михальского (1896-1904), П.Рубина (1900), инженера В.Кузнецова (1902), инженера-геолога А.В.Фааса (1902-26), В.Е.Тарасенко (1903-25), Л.Ячевского (1905), К.Богдановича (1911), И.В.Попова (1914), профессора И.И.Танатара (1916-52).

В работах этих авторов были рассмотрены многие проблемы стратиграфии и тектоники Криворожской структуры, литологии и палеонтологии осадочного чехла, геологического строения отдельных участков Кривбасса, минерального и химического состава руд и вмещающих горных пород, запасов руд и других вопросов экономической геологии. Но анализ результатов этих работ приводит к выводу, что начало эксплуатации железорудных месторождений не дало инициирующего импульса глубоким систематическим исследованиям геологии рудных залежей, минералогии, геохимии руд и вмещающих горных пород. Причина была в том, что рудные тела находились, практически на поверхности, разрабатывались примитивными открытыми, позже закрытыми горными выработками. Большинство геологических исследований проводились одиночками-энтузиастами. Часть работ выполнялась для обеспечения узких задач расширения рудников или открытия новых. Значительная часть информации хранилась в закрытых фондах владельцев предприятий.

Первые систематические геологоразведочные работы в границах Скелеватского и других месторождений Кривбасса начались в 1896-97 гг. с проведения магнитометрической съемки под руководством П.П.Пасальского. На участках магнитных аномалий в 1898-99 гг. проходились скважины ручного бурения и шурфы. По результатам этих работ, в участке расположения Скелеватского месторождения были открыты несколько залежей богатых железных руд. Большая их часть пространственно тяготеет к ядерной части Западно-Ингулецкой синклинали (пятый и шестой железистые горизонты) и к участку ее соединения с Тарапако-Лихмановской антиклиналью.

В 1898-1902 гг. началась открытая разработка залежей богатых железных руд. Вначале разрабатывались залежи бурожелезняковых руд коры выветривания железисто-кремнистой формации и линзовидных залежей бурых железняков базального пласта кайнозойского осадочного чехла. Начиная с глубины 30-35 м от поверхности, эти руды переходили в гематитовые (мартитовые, железослюдко-мартитовые, дисперсногематит-мартитовые) руды.

В период от 1905 до 1910 гг. в связи с интенсификацией добычи железных руд значительно активизировались геологоразведочные работы, которые проводились с использованием буровых скважин и полушахт с длинными штреками и квершлагами. По результатам этих работ, было установлено полное выклинивание залежей бурых железняков на глубине более 50-100 м от дневной поверхности и смена их гематитовыми рудами. На протяжении этого периода на территории месторождения были пройдены около 1000 скважин ручного бурения и шурфов общей протяженностью около 20 000 погонных метров. Разведочные работы проводились, в основном, непланово, результаты геологических исследований практически не обобщались. За период от 1896 г. до 1917 г. в границах Скелеватского месторождения, по оценкам, было добыто около 250 тыс. т. богатых железных руд.

На протяжении 1918-30 гг. добыча железных руд в границах Скелеватского месторождения не проводилась. В начале 20-х гг. XX ст. после окончания Гражданской войны в связи с восстановлением промышленности проводилась реконструкция горнодобывающих предприятий Кривбасса, разрабатывались проекты возобновления добычи богатых руд. Начали проводиться геолого-съемочные, поисковые и сопровождающие работы.

В целом для Криворожского бассейна к началу третьего десятилетия XX ст. в связи с углублением горных выработок, расширением минералогического спектра вовлекаемых в отработку богатых железных руд и извлекаемых из недр вмещающих горных пород возникла необходимость организации геологоразведочных работ, определения ресурсов и запасов железорудного сырья, решения других проблем экономической геологии, оценки качественных характеристик руд и вмещающих горных пород, их физических, технических характеристик, выяснения особенностей морфологии и внутреннего строения рудных залежей и др. Руководителями и исполнителями этих работ на протяжении 20-30 гг. XX ст. были П.П.Пятницкий, Э.К.Фукс, Н.И.Свистальский, В.Г.Мухин, Ю.Ир.Половинкина, И.И.Танатар, В.И.Лучицкий, Б.Л.Личков, Ю.Г.Гершойг, С.П.Родионов, Н.П.Семененко, Ю.Г.Дубяга, Ю.Ю.Юрк, М.Ф.Сафонова, А.Л.Загянский, Д.Л.Соболев, Г.К.Фельдман.

В 1924 г. сотрудниками Института прикладной геофизики под руководством А.Строма проводилась магнитометрическая съемка Криворожского бассейна, по результатам которой в 1929 г. были составлены магнитометрические

карты масштаба 1:4000 нескольких месторождений, в том числе Скелеватского. Была подтверждена геологическая структура месторождения, его приуроченность к участку замыкания Западно-Ингулецкой синклинали.

Период от 1931 до 1941 гг. характеризуется значительной активизацией геолого-поисковых и разведочных работ. Восстановительные работы на горнодобывающих предприятиях Южного железорудного района Кривбасса, в том числе расположенных в границах Скелеватского месторождения продолжались до 1933 г. Систематические геологоразведочные работы в Кривбассе были начаты Криворожской геологоразведочной базой в 1931 г. Их результаты, полученные в 1931-33 гг., привели к выявлению новых залежей богатых бурожелезняковых, гематитовых, магнетитовых руд, явились основанием для уточнения имеющихся данных о сложном геологическом строении месторождений.

В 1931 г. Ю.Г.Гершойг, по данным изучения образцов, отобранных из керн на разведочных скважинах, составил петрографические очерки нескольких месторождений, в том числе Скелеватского. Этот очерк был первой обобщающей минералогической и петрографической работой о рудах и горных породах месторождения.

Большое значение для понимания геологической позиции, морфологии рудных залежей, условий образования железорудной толщи, минерального и химического состава руд и вмещающих горных пород имела опубликованная в 1932 г. монография Н.И.Свитальского, Э.К.Фукса и соавторов «Железорудное месторождение Кривого Рога» – первая обобщающая работа о геологии, минералогии, петрографии, геохимии, генезисе месторождений Криворожского бассейна, среди них – Скелеватского [23].

Первые систематические геофизические исследования в Южном железорудном районе Кривбасса, в том числе в границах Скелеватского месторождения были проведены в 1934 г. под руководством С.И.Субботина.

В 1938-39 гг. изучением геологии железорудных месторождений Кривбасса занималась группа геологов под руководством Н.П.Семененко. Они охарактеризовали стратиграфию, геологическую структуру месторождений, петрографический состав толщ, минеральный и химический состав горных пород и руд.

К началу 1941 г. были открыты все залежи богатых бурожелезняковых и гематитовых руд, выходящие непосредственно под покровную толщу кайнозойских осадочных пород Скелеватского месторождения. Большая часть залежей бурых железняков, представляющих промышленную ценность, была полностью отработана. Вначале открытым, затем подземным способом проводилась добыча богатых гематитовых руд в северной части месторождения.

За период от 1933 г. до 1941 г. на территории Скелеватского месторождения были разведаны залежи богатых железных руд с общими запасами около 25 млн. т. Было добыто около 6 млн. т. руды.

В январе 1941 г. Криворожским геологоразведочным трестом были начаты геолого-съемочные работы в границах железорудных месторождений Кривбасса М 1:5000, которыми руководил Д.И.Ищенко. Но геологические исследования и эксплуатация месторождений были прерваны в августе 1941 г. в связи с началом войны.

После освобождения Кривого Рога в феврале 1944 г. первоочередными были восстановительные работы на горнодобывающих предприятиях Кривбасса; были возобновлены геологоразведочные работы, необходимые для успешной

работы шахт, проводились тематические геологические, минералогические, геохимические, петрографические, минерагенические исследования.

На протяжении 40-50-х гг. XX ст. активно выполнялись научные исследования, задачей которых была детализация существующих представлений о геологии железорудных месторождений, разработка научного обоснования роста объемов добычи железных руд и повышения качества железорудного сырья. Всестороннему обоснованию решения этих проблем способствовали научные публикации многих авторов: Н.М.Акименко, К.А.Баранова, Я.Н.Белевцева, В.В.Беседина, Г.Г.Буры, Б.И.Горошников, В.С.Домарева, М.Г.Дядченко, М.А.Еременко, Г.В.Ефанова, С.И.Жилкинского, Л.Ф.Залаты, Д.И.Ищенко, П.М.Каниболоцкого, В.Н.Котляра, Е.Г.Куковского, В.Е.Кумана, Е.К.Лазаренко, В.И.Лучицкого, Н.Л.Малахова, Л.И.Мартыненко, Ю.П.Мельника, П.П.Назарова, А.П.Никольского, И.А.Островского, А.С.Павленко, А.А.Питаде, А.С.Поваренных, Ю.Ир.Половинкиной, Н.И.Половко, М.С.Пономарева, С.М.Рябоконя, Н.П.Семененко, Р.И.Сироштана, В.И.Скаржинского, А.И.Стрыгина, З.И.Танатар-Бараш, А.А.Титлянова, Г.В.Тохтуева, М.С.Точилина, И.С.Усенко, В.С.Федорченко, В.Ю.Фоменко, Л.Я.Ходюш, Л.Б.Хоревой, Е.В.Шевченко, А.Г.Шендеровой, Е.Ф.Шнюкова, К.Ф.Щербаковой.

Целенаправленное геологическое изучение Скелеватского месторождения как месторождения бедных железных руд, нуждающихся в обогащении, проводилось, начиная с 1945 г., с соблюдением этапности геологоразведочных работ.

Одновременно с геологоразведочными работами в 1948 г. в пределах Южного железорудного района Кривбасса под руководством М.З.Гребень выполнялась геологическая съемка, картирование, геофизические и гидрогеологические исследования.

Научно-исследовательские работы в конце 40-х, начале 50-х гг. XX ст. выполнялись под руководством Я.Н.Белевцева и Н.П.Семененко. Была детально изучена геологическая структура месторождения, его стратиграфия, минеральный, химический состав руд и вмещающих пород.

В 1948-50 гг. были проведены первые испытания магнетитовых кварцитов месторождения как бедных руд, нуждающихся в обогащении. Изучение их обогатимости выполнялось специалистами Научно-исследовательского и проектного института «Механобр» (Ленинград) и Научно-исследовательского горнорудного института (НИГРИ, Кривой Рог). Результаты испытаний, которые были признаны успешными, использовались при составлении проекта Южного ГОКа.

На основе утвержденных запасов руд институтом «Южгипроруда» (Харьков), в 1951 г. был составлен проект открытой разработки месторождения. При проектировании было установлено, что данных ранее проведенных геологоразведочных работ недостаточно для перспективного и оперативного планирования работы предприятия. В связи с этим было признано необходимым геологическое доизучение месторождения.

В 1951-56 гг. в Южном районе Кривбасса проводились комплексные геофизические исследования, которые включали магнитометрическую, гравиметрическую и электрометрическую съемку (руководители М.И.Бакланов, В.В.Бакланова, З.Муромцева). Целью работ была детализация данных о геологическом строении района и установлении мест залегания залежей богатых

железных руд. По результатам работ, была подтверждена пластовая схема залегания пород в районе замыкания Криворожской грабен-синклинали и северной части Тарапако-Лихмановской антиклинали, составлена геологическая карта М 1:5000.

Эти исследования были последними систематически выполненными геофизическими работами в участке Скелеватского месторождения. Начиная с 1960 г. до настоящего времени на месторождении выполняется только геофизическое изучение взрывных скважин методами каротажа магнитной восприимчивости и гамма-гамма-каротажа.

В 1954-57 гг. была проведена крупномасштабная геологическая съемка территории горных отводов рудника им. Ильича, Южного и Новокриворожского ГОКов М 1:5000 (руководитель работ В.Ю.Фоменко). По результатам этих работ, в 1959 г. при участии треста «Кривбассгеология» и Геологического института АН УССР была издана геологическая карта района, которая позднее была дополнена и уточнена. Результаты исследований использовались при написании изданной в 1962 г. коллективной монографии под редакцией Я.Н.Белевцева «Геология криворожских железорудных месторождений».

В связи с началом эксплуатации залежей бедных магнетитовых руд многими научными коллективами выполнялись исследования стратиграфии желези-сто-кремнистой и вмещающих формаций, геологической структуры месторождений, в том числе Скелеватского, условий метаморфизма и постметаморфических геологических процессов (тектогенеза, натриевого метасоматоза, гидротермальных явлений, гипергенеза), минералогии, геохимии, сопутствующих полезных ископаемых. Научно-исследовательские работы проводились под руководством и при участии Я.Н.Белевцева, Ю.Г.Гершойга, Б.И.Горошеникова, Н.П.Гречишеникова, В.С.Домарева, Н.А.Елисеева, В.Е.Кумана, В.Г.Кушева, К.П.Лященко, В.Н.Макарова, В.П.Наумова, А.П.Никольского, И.А.Островского, Ю.Ир.Половинкиной, А.С.Павленко, Н.П.Семененко, Д.П.Сердюченко, В.И.Скаржинского, С.А.Скуридина, А.И.Стрыгина, А.И.Тугаринова, В.С.Федорченко, Н.И.Фоминцева, Л.Я.Ходюш, Е.В.Шевченко.

Начиная с 1960 г., Южный горнообогатительный комбинат (ЮГОК) переходит к полномасштабной эксплуатации месторождения, планомерному наращиванию объемов добычи и обогащения магнетитовых кварцитов.

Этот период характеризовался наибольшей активностью всесторонних научных исследований месторождения. Результаты минералогических, геохимических, петрологических, металлогенических, геолого-структурных, стратиграфических, минералого-технологических и других работ содержатся в публикациях Я.Н.Белевцева, И.П.Богдановой, О.К.Валеева, Ю.А.Галабурды, В.И.Ганоцкого, С.В.Геворкьян, Ю.Г.Гершойга, О.В.Гнатенко, В.М.Григорьева, Э.В.Дмитриева, В.Д.Евтехова, Г.А.Коца, В.М.Кравченко, В.Е.Кумана, В.Г.Кушева, В.В.Кушеева, Е.К.Лазаренко, И.П.Лебедева, Ю.П.Мельника, А.П.Никольского, Б.И.Омельяненко, В.И.Павлишина, Б.И.Пирогова, Л.П.Плюсниной, Н.И.Половко, Л.И.Полтавец, Ф.И.Ракович, Н.П.Семененко, Д.Р.Сироштана, Ю.М.Стебновской, А.И.Стрыгина, В.С.Федорченко, В.И.Фонарева, М.И.Черновского, С.Ф.Чернопятова, Д.Н.Щербака, Н.П.Щербака, М.А.Ярошук [1-30].

На протяжении всех этапов проведения геологоразведочных работ проводилось изучение гидрогеологических особенностей месторождения. В соот-

ветствии с действующими методиками, было определено количество и расположение 39 скважин, по которым проводился комплекс гидрогеологических исследований до глубины -500 м. Результаты работ использованы при составлении проектной и отчетной документации на всех этапах отработки месторождения.

С 1992 г. в связи с распадом СССР и сопутствующим ему экономическим спадом в образовавшихся государствах СНГ, в том числе в Украине практически прекратилось финансирование геологоразведочных работ. Выполнялись только направленные на решение конкретных проблем использования минерально-сырьевой базы месторождения, разработку бизнес-программ работы комбината на очередные периоды (1999 г., 2010 г.), составление технико-экономического обоснования временных кондиций на период работы комбината в 2001-2010 гг.; ввод временных оперативных кондиций и подсчет запасов руд, утвержденный ГКЗ (2003 г.).

В 1996-97 гг. в связи с мокрой консервацией шахт южной части Кривбасса была выполнена прогнозная оценка гидрогеологических параметров эксплуатации карьера ЮГОКа, а также карьеров №2 и №3 НКГОКа в течение ближайших 30 лет. Был сделан вывод, что водопритоки в карьер ЮГОКа не изменятся, останутся на уровне 1996 г.

В 2006-13 гг. были проведены комплексные исследования бедных гематитовых руд (гематитовых кварцитов) Скелеватского и Валявкинского месторождений как перспективного железорудного сырья (руководитель В.Д.Евтехов). Были детально изучены особенности минерального состава, структуры, текстуры, обогатимости гематитовых кварцитов, разработана их минералого-генетическая, минералого-технологическая классификации. По результатам минералого-технологических испытаний было показано, что с использованием рекомендованной технологической схемы из гематитовых кварцитов возможно производство рядового (содержание железа 65-66 масс.%) и высококачественного (67-69 масс.%) концентрата.

В 2019 гг. научно-исследовательской и проектной организацией «Кривбассгеопроект» под руководством В.Д.Евтехова были выполнены научно-исследовательские работы на тему «Геолого-технологическое картирование залежи магнетитовых руд Скелеватского месторождения по результатам изучения их минерального, химического состава, физических, технических, технологических свойств». Авторы показали, что особенностью последних лет работы ЮГОКа является выход контуров отработки залежей магнетитовых кварцитов месторождения за границы их детальной геологической изученности. В связи с этим все больше затруднений вызывает прогноз количественных и качественных показателей магнетитовых руд, все менее надежными становятся параметры оперативного и перспективного планирования отработки рудных залежей.

Главная причина состоит в значительном увеличении глубины отработки рудной залежи. Химические, минералогические, физические, технические, технологические характеристики руд, которые были определены по результатам детальных геологоразведочных работ и эксплуатационной разведки месторождения в течение первых 10-20 лет его разработки, были актуальными для верхних гипсометрических горизонтов месторождения, в разной степени подвергшихся действию факторов выветривания. Последние способствовали частичному гипергенному разложению минералов, незначительному, но ощу-

тимому растворению кварца под действием щелочных метеорных растворов и, как следствие, разупрочнению руд, ослаблению поверхностей срастания индивидов и агрегатов рудных и нерудных минералов. Для более глубоких гипсометрических горизонтов месторождения (ниже -200 м) отмечается переотложение растворенного в коре выветривания кремнезема, залечивание новообразованным кварцем пор и трещин, гипергенное окварцевание магнетитовых кварцитов, образование новых минералов (преимущественно, гидросиликатов, безжелезистых карбонатов) в зоне цементации коры выветривания продуктивной толщи. В связи с этим с глубиной отмечается увеличение крепости руд многих минеральных разновидностей, ухудшение раскрытия индивидов рудных и нерудных минералов, для многих разновидностей руд – увеличение количества рудно-нерудных сростков в продуктах измельчения. В результате для значительной части добываемого рудного материала снижается эффективность рудоподготовки и обогащения.

В связи с этим перед исследователями стоит задача уточнения существующих представлений о геологическом строении рудных залежей и минералогических особенностях руд. На этой основе будет проведена актуализация минералого-генетической, а на ее основе – минералого-технической и минералоготехнологической классификаций руд и вмещающих пород месторождения, разработаны меры, направленные на повышение эффективности использования минерально-сырьевой базы месторождения, увеличение качества производимого железорудного концентрата.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акименко Н.М., Белевцев Я.Н., Горошников Б.И. и др.** Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Ред. **Я.Н.Белевцев** // Москва: Госгеолтехиздат, 1957.– 280 с.
2. **Белевцев Р.Я., Беляев О.Я., Ветренников В.В. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Метаморфизм // Киев: Наукова думка, 1989.– 148 с.
3. **Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др.** Геология Криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с., т. 2 – 567 с.
4. **Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд // Киев: Наукова думка, 1991.– 215 с.
5. **Гершойг Ю.Г.** Вещественный состав и оценка обогатимости бедных железных руд.– Москва: Недра, 1968.– 200 с.
6. **Евтехов В.Д.** Альтернативная минерально-сырьевая база железорудных месторождений Кривбасса // Разработка рудных месторождений (Кривой Рог), 1997.– С. 121-125.
7. **Євтєхов В.Д.** Етапи формування комплексної мінерально-сировинної бази залізорудних родовищ Криворізько-Кременчуцького лінеаменту // Відомості Академії гірничих наук України.– 1997.– № 4.– С. 111-114.
8. **Евтехов В.Д., Евтехов Е.В.** Опыт составления очерка истории геологического изучения железорудных месторождений Криворожского бассейна. Первомайское месторождение магнетитовых кварцитов / Розвиток промисловості та суспільства. Матеріали Міжнародної науково-технічної конференції. Секція 5. Геологія і прикладна мінералогія (Кривий Ріг, 22-24 травня 2019 р.) // Кривий Ріг: Криворізький національний університет, 2019.– С. 8-17.

9. **Евтехов В.Д., Паранько И.С., Евтехов Е.В.** Альтернативная минерально-сырьевая база Криворожского железорудного бассейна // Кривой Рог: Криворожский технический университет, 1999.– 70 с.
10. **Елисеєв Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г.** Метасоматиты Криворожского рудного пояса // Москва-Ленинград: Изд. АН СССР, 1961.– 204 с.
11. **Иванов И.П.** Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов / Труды Института физики твердого тела АН СССР // Москва: Изд. АН СССР, 1970.– 248 с.
12. **Каляев Г.И.** Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции // Киев: Наукова думка, 1965.– 190 с.
13. **Каниболоцкий П.М.** Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна // Черновцы: Изд. АН УССР, 1946.– 312 с.
14. **Куделя А.Д.** Комплексное использование минеральных ресурсов железорудных обогатительных комбинатов УССР // Киев: Наукова думка, 1984.– 496 с.
15. **Кушев В.Г.** Щелочные метасоматиты докембрия // Ленинград: Недра, 1972.– 190 с.
16. **Лазаренко Е.К., Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И. и др.** Минералогия Криворожского бассейна // Киев: Наукова думка, 1977.– 544 с.
17. **Мельник Ю.П.** Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций // Киев: Наукова думка, 1986.– 235 с.
18. **Паранько И.С.** Некоторые особенности развития Криворожской структуры // Геологический журнал.– 1993.– №4.– С. 112-133.
19. **Пирогов Б.И.** Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов // Москва: Недра, 1969.– 240 с.
20. **Пирогов Б.И., Порохов Г.С., Холошин И.В., Тарасенко В.Н.** Технологическая минералогия железных руд // Ленинград: Наука, 1988.– 302 с.
21. **Пирогов Б.И., Стебновская Ю.М., Евтехов В.Д. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Минералогия // Киев: Наукова думка, 1989.– 168 с.
22. **Плаксенко Н.М.** Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии // Воронеж: Изд. Воронежского госуниверситета, 1966.– 264 с.
23. **Свитальский Н.И., Фукс Э.К., Половинкина Ю.И. и др.** Железорудное месторождение Кривого Рога // Москва-Ленинград: Госгеолиздат, 1932.– 284 с.
24. **Семененко Н.П.** Метаморфизм подвижных зон // Киев: Наукова думка, 1966.– 298 с.
25. **Семененко Н.П., Половко Н.И., Грицков Я.М. и др.** Геология железисто-кремнистых формаций Украины // Киев: Изд. АН УССР, 1959.– 688 с.
26. **Стригін О.І.** Парагенезис мінералів егіринізованих порід криворізької серії // Геологічний журнал.– 1959.– №4.– С. 58-69.
27. **Усенко І.С.** Метабазити Кривого Рога / Український кристалічний масив // Київ: Вид. АН УРСР, 1947.
28. **Усенко І.С.** Плагіоклазові граніти Кривого Рогу // Київ: Вид. АН УРСР.– 1947.
29. **Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Березин Б.З. и др.** Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита // Киев: Наукова думка, 1985.– 168 с.

30. *Щербак Н.П., Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю. и др. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия // Киев: Накова думка, 1988.– 200 с.*

УДК 564.1 : 551.782.2 (477.7)

Коваленко В.А.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ПРЕСНОВОДНЫЕ МОЛЛЮСКИ (*GASTROPODA, PULMONATA, LYMNAEIDAE*) ЮЖНОЙ УКРАИНЫ

Введение. В работе изложены результаты изучения комплексов лимнеид из верхнеплиоценовых куяльницких отложений (с. Пришиб, река Молочная, Запорожская область; тюп-джанкойские (таманские) слои Степного Крыма; с. Крыжановка, Одесская область) Южной Украины по материалам совместной работы с В.А.Присяжнюком.

Целью работы являлось обобщение данных о распространении позднеплиоценовых лимнеид Южной Украины, а также их сопоставление с позднеплиоценовыми лимнеидами Ливии.

Результаты исследований. По данным изучения комплексов лимнеид верхнего плиоцена Южной Украины из местонахождений пресноводных и наземных моллюсков с. Пришиб на р. Молочной в Запорожской области, из тюп-джанкойских слоев Степного Крыма, а также из отложений берегового горизонта верхнего куяльника с. Крыжановка Одесской области были выделены 10 их видов – *Lymnaea (Lymnaea) roshkai* Kovalenko, 2004; *L. (Peregriana) lagotis* (Schranck, 1803), *L. (P.) ex gr. laevigata* (Eichwald, 1830), *L. (Stagnicola) palustris palustris* (O.F. Müller, 1774), *L. (St.) turricula* (Held, 1836), *L. (G.) truncatula* (O.F. Müller, 1774), *L. (G.) subangulata* Roffiaen, 1868; *L. (G.) suboblonga* Kovalenko, 1994; *L. (G.) oblonga* (Puton, 1847), *L. (Omphiscola) pliocenica* Kovalenko, 1994, представленных одним родом (*Lymnaea* Lamarck, 1771), пятью под родами (*Lymnaea* s.str, *Peregriana* Servain, 1881; *Stagnicola* Leach, 1830; *Galba* Schranck, 1803; *Omphiscola* Rafinesque, 1819), шестью секциями (*Lymnaea* s. str, *Bouchardiana* Servain, 1881; *Ampullaceana* Servain, 1881; *Stagnicola* s. str; *Fenziana* Servain, 1881; *Galba* s. str) [8].

Верхний плиоцен.

Пресноводные моллюски (*Gastropoda, Pulmonata, Lymnaeidae*) куяльницкого региояруса Южной Украины.

1. Куяльницкий региоярус.

1.1. Нижний куяльник. Самое молодое по возрасту местонахождение пресноводных и наземных моллюсков было расположено в с. Пришиб на р. Молочная Запорожской области. Разрез песков и песчанистых суглинков с пресноводными и наземными моллюсками по правому борту долины р. Молочная у с. Пришиб был впервые описан Н.А.Соколовым [16], а затем В.А.Присяжнюком и П.Ф.Гожиком [13]. Стратиграфическое положение куяльницких отложений установил Г.П.Михайловский [10]. Н.А.Соколов относил их к отложениям более молодым, чем понтический известняк, с «некоторой вероятностью к началу послетретичного периода» [13, с. 173]. Л.А.Лепикаш [9] считал, что пески Пришиба, поскольку они залегают под

толщей зеленовато-серых и красно-бурых глин, не моложе понта и, возможно, верхнесарматские. Г.И.Молявко [12] относил эти пески к верхнему плиоцену.

Здесь в правом борту долины реки Молочной, ниже школы расположен заброшенный карьер, в котором выше десятиметровой толщи белых кварцевых, мелко-тонкозернистых песков сармата залежали (снизу-вверх) пласты следующих пород: песок буровато-серый, кварцевый, мелко-тонкозернистый без моллюсков с постепенным переходом к вышележащему слою (мощность 0,5 м); песок серый, желто-серый с зеленоватым оттенком, в верхней части обохренный, кварцевый, мелкозернистый с обильными остатками континентальных моллюсков (мощность 0,5-0,7 м); песок кварцевый, мелкозернистый, буроохристый с желтыми и зеленовато-серыми пятнами. В кровле слоя много некрупных бесформенных стяжений песчаника с карбонатно-глинистым цементом. В этом слое наблюдается скопление раковин пресноводных моллюсков (мощность 0,7-1,5 м); песок кварцевый, зеленовато-серый, местами слабо обохрен со стяжениями песчаника с карбонатно-глинистым цементом. В северной части обнажения песок становится глинистым (мощность 1 м); выше – почва.

Пески кварцевые с наземными и пресноводными моллюсками, так и ниже лежащие среднесарматские (по Н.А.Соколову [16], – понтические) интенсивно разрабатывались и вероятнее всего, их залежь уже полностью исчерпана. Данные о пресноводных легочных моллюсках местонахождения с. Пришиб был любезно передан для изучения В.А.Присяжнюком, за что автор выражает ему искреннюю благодарность.

В этих кварцевых песках из лимнеид были определены *Lymnaea (Stagnicola) palustris* (O.F. Müller, 1774), *L. (St.) turricula* (Held, 1836), *L. (Galba) truncatula* (O.F. Müller, 1774), *L. (G.) subangulata* (Roffiaen, 1868).

Комплекс лимнеид представлен видами, распространенными и в настоящее время.

В.А.Присяжнюком из наземных моллюсков были определены *Succinea oblonga elongata* Sandberger, 1875; *Oxyloma pfeifferi* (Rossmässler, 1834), *Cochlicopa lubricella* (Porro, 1838), *Gastrocopta* ex. gr. *nouletiana nouletiana* (Dupuy, 1850), *Pupilla* cf. *muscorum* (Linnaeus, 1758), *P.* cf. *sterri* (Voith, 1840), *Vertigo* cf. *pygmaea* (Draparnaud, 1801), *Truncatolina cylindrica* (A. Férussac, 1807), *Vallonia* aff. *pulchella* (O.F. Müller, 1774), *V. excentrica* Sterki, 1893; *V. costata* (O.F. Müller, 1774), *Punctum pygmaeum* (Draparnaud, 1801).

Комплекс наземных моллюсков в основной массе также очень близок к современным [13, с. 174]. Обращает на себя внимание находка в большом количестве раковин *Gastrocopta* ex. gr. *nouletiana nouletiana* (Dupuy) – представителей рода, неизвестного по литературным данным в верхнеплиоценовых и антропогеновых отложениях Украины.

Ю.Б.Люльев из остракод определил *Typhlocypris rostrata* (Brady et Norman, 1889), *Candona (Candona) neglecta* Sars, 1887; *C. (C.)* aff. *visenda* Schneider, 1963; *C. (C.) angulata* G. Müller, 1900; *C. (C.) candida* (O. Müller, 1776); *C. (C.)* (личинка) (syn.: *Candoniella marcida* Bodina, 1961); *C. (C.)* (личинка) (syn.: *Candoniella suzini* Schneider, 1963); *Ilyocypris bradyi* Sars, 1890; *Il. gibba* (Ramdohr, 1808); *Zonocypris membranae* Suzin, 1956.

Среди остракод преобладают современные виды. Таким образом [13, с. 175], «... комплекс пресноводных и наземных моллюсков, а также и остракод очень близок к антропогеновым, но имеет в своем составе формы, близкие к

понтическим, акчагыльским и своеобразные, характерные только для этого разреза. Такой характер комплекса позволяет считать отложения более древними, чем антропогеновые, и более молодыми, чем понтические и даже киммерийские, пресноводные моллюски киммерийских отложений очень своеобразны. С учетом изложенного выше, возраст песчано-глинистых пород Пришиба следует принимать верхнеплиоценовым (куяльник)...».

Комплекс лимнеид местонахождения с. Пришиб, а также и остракод, сопоставляется с нижним куюльником (нижняя его часть) Керченского полуострова (остракодовый комплекс №1) [5].

1.1.1. **Комплекс пресноводных моллюски (*Gastropoda*, *Pulmonata*, *Lymnaeidae*) тюп-джанкойских слоев Степного Крыма.** Отложения, названные тюп-джанкойскими слоями, были выделены в Степном Крыму Г.И.Молявко [11]. Представлены зеленоватыми восковидными глинами, перекрывающими акчагыльские (таманские) слои с *Avimactra subcaspia* Andrussow и *Cardium dombra* Andrussow, 1902 [14, с. 129], сопоставляющимися с остракодовым комплексом №2 верхней части нижнего куюльника Керченского полуострова [6] и содержат фауну пресноводных моллюсков, а также остракод, ранее практически не изучавшуюся. Пресноводные моллюски и остракоды были выделены из кернового материала (зеленоватые восковидные глины) верхней части нижнего куюльника в интервале 28,7-28,85 м скважины № 224, пробуренной северо-западнее г. Джанкоя.

А.Г.Эберзин [17, 18] отложения куюльницкого (акчагыльского) региояруса с акчагыльской фауной на востоке Крымского полуострова и на Тамани выделил как таманский горизонт. Типом для их установления послужили слои с *Avimactra subcaspia* Andrussow, 1902, развитые на Таманском полуострове.

Из зеленоватых восковидных глин был выделен комплекс лимнеид *Lymnaea* (*Stagnicola*) *palustris* (O.F. Müller, 1774), *L. (Peregriana) ex gr. laevigata* Eichwald, 1830; *L. (Galba) truncatula* (O.F. Müller, 1774), *L. (G.) subangulata* (Roffiaen, 1868), *L. (G.) suboblunga* Kovalenko, 1994; *L. (Omphiscola) pliocenica* Kovalenko, 1994 [4].

Остракоды представлены, преимущественно, пресноводными формами *Cypris mandelstami* Lübmova, 1962; *Candona (Candona) neglecta* Sars, 1887; *C. (C.) candida* (O. Müller, 1776); *C. (Typhlocypris) rostrata* (Brady et Normann, 1889), (личинка) (syn.: *Candoniella albicans* (Brady)); *C. (C.) fabaeformis* (Fischer), (личинка) (syn.: *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Cypria arma* Schneider, 1963, *C. candonaeformis* (Schweyer, 1949), *Ilyocypris gibba* (Ramdhor, 1808), *Il. bradyi* Sars, 1890; *Cyprideis torosa* (Jones, 1850).

Комплекс лимнеид тюп-джанкойских слоев Степного Крыма, а также остракод сопоставляется с верхней частью нижнего куюльника Керченского полуострова (остракодовый комплекс №2) [5].

1.2. Верхний куюльник.

1.2.1. На обнажении с. Крыжановка (Одесская область) В.А.Присяжнюк обследовал береговой горизонт «нижнего» куюльника по М.Ф.Векличу. В настоящее время отложения берегового горизонта относятся к верхнему куюльнику, который перекрывается отложениями березанского горизонта, относящимися ныне к нижнему эоплейстоцену. В работе А.И.Крохмаль [7, с. 198]] отмечалось, что М.Ф.Веклич в береговых обрывах между Тилигульским и Березанским лиманами описал стратотип березанского горизонта позднего плио-

цена (ныне эоплейстоцен), к которому он отнес толщу светлосерых песков и супесей мощностью 4-5 м. Он писал [2, с. 178]: «Это – стратиграфический эквивалент отложений верхнего куяльника. Стратотип-профиль расположен в береговом обрыве Черноморского побережья, где березанский горизонт залегает на береговском (нижнекуяльницком).

Исследования таксономического состава микротериофауны местонахождений Тилигул и верхнего костеносного слоя с Крыжановка, проведенные А.И.Крохмаль (три нижних костеносных горизонта разреза с. Крыжановка содержат раковины куяльницких моллюсков и остатки мелких млекопитающих хাপровского комплекса) [7, с. 198], показывают, что таксономический состав микротериофауны местонахождения Тилигул более древний по сравнению с фауной верхнего костеносного слоя Крыжановки. Но уровень дифференциации элементов жевательной поверхности зубов мелких млекопитающих этих местонахождений очень близок. Это говорит о небольшой возрастной разнице между ними. Кроме того, обнаружение в обоих местонахождениях раковин моллюсков позднекуяльницкого возраста, геологические условия залегания костеносных горизонтов в этих двух разрезах (подстилаются куяльницкими осадками с хাপровской фауной и перекрываются красно-бурыми глинами), а также принадлежность фаун к раннему этапу развития одесского комплекса позволяют датировать вмещающие отложения ранним эоплейстоценом и отнести их к березанскому климатолиту [7, с. 198].

Таким образом, отложения верхнего куяльника береговского горизонта (климатолита) перекрываются нижнеэоплейстоценовыми отложениями березанского горизонта (климатолита).

В.Г.Шеремета [14] из остракод верхнего куяльника с. Крыжановка определил *Caspiocypris filona* (Livental) (= *Caspiocypris filona* Сузин, 1956); *Camptocypris liventali* (Evlachova, 1963) (= *Bythocypris liventalina* Швейер, 1949), *Ilyocypris gibba* (Ramdhor, 1808), *Il. bradyi* Sars, 1890; *Amnicythere propinqua* Livental, 1929; *Cyprideis torosa* (Jones, 1850), *Darvinula stevensoni* (Brady et Robertson, 1870).

В.А.Присяжнюк из нижней части береговского горизонта (климатолита) (слой №17 по М.Ф.Векличу [1, с. 110], из прослая гравия, суглинка с массой раковин пресноводных и солоноватоводных моллюсков выделил и отпрепарировал раковины лимнеид, любезно переданные автору этого сообщения. Лимнеиды верхнего куяльника с. Крыжановка представлены видами *Lymnaea* (*Lymnaea*) *roshkai* Kovalenko, 2004; *L. (Galba) oblonga* Puton, 1847; *L. Peregriana*) *lagotis* (Schranck, 1803).

Комплекс лимнеид береговского горизонта (климатолита) верхнего куяльника с. Крыжановка, а также остракод сопоставляется с комплексом верхнего куяльника Керченского полуострова (остакодовый комплекс №3) [5].

Как отмечалось ранее, по данным изучения представительного верхнеплиоценового комплекса лимнеид района Авейнит Уэнин Ливии (материалы Советской геологической экспедиции объединения «Зарубежгеология» 1983 г.), были выделены 14 их видов: *Lymnaea (Corvusiana) corvus* Gmelin, 1771; *L. (C.) prysjahnjuki* Kovalenko, 2019; *Lymnaea (Stagnicola) berlani* Bourguignat, 1870; *L. (St.) badia* (Küster, 1867); *L. (St.) danubialis* (Schranck, 1803); *Lymnaea (Stagnicola) atra atra* (Schranck, 1803); *L. (St.) palustris palustris* (Müller, 1774); *Lymnaea (Galba) oblonga* Puton, 1847; *L. (G.) truncatula* (Müller, 1774); *L. (G.) subangulata* Roffiaen, 1868; *Lymnaea (Peregriana)*

lagotis (Schranck, 1803); *Lymnaea (Peregriana) peregra* (Müller, 1774); *Lymnaea (Peregriana) ex gr. fulva* (Küster, 1862); *Lymnaea (Peregriana) laevigata* (Eichwald, 1830), представленных одним родом (*Lymnaea* Lamarck, 1771); четырьмя под родами (*Corvusiana* Servain, 1881; *Stagnicola* Leach, 1830; *Galba* Schranck, 1803; *Peregriana* Servain, 1881); восемью секциями (*Corvusiana* s.str; *Berlaniana* Kruglov et Starobogatov, 1985; *Stagnicola* s. str; *Galba* s. str; *Bouchardiana* Servain, 1881; *Peregriana* s. str; *Cyphideana* Servain, 1881; *Ampullaceana* Servain, 1881 [6].

Верхнеплиоценовый возраст лимнейд этого местонахождения был установлен на основании комплексного изучения других групп континентальной фауны (В.А.Присяжнюк) и остракод (Ю.Б.Люльев).

В результате сопоставления верхнеплиоценовых комплексов лимнейд Южной Украины и Ливии, представляется возможным выделить следующие их группы (табл.).

1. Общие виды лимней для верхнего плиоцена Юга Украины и Ливии: *Lymnaea (Stagnicola) palustris palustis* (O.F. Müller, 1774), *L. (Galba) truncatula* (O.F. Müller, 1774); *L. (G.) subangulata* Roffiaen, 1868; *L. (G.) oblonga* Putois, 1847; *L. (Peregriana) laevigata* (Eichwald, 1830), *L. (P.) lagotis* (Schranck, 1803).

2. Лимней верхнего плиоцена Ливии: *Lymnaea (Corvusiana) corvus* Gmelin, 1771; *L. (C.) ptysjahnjuki* Kovalenko 2019; *Lymnaea (Stagnicola) berlandi* Bourguignat, 1870; *L. (St.) badia* (Küster, 1867); *L. (St.) danubialis* (Schranck, 1803); *Lymnaea (Stagnicola) atra atra* (Schranck, 1803); *Lymnaea (Peregriana) peregra* (O. F. Müller, 1774); *Lymnaea (Peregriana) ex gr. fulva* (Küster, 1862).

3. Лимней нижнего куяльника Юга Украины: *Lymnaea (Stagnicola) palustris palustis* (O.F. Müller, 1774), *L. (St.) turricula* (Held, 1836), *L. (Galba) truncatula* (O.F. Müller, 1774), *L. (G.) subangulata* Roffiaen, 1868.

4. Лимней верхнего куяльника Юга Украины: *Lymnaea (Stagnicola) palustris palustis* (O.F. Müller, 1774), *L. (Peregriana) laevigata* (Eichwald, 1830), *L. (P.) lagotis* (Schranck, 1803); *L. (Galba) truncatula* (O.F. Müller, 1774), *L. (G.) subangulata* Roffiaen, 1868; *L. (G.) suboblonga* Kovalenko, 1994; *L. (L.) roshkai* Kovalenko, 2004; *L. (Omphiscola) pliocenica* Kovalenko, 1994.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Веклич М.Ф.** Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран // Киев: Наукова думка, 1968. – 238 с.
2. **Веклич М.Ф.** Палеозональность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя // Киев: Наукова думка, 1982. – 208 с.
3. **Гожик П.Ф., Присяжнюк В.А.** Пресноводные и наземные моллюски миоцена Правобережной Украины // Киев: Наукова думка, 1978. – 172 с.
4. **Коваленко В.А.** Комплекс пресноводных моллюсков и остракод тюнджанкойских слоев Степного Крыма // Доклады АН Украины. Математика, естествознание, технические науки. – 1994. – №6. – С. 100-103.
5. **Коваленко В.А.** Остракоды плиоценовых отложений Керченского полуострова // Доповіді НАН України. – 2011. – №12. – С. 98-104.

Таблица Распространение <i>Lymnaeidae</i> в верхнеплиоценовых отложениях Южной Украины и Ливии			
Видовой состав	Южная Украина		Ливия
	Верхний плиоцен		
	Нижний куяльник	Верхний куяльник	
1	2	3	4
<i>Lymnaea (Stagnicola) palustris palustris</i> (O. F. Muller, 1774)	+	+	+
<i>L. (Galba) truncatula</i> (O. F. Muller, 1774)	+	+	+
<i>L. (G.) subangulata</i> , Roffiaen, 1868	+	+	+
<i>L. (G.) oblonga</i> Puton, 1847	—	+	+
<i>L. (Peregriana) laevigata</i> (Eichwald, 1830)	—	+	+
<i>L. (P.) lagotis</i> (Schranck, 1803)	—	+	+
<i>L. (Corvusiana) corvus</i> Gmelin, 1771	—	—	+
<i>L. (Cor.) prysjajnjuki</i> Kovalenko, 2019	—	—	+
<i>L. (Stagnicola) berlani</i> Bourguignat, 1870	—	—	+
<i>L. (St.) badia</i> (Kuster, 1867)	—	—	+
<i>L. (St.) danubialis</i> (Schranck, 1803)	—	—	+
<i>L. (St.) atra atra</i> (Schranck, 1803)	—	—	+
<i>L. (Peregriana) peregra</i> (O.F. Muller, 1774)	—	—	+
<i>L. (P.) ex gr. fulva</i> (Kuster, 1862)	—	—	+
<i>L. (Stagnicola) turricula</i> (Held, 1836)	+	—	—
<i>L. (Galba) suboblonga</i> Kovalenko, 1994	—	+	—
<i>L. (Lymnaea) roshkai</i> Kovalenko, 2004	—	+	—
<i>L. (Omphiscola) pliocenica</i> Kovalenko, 1994	—	+	—
Примечание: <+> — присутствие; <—> — отсутствие			

6. Коваленко В.А. Пресноводные моллюски (*Gastropoda*, *Pulmonata*, *Lymnaeidae*) из плиоценовых отложений Ливии // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету.— 2019.— №2.— С. 69-81.

7. Крохмаль А.И. Биостратиграфическое расчленение эоплейстоценовых отложений Центральной части Северного Причерноморья // Палеонтологія і стратиграфія. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України.— 2009.— Вип. 2.— С. 194-199.

8. **Круглов Н.Д.** Моллюски семейства прудовиков Европы и Северной Азии // Смоленск: Изд. Смоленского государственного педагогического университета, 2005.— 503 с.

9. **Лепикаш Л.А.** Геологічні досліді по р. Молочній в районі с. Пришиб, м. Мелітополь // Геологічний журнал.— 1936.— Т. 3.— Вип. 2.— С. 243-245.

10. **Г.П.Михайловский.** Отчет о результатах поездки летом 1903 г. в Сухумский округ // Записки минералогического общества.— 1905.— Ч. 42.— С. 40-43.

11. **Молявко Г.И.** К стратиграфии плиоценовых отложений северо-восточной части Крымской АССР // Геологический журнал.— 1938.— Т. 5, вып. 1/2.— С. 222-223.

12. **Молявко Г.И.** Неоген півдня України // Київ: Вид. АН УРСР, 1960.— С 1-64.

13. **Присяжнюк В.А., Гожик П.Ф.** К палеонтологической характеристике верхнеплиоценовых отложений с. Пришиб / Четвертичный период // Киев, 1976.— Вып. 16.— С. 173-176.

14. **Семененко В.Н.** Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Киев: Наукова думка, 1987.— 232 с.

15. **Семененко В.Н., Шеремета В.Г.** Ostracoda куюльницького ярусу Чорноморського басейну // Доповіді Академії наук УРСР.— 1965.— №5.— С. 637-639.

16. **Соколов Н.А.** Общая геологическая карта России, лист 48 Мелитополь-Бердянск, Перекоп-Бериславль / Труды Геологического комитета, 1889.— Т. IX.— №1.

17. **Эберзин А.Г.** Элементы акчагыльской фауны в Восточном Крыму и западной части Керченского полуострова // Известия АН СССР.— 1931.— С. 387-392.

18. **Эберзин А.Г., Колесников В.П.** Стратиграфия СССР. Средний и верхний плиоцен Черноморской области // 1940.— Т. XII.— С. 477-566.

УДК 56 : 551.76 (477.7)

Матлай Л.М.

ВАПНЯКОВИЙ НАНОПЛАНКТОН ВІДКЛАДІВ ВЕРХНЬОГО ТРІАСУ-НИЖНЬОЇ ЮРИ ПІВДНЯ УКРАЇНИ

Вступ. Поодинокі знахідки вапнякового нанопланктону в розрізах тріасу та нижньої юри – це рідкісні та унікальні рештки, які мають важливе значення для реконструкції палеогеографічних умов та встановлення перших еволюційних змін у розвитку цих організмів.

Матеріали та методика. Досліджувались 25 зразків з керну свердловин Новоолексіївська-1р, Зуйська-30 та відслонення розрізу Петропавлівського кар'єру, люб'язно надані автору кандидатом геолого-мінералогічних наук Д.М.П'ятковою.

Нанопланктон вивчався у виготовлених за стандартною методикою [5] тимчасових препаратах при збільшенні в 1500^x за допомогою світлового мікроскопу МВІ-6. Фотографування виконувалось з використанням цифрової фотокамери. Систематичне положення нанопланктону проводилось за класифікацією П.Боуна та Дж.Юнга [6, 7].

Результати досліджень. В Гірському Криму породи верхнього тріасу-нижньої юри входять до складу таврійської серії, поширеної в трьох структурно-фаціальних зонах. Численні комплекси вапнякового нанопланктону визначені лише в аргілітовій товщі розрізу Петропавлівського кар'єру у відкладах верхньої підсвіти кримської світи (верстви з *Eoconusphaera zlambackensis* пізнього норію-рету) та верхньої підсвіти ескі-ординської світи (верстви з *Lotharingius hauffi* і *Mitrolithus jansae* пізнього плінсбаху-раннього тоару) Ай-Петрі-Бабуганської структурно-фаціальної зони [1, 2, 4].

В Рівнинному Криму та Присивашші збіднілі асоціації нанопланктону встановлені в піщанистих фаціях атейської світи (верстви з *Lotharingius hauffi* і *Mitrolithus jansae* [3] в об'ємі раннього тоару).

Нижче вперше для цієї території наведений опис стратиграфічно важливих та найбільш поширених видів вапнякового нанопланктону.

Царина **Chromista** Cavalier-Smith, 1981

Тип **Haptophyta** Hibberd Cavalier-Smith, 1986

Клас **Prymnesiophyceae** Hibberd, 1976

Підклас **Prymnesiophycidae** Cavalier-Smith, 1986

Група гетерококліти

Муроліти

Порядок **Eiffellithales** Rood, Hay et Barnard, 1971

Родина **Chiastozygaceae** (Rood, Hay et Barnard, 1973) Varol et Girgis, 1994

Рід **Crepidolithus** Noël, 1965, emend. Shumenko, 1976

Crepidolithus crassus (Deflandre, 1954) Noël, 1965

Рис. 1, фіг. 2.

Discolithus crassus: Deflandre, 1955, с. 144, табл. 15, фіг. 12, 13; Stradner, 1961, с. 79, фіг. 16-18; 1963, с. 7, табл. 2, фіг. 14; Cohen, 1964, с. 236, табл. 1, фіг. 1a-c.

Crepidolithus crassus: Noel, 1965, с. 85, фіг. 19-21; Reinhardt, 1971, с. 45, фіг. 6-8; Grun, Prins and Zweili, 1974, с. 310, табл. 20, фіг. 1-3; Gasparikova, 1982, с. 164, табл. LXIII, фіг. 1, 2, 4, 5, 8.

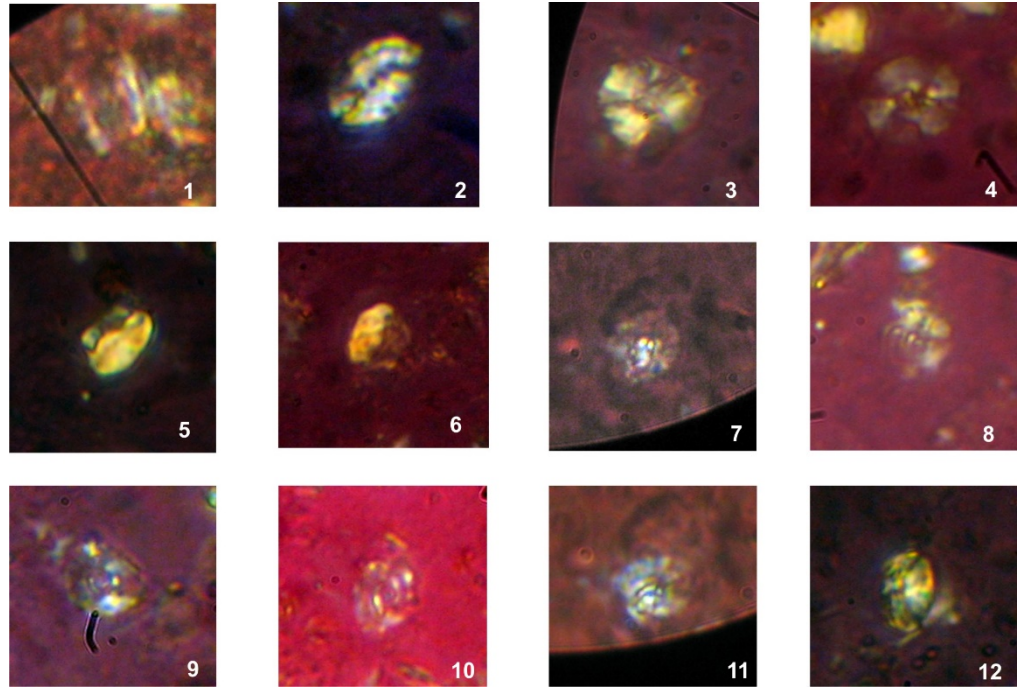


Рис. 1. Вапняковий нанопланктон з відкладів верхнього тріасу-нижньої юри Півдня України.

1 – *Eoconusphaera zlambackensis* (Moshkovitz) Kristan-Tollmann, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 2 – *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 3 – *Biscutum finchii* Cruх, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 4 – *Biscutum* aff. *finchii* Cruх, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 5 – *Mitrolithus lenticularis* Bown, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 6 – *Mitrolithus lenticularis* Bown, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 7 – *Similiscutum* aff. *orbiculus* de Kaenel and Bergen, св. Новоолексіївська-Ір, Присивашия; 8 – *Similiscutum orbiculus* de Kaenel and Bergen, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 9 – *Similiscutum cruciulus* de Kaenel and Bergen, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 10 – *Similiscutum cruciulus* de Kaenel and Bergen, Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим; 11 – *Similiscutum cruciulus* de Kaenel and Bergen, св. Новоолексіївська-Ір, Присивашия; 12 – *Similiscutum* sp., Петропавлівський кар'єр, Гірський Крим.

Прохідне світло; з аналізатором; збільшення 1575^x.

Голотип: не вказаний, Віллер-сюр-Мер; Франція, оксфорд.

Матеріал: десятки? екземплярів доброї збереженості.

Опис. Масивні еліптичні баштоподібні коколіти, з крайовим обідком, утвореним з вертикальних щільно укладених пластинок. Центральне поле закрите двома рядами поперечних пластин, не зовсім витриманих за розміром, тому на місці їх поєднання може бути щілина або нерівний шов.

Розмір: довжина 11-13 мкм, ширина 7-9 мкм, висота 2,5-4 мкм.

Порівняння. Від інших видів роду відрізняється будовою центрального поля.

Поширення. Верхній синемюр-верхній титон. Келовей Криму, лейас Західних Карпат, синемюр-титон Франції, тоар, оксфорд Німеччини, Австрії, тоар-кімеридж Англії, плінсбах-байос Португалії, оксфорд Іспанії.

Порядок **Stephanolithiales** Bown and Young, 1997

Родина **Parhabdolithaceae** Bown, 1987

Рід **Mitrolithus** Deflandre 1954 emend. Bown and Young, 1986

Mitrolithus lenticularis Bown, 1987

Рис. 1, фіг. 5-6.

Mitrolithus lenticularis: Bown, 1987, с. 28-30, табл. 12, фіг. 29-30; Cobianchi, 1990, с. 137, фіг. 4m; Cobianchi, 1992, с. 98, фіг. 20m; Lozar, 1995, табл. 2, фіг. 13-14; Picotti and Cobianchi, 1996, табл. 3, фіг. 3; Bown and Cooper, 1998, табл. 4.10, фіг. 24-25; Mattioli and Erba, 1999, табл. 1, фіг. 12; Perilli and Comas-Rengifo, 2002, табл. 1, фіг. 20; Fraguas, Comas-Rengifo and Perilli, 2007, с. 245, табл. 2, фіг. 1; Herraiz, 2011, с. 114, табл. 5, фіг. 12, табл. 6, фіг. 1.

Матеріал: поодинокі екземпляри.

Опис. Коколіти з високим обідком, складеним паралельними видовженими елементами, що простягаються від основи до вершини. Центральне поле заповнене 18-20 квадратними та прямокутними кристалами, що розташовані хаотично або випадковим порядком. Вони утворюють куполовидну форму верхньої поверхні коколітів, що злегка виступає над високим обідком.

Розмір: довжина 4,5-5,4 мкм, ширина 2,7-3,7 мкм, висота 1,9-4,2 мкм.

Порівняння. Від виду *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954 відрізняється меншими розмірами, будовою верхньої частини коколіту.

Поширення. Верхній синемюр-нижній тоар. Нижній тоар Гірського Криму, верхній синемюр-верхній тоар Італії, нижній плінсбах-нижній тоар Європи.

Плаколіти

Порядок **Podorhabdales** Rood et al., 1971 emend. Bown, 1987

Родина **Biscutaceae** Black, 1971a

Рід **Biscutum** Black, 1959

Biscutum finchii Cruik, 1984 emend. Bown, 1987

Рис. 1, фіг. 3-4.

Striatococcus opacus: Prins, 1969, табл. 2, фіг. 15.

Biscutum finchii: Cruik, 1984, с. 168, фіг. 9, 13.

Biscutum finchii: Cruх emend. Bown, 1987, табл. 2, фіг. 3, 4, 10, 11; Bown, 1987, с. 42-44, табл. 5, фіг. 18, табл. 6, фіг. 1-3, табл. 13, фіг. 21-22; Cobianchi, 1990, с. 134, фіг. 4; 1992, с. 92, фіг. 19i; Reale, Baldanza, Monechi and Mattioli, 1992, табл. 1, фіг. 5-6; Gardin and Manivit, 1994, табл. 2, фіг. 5-6; Picotii and Cobianchi, 1996, табл. 2, фіг. 1; Gardin, 1997, табл. 40, фіг. 13; Bown and Cooper, 1998, табл. 4.4, фіг. 13, табл. 4.12, фіг. 11-14; Mattioli and Erba, 1999, с. 365, табл. 1, фіг. 18-20; Perilli and Comas-Rengifo, 2002, с. 141, табл. 1, фіг. 12; Veiga de Oliveira, Duarte, Perilli, Rodrigues and Lemos, 2005, табл. 3, фіг. 5-6; Perilli and Duarte, 2006, табл. 1, фіг. 7-8; Fraquas, Comas-Rengifo, Perilli, 2007, с. 249-250, табл. 2, фіг. 3; Veiga de Oliveira, Duarte, Lemos, Comas-Rengifo and Perilli, 2007, фіг. 3d; Veiga de Oliveira, Dino, Duarte and Perilli, 2007, фіг. 5 e-f; Veiga de Oliveira, Perilli and Duarte, 2007, фіг. 1.5-1.6; Fraquas, Comas-Rengifo and Perilli, 2008, фіг. 3.10; Herraез, 2011, с. 126-128, табл. 2, фіг. 3, табл. 6, фіг. 11-12.

Similliscutum gephyrion: de Kaenel and Bergen, 1993, с. 196, табл. 3, фіг. 14-15.

Similliscutum finchii: Mattioli, Pitter, Young and Bown, 2004, фіг. 4j; Aquado, O'Dogherty and Sandoval, 2008, фіг. 5.7; Mattioli, Pittet, Petitpierre and Mailliot, 2009, фіг. 4e.

Голотип: не наданий, фіг. 4 (Cрух, 1984), тоар, Плінсбах (Південно-Західна Німеччина).

Матеріал: 7 екземплярів доброї збереженості.

Опис. Видовжені еліптичні коколіти з двома широкими щитками, де дистальний щиток трохи більший проксимального. Дистальний щиток складений з прямокутних кальцитових пластин, з'єднаних між собою радіальними швами. Із внутрішнього краю дистального щитка кальцитові елементи нахилені під крутим кутом проти часової стрілки, утворюючи глибоке центральне поле. Проксимальний щиток сформований з одного циклу субрадіальних неімбрикованих елементів. Вузьке центральне поле невелике, може бути заповнене гранульованими мікрористалами, де іноді спостерігається невелика центральна перетинка, що має на дистальному боці короткий циркулярний шип.

У схрещених ніколях це великі еліптичні коколіти з нециклічним або слабо двоциклічним обідком, де вузький внутрішній край обідка яскравий, а широкий зовнішній – затемнений. Деякі окремі елементи зовнішнього циклу проявляються ясно. В центрі може спостерігатись коротка перетинка.

Розмір: висота 4,9-7,8 мкм, ширина 3,8-6,3 мкм.

Порівняння. Від виду *Biscutum grande* Bown, 1987 відрізняється зменшеним центральним полем, одноциклічним дистальним щитком та відсутністю великої центральної перетинки. Від інших видів роду *Biscutum* – будовою дистального щитка та центрального поля.

Поширення. Нижній плінсбах-нижній тоар. Нижній тоар Гірського Криму, плінсбах Португалії, верхній плінсбах-нижній тоар Іспанії, Італії, плінсбах-нижній тоар Південно-Західна Німеччина, верхній плінсбах Мороко.

Рід *Similiscutum* de Kaenel and Bergen, 1993

Similiscutum orbiculus de Kaenel and Bergen, 1993

Рис. 1, фіг. 7-8.

Similiscutum orbiculus: de Kaenel and Bergen, 1993, с. 873-874, табл. 1, фіг. 1-11; non Mattioli and Erba, 1999, табл. 1, фіг. 17; non Mattioli, Pittet, Young and Bown, 2004a, фіг. 4c; non Veiga de Oliveira, Duarte, Perilli, Rodrigues and Lemos, 2005, табл. 4, фіг. 29; Fraguas, Comas-Rengifo and Perilli, 2007a, с. 252, табл. 2, фіг. 6; non Veiga de Oliveira, Dino, Duarte and Perilli, 2007b, фіг. 6n; non Veiga de Oliveira, Perilli and Duarte, 2007c, фіг. 2.13.

Матеріал: декілька екземплярів доброї збереженості.

Опис. Еліптичні або майже округлі плаколіти з двох широких субгоризонтальних щитків, де дистальний щиток більший від проксимального. Центральне поле – з маленькою перфорацією. Проксимальний щиток має один цикл елементів, вони на крутому внутрішньому краї центрального поля формують вузький базис або комірцець, який з'єднує проксимальний щиток з дистальним. Щитки елементів неімбриковані та мають радіальні шви. У звичайних видів нараховується 12-17 циклів елементів. Менші коколіти складені з 12-15 циклів елементів, а їх центральне поле зменшується в 1,5 рази порівняно з розміром виду.

В поляризованому світлі ці коколіти темносірі з тьмяний широким зовнішнім та світлим внутрішнім краями обідка. Краї щитків видаються, тому коколіти мають так званий штрихований вид.

Розмір від 2,7 до 4,7 мкм.

Порівняння. Від виду *Similiscutum cruciulus* de Kaenel and Bergen, 1993 відрізняється відсутністю хреста, від виду *Similiscutum avitum* de Kaenel and Bergen, 1993 – субциркулярною або циркулярною формою обідка.

Поширення. Нижній тоар Гірського Криму, тоар Рівнинного Криму, верхній плінсбах-нижній тоар Північно-Західної Європи, нижній плінсбах-нижній тоар Швейцарії, Марокко, Португалії.

Similiscutum cruciulus de Kaenel and Bergen, 1993

Рис. 1, фіг. 9-11.

Palaeopontosphaera repleta: Prins, 1969, табл. 2, фіг. 11.

Biscutum novum: Bown, 1987b, с. 33, табл. 5, фіг. 14.

Biscutum aff. *B. novum*: Cobianchi, 1990, с. 134, 136, фіг. 4c; Cobianchi, 1992, с. 93, фіг. 19e.

Similiscutum cruciulus: de Kaenel and Bergen, 1993, с. 875, табл. 2, фіг. 5-11; Bown and Cooper, 1998, табл. 4.5, фіг. 3-4; табл. 4.12, фіг. 28-30; Mattioli and Erba, 1999, табл. 1, фіг. 13; Perilli and Comas-Rengifo, 2002, табл. 1, фіг. 23-24; Mattioli, Pittet, Young and Bown, 2004a, фіг. 4a; Veiga de Oliveira, Duarte, Perilli, Rodrigues and Lemos, 2005, табл. 4, фіг. 30; Perilli and Duarte, 2006, табл. 2, фіг. 1-2; Bour, Mattioli and Pittet, 2007, табл. 1, фіг. 12; Fraguas, Comas-Rengifo and Perilli, 2007a, с. 253-254, табл. 2, фіг. 8; Veiga de Oliveira, Duarte, Lemos, Comas-Rengifo and Perilli, 2007a, фіг. 3i; Veiga de Oliveira, Dino, Duarte and Perilli, 2007b, фіг. 6o; Veiga de Oliveira, Perilli and Duarte, 2007c, фіг. 2.14; Fraguas, Comas-Rengifo and Perilli, 2008a, фіг. 3.6; Herraez, 2011, с. 137, табл. 2, фіг. 12; табл. 7, фіг. 7-8.

Similiscutum orbiculus: de Kaenel and Bergen, 1999, табл. 1, фіг. 17; Mattioli, Pittet, Young and Bown, 2004a, фіг. 4c; Veiga de Oliveira, Duarte, Perilli, Rodrigues and Lemos, 2005, табл. 4, фіг. 29; Veiga de Oliveira, Dino, Duarte and Perilli, 2007b, фіг. 6n; Veiga de Oliveira, Perilli and Duarte, 2007c, фіг. 2.13.

Similiscutum avitum: Perilli and Comas-Rengifo, 2002, табл. 1, фіг. 21-22.

Голотип: FSU-EM-336, Сан Педро де Мал (Португалія), нижній плінсбах.

Матеріал: поодинокі екземпляри доброї збереженості.

Опис. Округлі або злегка еліптичні плаколіти з субгоризонтальними щільно скріпленими широкими щитками. Щитки складені з радіальних, накладених один на одного, широких елементів, які з'єднані радіальними швами. Широкий дистальний щиток більший проксимального. Внутрішній край дистального щитка утворений циклом з невеликих радіальних крутопохилених до центрального поля елементів. Проксимальний щиток сформований з двох циклів елементів, де внутрішній – проксимальний – вузький цикл розділений від зовнішнього – дистального – широкого циклу одним чітким швом. Центральне поле являє собою маленький отвір, перетнутий невеликим хрестом з дрібних гранул, які в центрі формують невелику ромбовидну перфорацію.

В схрещених ніколях це майже округлі коколіти з яскравим вузьким внутрішнім циклом та широким згасаючим обідком, які з'єднані чітким темним швом. В центрі іноді спостерігається неясна дрібна перетинка.

Розмір: довжина 4,87-2,81 мкм, ширина 4,24-2,45 мкм.

Порівняння. Від виду *Similiscutum avitum* de Kaenel and Bergen, 1993 відрізняється наявністю хрестоподібної структури.

Поширення. Нижній плінсбах-нижній тоар. Тоар Присивашся, нижній тоар Гірського Криму, верхній плінсбах-верхній тоар Італії, верхній плінсбах-верхній тоар Португалії, верхній плінсбах-верхній тоар Північно-Західної Європи, тоар Німеччини.

Група нанолітів

Родина **Eoconusphaeraceae** Krystan-Tollmann, 1988

Рід **Eoconusphaera** (Jafar, 1983) Kristan-Tollmann, 1988

Eoconusphaera zlambachensis (Moshkovitz, 1982) Bown and Cooper, 1989

Рис. 1, фіг. 1.

Conusphaera zlambachensis: Moshkovitz, 1982, с. 612-613, табл. 1, фіг. 1-10; Bown, 1987, с. 72, табл. 11, фіг. 1-3, табл. 15, фіг. 13, 14; Janofske, 1987, с. 49, табл. 2, фіг. 6-8; Posch and Stradner, 1987, с. 232, табл. 1, фіг. 1-9.

Conusphaera tollmanniae: Janofske, 1987, с. 49, табл. 2, фіг. 1-5.

Eoconusphaera tollmanniae: Jafar, 1983, с. 228-229, фіг. 6 (1-3).

Eoconusphaera zlambachensis: Bown and Cooper, 1989, с. 104, табл. 5.1, фіг. 1-8.

Голотип: SEM F. 398/32-4, Fischerwiese, на півночі від Luppitsch, Австрія, зберігається в Інституті геологічних наук Ізраїлю, рет.

Матеріал: 3 екземпляри середньої та доброї збереженості.

Опис. Коколіти мають вигляд усіченого конусу. Ядро конусу складене 35-40 тонкими кальцитовими лусками, що відходять від центрального каналу. Ці луски трохи завернуті вліво відносно осі коколиту. Ядро коколиту облямоване 10-15 пластинами, які простягаються паралельно вздовж усього конусу та з'єднуються вертикальними швами. Внутрішні луски на вершині конусу утворюють віддалену від центра куполоподібну поверхню.

В схрещених ніколях спостерігається конусоподібні коколіти з чіткими світлими паралельними видовженими пластинами по краях форми та затемненим центром з погасанням до середини.

Розмір: висота 4,0-6,0 (8,0) мкм, діаметр 3,0-5,0 (5,0) мкм, радіус 1,5-2,5 (3,5) мкм.

Порівняння. Від виду *Conusphaera texicana* Трежо *texicana* відрізняються наявністю куполоподібної поверхні та протилежним напрямком лусок. За S.Moshkovitz (1982) – відсутністю центрального каналу.

Поширення. Норій-рет. Верхній норій Гірського Криму, норій Рівнинного Криму, рет Південної Німеччини, рет Австрії.

Висновки

1. Вперше у відкладах таврійської серії визначені за нанопланктоном верстви з *Eosinusphaera zambachensis* пізнього норію-рету.

2. Вперше для цієї території описані характерні види вапнякового нанопланктону пізнього триасу та ранньої юри.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Матлай Л.М.** Вапняковий нанопланктон з нижньоюрських відкладів Петропавлівського кар'єру (Південно-Західний Крим) // Доповіді НАН України. – 2012. – №2. – С. 141-145.

2. **Матлай Л.М.** Известковый наннопланктон из приграничных триас-юрских отложений Горного Крыма // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции (Улан-Удэ, 21-26 августа, 2017 г.) // Улан-Удэ: Изд. Бурятского государственного университета, 2017. – С. 52-53.

3. **Матлай Л.М.** Біостратиграфічна характеристика юрських відкладів Рівнинного Криму та Присивашія // Доповіді НАН України. – 2018. – №2. – С. 71-84.

4. **Матлай Л.М.** Известковый наннопланктон юрских отложений Горного Крыма / Геология на окраине континента. Материалы I молодежной научной конференции-школы к 60-летию юбилею ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, 10-19 сентября 2019 г.) // Владивосток, 2019. – С. 24-26.

5. **Шуменко С.И.** Известковый нанопланктон мезозоя европейской части СССР // Москва: Наука, 1976. – 140 с.

6. **Bown P.** Calcareous Nanofossil Biostratigraphy // London: Charman and Hall, 1998. – 318 p.

7. **Bown P.R., Young J.R.** Mesozoic calcareous nannoplankton classification // Journal of Nannoplankton Research. – 1997. – V. 19, №1. – P. 21-36.

Тузяк Я.М.

ООЛІТОВІ ВАПНЯКИ (МІОЦЕН, ПОДІЛЛЯ, ЗАХІДНА УКРАЇНА) – УНІКАЛЬНІ ІНДИКАТОРИ СЕДИМЕНТАЦІЙНОГО СЕРЕДОВИЩА

Актуальність. При формуванні уявлень щодо інтерпретації середовища осадових товщ слід враховувати різні підходи. Сучасні дослідження оолітових вапняків доповнюють і уточнюють моделі седиментації, запропоновані раніше [1-4]. Більшість дослідників дотримуються думки про утворення оолітів у середовищах з активним або високим гідродинамічним режимом [4].

При інтерпретації режиму басейнів седиментації слід брати до уваги всі можливі чинники, в тому числі результати спостережень сучасних екоморфодинамічними систем, що значно підвищить імовірність побудови точних (або наближених до точних) моделей природних середовищ (систем) минулих геологічних епох з прогнозуванням закономірностей їх виникнення та функціонування в майбутньому.

Оолітовий вапняк (синоніми: ікраний камінь, яйцеподібний камінь, портлендський камінь, маямі ооліт, Hunts Bay oolite, Shoofly oolite) – специфічна на вигляд і за будовою та складом осадова порода, яка вирізняється серед інших за зовнішніми ознаками. Ооліти (від грец. *ὄν* – яйце та *λίθος* – камінь) – мінеральні утворення у вигляді кульок або еліпсоїдів (бобовин) розміром від перших мікрометрів до 1-3 мм. Мають концентрично-шкаралупчасту та радіально-променисту будову. Переважно (однак не завжди) карбонатна речовина облямовує ядро, яким може бути зерно піску, мушля мікроорганізму. Можуть утворювати потужні товщі.

Мають важливе прикладне значення, використовуються: 1) як будівельний матеріал; 2) їх масиви – як резервуар для акумуляції та накопичення промислових покладів вуглеводнів (відомі родовища нафти й газу в кам'яновугільних (США), тріасових (Китай), юрських і крейдових (Індонезія) та іншого віку товщах); 3) як унікальний геотуристичний об'єкт.

Огляд літературних джерел виявив значне просторове й часове поширення оолітових вапняків у осадовому чохлі земної кори та визначив їх зв'язок з рифовими системами (приурочені до конкретних морфологічних елементів біогенної структури) [1, 2, 5]. Вони відомі на всіх континентах і зафіксовані в усіх вікових інтервалах фанерозою – від кембрію до сучасних.

Довідкова геологічна література містить науково-термінологічні визначення поняття «оолітовий вапняк», але не розкриває умов і середовища їх утворення. Окремі праці [3, 5, 10] з висвітлення генезису формування оолітових вапняків загалом відображають погляди В.П.Маслова [1]. Слід зазначити, що оолітові вапняки різних стратиграфічних відрізків, характеризуються однаковими або подібними умовами та середовищами утворення.

Мета полягала в з'ясуванні седиментаційної моделі – умов і середовища формування оолітових вапняків міоцену Поділля та їх унікальності як специ-

фічних літолого-фаціальних утворень з чіткими зовнішніми ознаками. Для досягнення мети були вирішені такі **завдання**.

1. Аналіз літературних джерел із зазначеної проблеми для виявлення головних чинників утворення оолітів.

2. Вивчення фактичного матеріалу для наукового визначення терміну «оолітові вапняки» з їх зображенням із метою візуальної діагностики в польових умовах.

3. Встановлення просторового й часового положення цього різновиду порід у еко-морфодинамічних системах.

4. З'ясування ролі рифової споруди в генезисі оолітових вапняків.

Фактичний матеріал і методи досліджень. Об'єктом досліджень був розріз неогенових відкладів околиць м. Ізяслав Хмельницької обл. Оолітові вапняки виходять тут на денну поверхню у вигляді ізольованих геологічних тіл потужністю 0,5-2 м. В основі верстви залягає проверсток різнозернистих ясносірих пісковиків і органічного детриту з *Ervilia podolica* Eichwald, *Cardium protractum* Eichwald, *Mastra fragilis* Lask., *Modiola volhynica* Eichwald, *Serpula* sp., одиничними Gastropoda. Проверсток цього детриту потужністю 1 см простежений також у середині верстви оолітових вапняків. Ооліти кулястої форми, розміром 1-3 мм, білого або жовтуватого забарвлення, концентрично-шкарлупчастої будови.

Отримані результати та їх аналіз. Дослідження сучасних (четвертинних) оолітів Великої багамської банки [7, 8] і викопних оолітів [11] сприяли виявленню двох моделей умов і середовища їх формування: 1) в зоні зовнішніх платформ; 2) у межах внутрішньої частини берегової зони шляхом акумуляції від рифу або через припливні канали.

При визначенні умов і середовища утворення оолітових вапняків слід брати до уваги наступне.

1. Просторову модель еко-морфодинамічної (рифової) системи, її архітектуру, рівень стояння моря і характер його гідродинамічного режиму. Гетерогенна поперечна будова рифу, мінливий літолого-фаціальний склад відкладів сприяють виділенню в їх структурі морфологічних елементів: зовнішній або глибокий рамп, середній рамп і внутрішній або мілкий рамп; кожному з них відповідає своєрідна група фацій – передрифових, рифових і зарифових (рис. 1). Кожен із зазначених морфологічних елементів біогенної споруди підпадає під різний прояв, вплив і дію хвилеприбійної і припливно-відпливної діяльності (високий рівень – припливи, низький рівень – відпливи, нормальний базис хвиль, штормовий базис хвиль). Від внутрішнього до зовнішнього рампу енергія хвиль послаблюється, і в межах внутрішнього рампу формуються бари (піскуваті наноси) – результат накопичення зернистих відкладів. Так, згідно з наведеною схемою, оолітові вапняки формуються в межах внутрішнього рампу в умовах зарифових фацій.

Внаслідок штормової діяльності в межах середнього рампу відбувається накопичення відкладів, літологічні показники яких змінюються в поперечному напрямі. На відносно спокійному зовнішньому рампі відбувається накопичення дрібнозернистих карбонатних утворень (карбонатні мули) внаслідок штормової переробки раніше утворених осадових верств. На ізольованій платформі виділяють три різні зони: відмежовану платформу (зону, прилеглу до берега), карбонатну банку (фрагмент рифу) і відкриту платформу (зону, прилеглу до відкритого моря). Карбонатна банка як частина або фрагмент відмежованої та

ізолюваної платформи – це свого роду бар'єр і регулятор прояву гідродинамічного режиму різної інтенсивності.

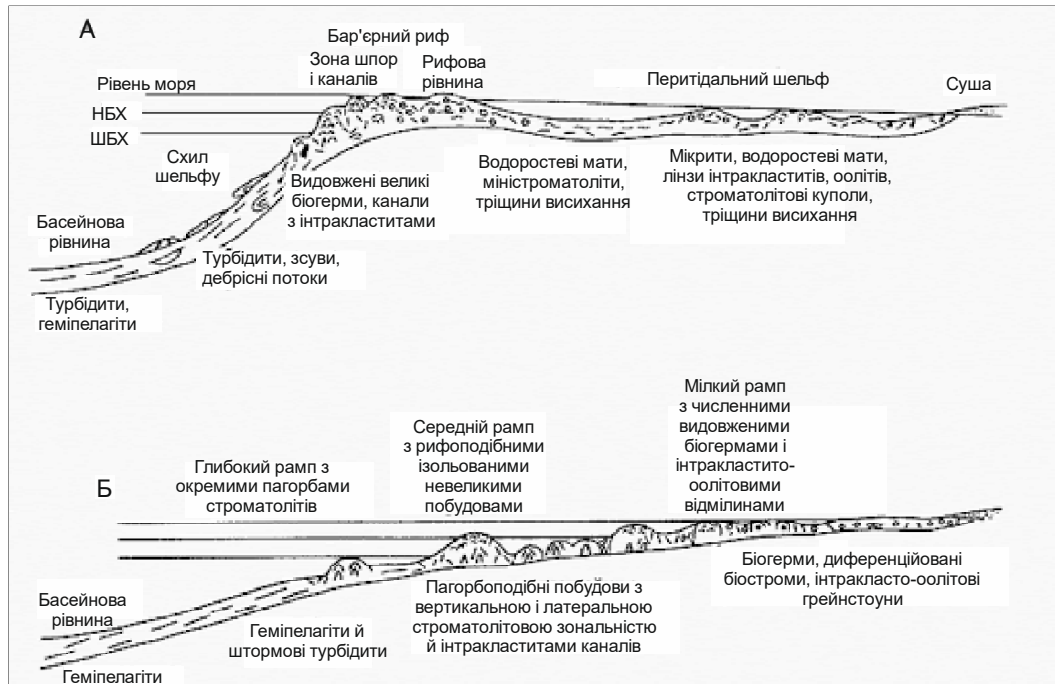


Рис. 1. Модель формування рифових і рифогенних систем (на прикладі рифею Півдня Сибіру).

А – бар'єрна рифова система окраїни карбонатної платформи з широким шельфом; *Б* – система ізолюваних слабо структурованих лінійних рифогенних побудов класичного карбонатного рампу.

НБХ – нормальний базис хвиль; ШБХ – штормовий базис хвиль (<http://www.nsc.ru/win/sbras/rep/99/nz/nz1.html>).

При нормальному базису хвиль, їх висока активність простежується як у межах самої банки, так і в зоні берега (суходолу), в проміжній зоні між банкою і берегом (суходолом) активність хвиль уповільнюється. Відповідно, уламкові утворення накопичуються на поверхні банки та в прибережній зоні, прилеглої до суходолу, а саме в зонах високої енергії хвиль. Карбонатна банка як бар'єр, розташований між відкритим морем і прибережною зоною, в певні періоди обмежує або унеможливує доступ морської води в прилеглу до берега зону, що сприяє формуванню спокійного середовища з опрісненим прибережним мілким морем. Зона карбонатної банки з боку відкритої моря характеризується окиснювальними умовами.

Серед дослідників існує думка, що середньо- і грубозернисті ооліти осаджувались у зоні внутрішнього рампу, дрібнозернисті – в зоні середнього, а карбонатно-мулісті – в зоні зовнішнього рампу і що ці середовища між собою пов'язані. Інші вважають, що седиментація оолітових вапняків відбувалась у межах ізолюваної платформи в зоні карбонатної банки.

Зазвичай, переважна більшість дотримується поглядів, що оолітові вапняки є продуктами середовищ із високою енергією, таких як внутрішній рамп, зона карбонатної банки. Однак, існує інша думка – про наявність оолітових вапняків у середовищах з відносно низькою енергією, і такий тип середовища називають середовищем з переривчастою (перемінною) гідродинамікою.

2. Джерела формування й надходження вихідного матеріалу – наявність осадових частинок, які формують ядра оолітів. Зерна оолітів утворюються в межах платформ на крайньому мілководді, глибиною до 3 м, які паралельні до отворів (каналів, коридорів) у схилах [6]. У більшості областей сформовані ооліди вкривають значну частину платформи, або утворюють мобільну облямівну смугу шириною 1-2 км поряд з островом і розташовані лише в 5 км від отворів у схилах. Сучасні скупчення оолітів локалізуються в/або поряд із середовищем, де вони осаджуються, або надходять до басейну седиментації внаслідок еолових процесів [7], або приносяться тимчасовими глибоководними турбідитними потоками [8]. А це, в свою чергу, свідчить, що можуть мати значення процеси транспортування або акумуляції.

До головних фізичних чинників, які контролюють розподіл осадів, відносяться вітер, хвилі та течії, зумовлені вітром, і припливні течії. В межах Поділля більшої частини року переважали західні процеси. Пориви вітру, пов'язані з грозами, могли бути будь-яких напрямів. Вітри переносили морський пісок, зосереджений у барах і пляжах, на островах або за їх межами [7, 8]. У першому випадку зерна нарощують прибережні дюни та збільшують об'єм острова. В другому – пісок змивається знову в море й може бути експортований у значно глибшу обстановку осадо накопичення. Вітри додатково генерують хвилі й течії, які визначають субаквальне транспортування відкладів і розподіл осадів. Вплив штормової діяльності та ураганів менш значущий. Одні дослідники (Harris, 1979) вважають, що більшість штормів мають суттєвий вплив на рух води та перенесення відкладів, інші (Boss, Neumann, 1993) дотримуються думки про мінімальний вплив ураганів як на субаквальні піщані тіла, так і на острови. За виключенням каналів між островами, берегами або рифами, припливні течії спокійні, їх вплив на перенесення частинок псамітового розміру вважають незначним [7, 8]. У той час, як більш висока швидкість донної течії [7, 8] сприяє чистому перенесенню осадів. Через переважання західних вітрів головний вектор транспортування осадів у межах Медоборо-Товтрової гряди, в період середнього міоцену, був із заходу на схід. Більшість штормів, що впливали на Медоборо-Товтрову гряду, створювали домінуючий вітер на північно-східні берегові лінії і, відповідно, супутній рух води та акумуляція осадів також відбувались у бік внутрішньої частини платформи.

Вітрова діяльність [7, 8] відповідає за наявність (формування) островів, оскільки вона генерує стійку хвилюву дію, що забезпечує «будівельний матеріал» для дюн. Ці острови – вузькі (шириною від менше 1 до 12 км), видовжені (до 140 км) скельні тіла, розміщені поблизу (<1 км до 7 км) берегової окраїни й орієнтовані паралельно до неї. Вони складені вертикально укладеними або розташованими в поперечному напрямі карбонатними одиницями. Піщані острови могли досягати висоти понад 20 м і були складені вертикально укладеними еоловими осадами з послідовним зануренням у бік суходолу. Значна частина цих еолових осадів насправді складена скелетними частинками, які, ймовірно, були отримані з крайових рифів.

3. Плоска топографія, де ці частинки могли залишатись тривалий час.

4. Середовище, яке зазнавало дії сильних донних течій для повторного надходження зерен.

5. Умови, що сприяли неорганічному та/або мікробному осадженню, наприклад області, де холодна океанічна вода змішувалась із теплими прибережними водами, перенасиченими карбонатом. Сучасні ооїди генеруються, переважно, у внутрішньо припливних і мілких субприпливних середовищах вздовж країв платформи – дельти, лагуни, пляжі або припливні рівнини [9].

Виходячи з описаної вище моделі седиментації, оолітові вапняки Поділля формувались у ізольованому опрісненому, осолоненому або напівморському басейні з перемінною гідродинамічною активністю. Підняття в Карпатській складчастій системі обумовило міграцію морського басейну на південний схід. Водойми, що залишились у межах понижених частин рельєфу, становили відрізані від загального морського басейну теплі мілководні озера. Бар'єром була Медоборо-Товтрова рифова гряда. Вони могли швидко прогріватись, можливо, пересихати в літній період і заповнюватись водою атмосферних опадів, припливів або внаслідок штормової діяльності моря через канали, коридори у рифовій споруді.

Ерозійні процеси сприяли руйнуванню біогенної споруди та її морфологічних елементів (фрагменти яких у кінці баденію-початку сармату були виведені на денну поверхню), складених карбонатно-піскуватими утвореннями (водоростеві карбонатні скелі, піщані дюни (наноси), бари). Зовнішніми чинниками (вітер, вода) матеріал акумулювався від рифу до ізольованих озер, де й осідав. Фактично він і формував ядра (піщані зерна, мушлі форамініфер, остракод, моллюсків, кульки літотамній) для подальшого утворення оолітів. Карбонат, який облямовував осаджені частинки в цих водоймах, міг надходити двома шляхами: внаслідок розчинення біогенної карбонатної структури і вторинного осадження та внаслідок існування в цих водоймах водоростей, які акумулювали розчинену карбонатну речовину. Далі в умовах активної гідродинаміки (перекочуванням по дну), осаджені ядра вкривалися карбонатною плівкою і перетворювались на ооліти. Розмір оолітів міг залежати як від розмірів ядер, так і від циклічності цих процесів.

Висновки

1. Оолітові вапняки – один літолого-фаціальних проявів рифової екоморфодинамічної системи. Формуються в умовах зарифових фацій, імовірно, на дуже вузькій зовнішній платформі між береговою смугою та островами, як це відбувається в поточний час уздовж півострова Юкатан. Акумульовані від рифу зовнішніми чинниками (вітром, хвилями). Крім того, ооїди можуть генеруватись на широкій зовнішній платформі, яка зникла внаслідок ерозійних процесів.

2. Вони є унікальним утворенням з чіткою діагностичною ознакою – зовнішнім виглядом (ооїди, ооліти), специфічною зональною будовою (ядро й оболонка) та складом (внутрішня частина карбонатна (органогенна), кварцова, польовошпатована та ін., зовнішня – карбонатна).

3. Утворення оолітових вапняків – прояв комплексу фізичних (механічне перенесення зерен, які слугують ядрами оолітів) і хімічних (розчинення й повторне осадження карбонату) процесів.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Маслов В.П.** Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато / Гл. ред. **Н.С.Шатский**; отв. ред. **Д.М.Раузер-Черноусова** // Труды ИГН АН СССР.– 1950.– Вып. 118. Геологическая серия.– №42.– 69 с.
2. **Burchette T.P., Wright V.P.** Carbonate ramp depositional systems // *Sediment. Geol.*– 1992.– 79 (1-4).– P. 3-57.
3. **Cornee J.-J., Moissette P., Saint Martin J.-P., Kazmer M., Toth E., Görög A., Dulai A., Müller P.** Marine carbonate systems in the Sarmatian (Middle Miocene) of the Central Paratethys: the Zsambek basin of Hungary // *Sedimentology*.– 2009.– 56.– P. 1728-1750.
4. **Davies P.J., Bubela B., Ferguson J.** The formation of ooids // *Sedimentology*. 1978.– 25 (5).– P. 703-730.
5. **Hoffmeister J.E., Stockman K.W., Multer H.G.** Miami limestone of Florida and its recent bahamian counterpart // *Geological society of America bulletin*.– 1967.– 78.– P. 175–190.
6. **Ginsburg R.N.** Disobedient sediments can feedback on their transportation, deposition and geomorphology // *Sed. Geol.*– 2005.– 175.– P. 9-18.
7. **Kindler P., Hearty P.J.** Geology of the Bahamas: architecture of Bahamian islands / *Geology and hydrogeology of carbonate islands* (Eds. **H.L.Vacher** and **T.M.Quinn**) // *Dev. Sedimentol.*– 1997.– 54.– P. 141-160.
8. **Kindler P., Hearty P.J.** Elevated marine terraces from Eleuthera (Bahamas) and Bermuda: sedimentological, petrographic and geochronological evidence for important deglaciation events during the Middle Pleistocene // *Global planet. change*.– 2000.– 24.– P. 41-58.
9. **Siewers F.D.** Oolite and coated grains / *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks* (Ed. **G.V.Middleton**) // Dordrecht: Kluiver academic press, 2003.– P. 502-506.
10. www.blm.gov. 2015-05-28 // Mud flat oolite. Archived from the original on 2016-03-06. Retrieved 2016-03-04.
11. **Zhang X., Pang X., Jin Z., Hu T., Toyin A., Wang K.** Depositional model for mixed carbonate-clastic sediments in the Middle Cambrian Lower Zhangxia formation, Xiaweidian, North China // *Advances in geo-energy research*.– 2019.– 4 (1).– P. 29-42. DOI: 10.26804/ager.2020.01.04.

УДК 553.673 : 553.31 (477.63)

**Євтехов В.Д., Стрельцова Д.М., Стрельцов В.О.,
Меддахі Р., Юрін А.О.**

УМОВИ УТВОРЕННЯ ТАЛЬК-ВМІСНИХ СЛАНЦІВ КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ

В продуктивній залізорудній і вмісних товщах Криворізького басейну присутні численні родовища, прояви, точки мінералізації багатьох металевих і неметалевих корисних копалин. В процесі видобутку залізних руд практично всі вони складаються у відвалах гірничозбагачувальних комбінатів і шахт. Відвали займають значну територію, спричиняють негативний техногенний тиск на довкілля. Протягом останніх років загострилась проблема розширення місць складування розкритих гірських порід, постала задача суттєвого зменшення кількості нагромадженого матеріалу. Один з головних напрямів її вирішення – підвищення рівня комплексного використання видобутої з надр мінеральної маси на основі детального геологічного, мінералогічного, геохімічного, мінералогічного вивчення розкритих гірських порід басейну.

Один з перспективних видів неметалевих корисних копалин Кривбасу – тальк-вмісні сланці. До поточного часу якісні та кількісні показники їх покладів визначені недостатньо. Серед головних напрямків додаткових досліджень сланців – умови їх утворення.

Перша згадка про тальк у гірських породах Криворізького басейну міститься в геологічному описі району, виконаному С.Конткевичем (1880). В якості самостійної товщі порід з певною геологічною позицією, горизонт тальк-вмісних сланців Кривбасу був описаний П.П.П'ятницьким (1898). Обидва автори не розглядали питання їх генезису.

Вперше проблеми утворення тальк-вмісних сланців торкнувся П.А.Борисов (1905), який дійшов висновку про генезис тальку внаслідок вивітрювання хлориту. Цієї точки зору тримався І.І.Танатар [22], але в більш пізній роботі [23] він допустив можливість утворення цих порід унаслідок магнезіального метасоматозу метапісковиків, товща яких повсемірно в Криворізькій структурі підстилає горизонт тальк-вмісних сланців. До продуктів вторинних змін, характер яких не був детально охарактеризований авторами, ці породи відносили також М.Г.Світальський та ін. [18] (первинний матеріал – доломітові породи), В.І.Лучицький (1934) (первинні – вивержені породи), Н.А.Линник [12] (вихідний матеріал – глинисто-кремністі, глинисті осадки або мергелі).

В подальших дослідженнях тальк-вмісні сланці розглядались, переважно, як продукт метаморфізму. Дещо відрізнялись уявлення про склад та походження первинного матеріалу. На думку Ю.Г.Гершойга, П.М.Каніболоцького, Л.Я.Ходюш, М.П.Семененка, вони були представлені осадовими породами: кремністими доломітами, доломітизованими мергелями, магнезійними осадовими породами [7], прибережно-морськими осадками [25], високомагнезійними продуктами вивітрювання зеленокам'яних порід [19, 20], магнезійними осадками або продуктами гальміролізу туфів ультраосновного складу. Але більшість авторів пов'язували утворення тальк-вмісних сланців з метаморфічними перетвореннями магматолітів базит-ультрабазитового складу [1, 3, 9, 11, 14-17, 26, 27].

Точку зору про первинну осадову природу вихідного матеріалу підтверджує відсутність у складі деяких мінеральних різновидів тальк-вмісних сланців та в окремих їх локаціях – хімічних компонентів (Cr, Ni, Co, Ti, V та ін.), характерних для основних та ультраосновних гірських порід. На користь магматичного генезису первинних порід свідчить присутність у сланцях реліктів олівіну, піроксенів – породоутворювальних мінералів основних та ультраосновних порід, – а також подекуди збережена мигдалекам'яна текстура.

М.Рабах зі співавторами [13, 16] зробив спробу петрохімічної реконструкції первинного складу порід талькового горизонту Інгулецького родовища методом Л.С.Дженсена (1976), який використовується для класифікації вулканітів за хімічним складом (рис. 1).

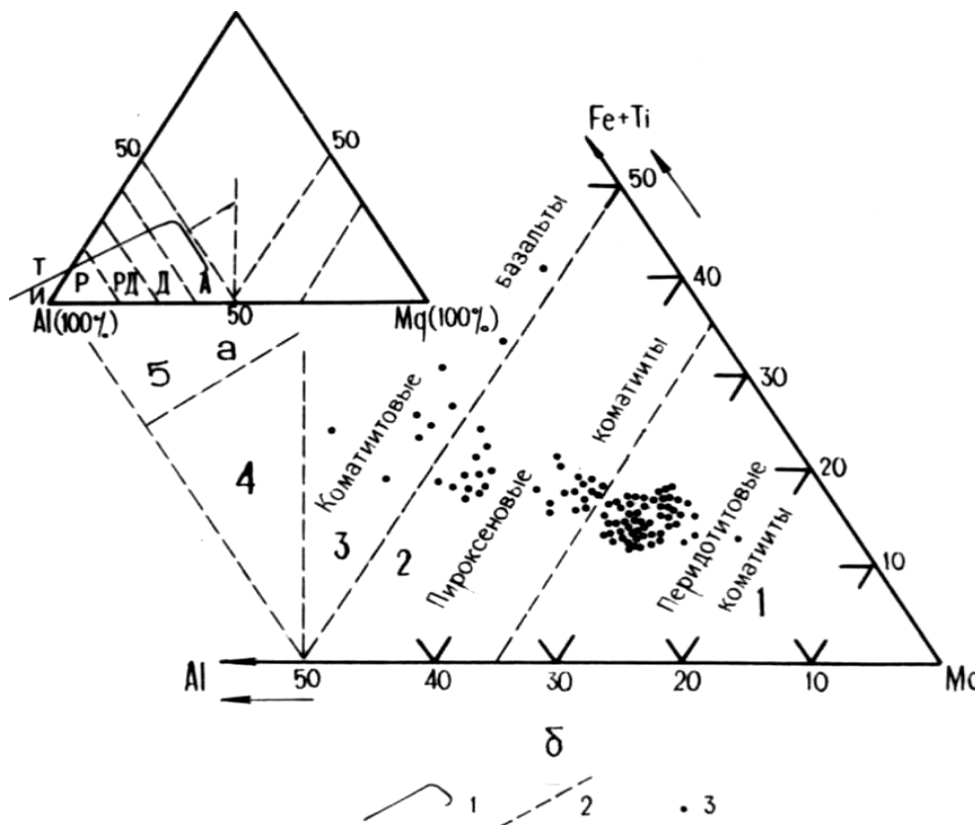


Рис. 1. Положення фігуративних точок порід талькового горизонту Інгулецького родовища на діаграмі Л.С.Дженсена (а – загальний вигляд діаграми; б – положення фігуративних точок тальк-вмісних сланців) (за [13, 16]).

1 – межі полів порід толейтової (т) та вапно-лужної (и) серій; 2 – межі полів вулканогенних порід; 3 – фігуративні точки порід талькового горизонту.

Р – ріоліти; РД – ріоліто-дацити; Д – дацити; А – андезити; 1 – перидотитові коматііти; 2 – піроксенітові коматііти; 3 – коматіітові базальти; 4 – толейіти; 5 – залістисті толейіти.

Як видно, в будові талькового горизонту Інгулецького родовища беруть участь, головним чином, продукти динамотермального метаморфізму коматіітів,

які поділяються на перидотитові (до 80% об'єму розрізу) та піроксенітові різновиди (близько 15%), а також коматіїтових базальтів (близько 5%).

Про належність порід талькового горизонту до коматіїтів свідчить також співвідношення в їх складі оксидів магнію й титану, відображене на діаграмі Т.І.Фролової і Н.Ф.Которгіна (1986). Фігуративні точки тальк-вмісних сланців утворюють досить компактну групу єдиного коматіїтового тренду, розташованого нижче дискримінантної лінії, яка відділяє коматіїти від пікритів, меймечитів і близьких утворень (рис. 2).

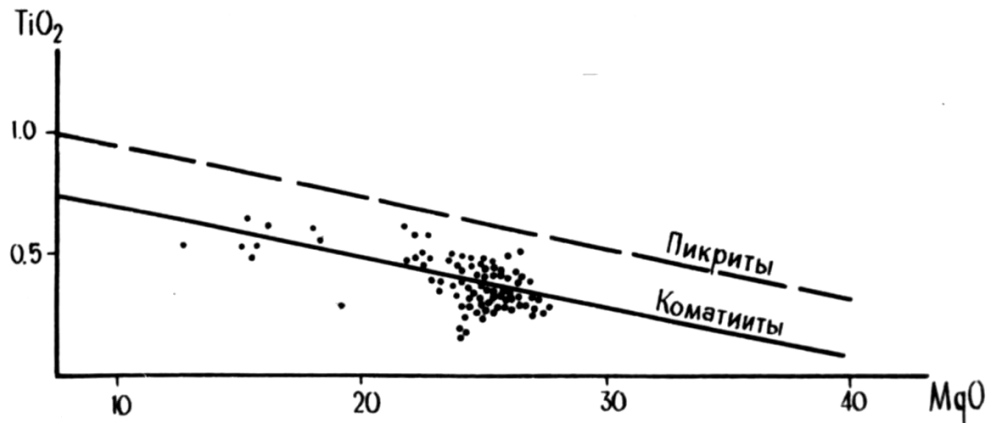


Рис. 2. Положення фігуративних точок порід талькового горизонту Інгuleцького родовища в координатах MgO-TiO₂.

Попередні мінералогічні дослідження показали, що тальк-вмісні сланці, які утворилися за рахунок різних первинних порід, суттєво відрізняються за мінеральним складом.

Для продуктів метаморфізму перидотитових коматіїтів характерний істотно тальковий склад; другорядні мінерали – хлорит (0-15 об'єм.%) і карбонати (0-15%). В ділянках прояву динамотермального метаморфізму в умовах епідот-амфіболітової фації [1-4, 6, 11, 14], провідним породоутворювальним мінералом є тремоліт або низькозалістистий актиноліт. До другорядних мінералів тут відносяться тальк (10-30 об'єм.%), хлорит (0-10%), серпентин (0-10%); карбонати практично відсутні.

Тальк-вмісні сланці, які є продуктом метаморфізму піроксенітових коматіїтів, характеризуються підвищеним вмістом хлориту (10-25 об'єм.%). Вміст карбонатів становить 0-20%. Для істотно амфіболових різновидів цих сланців характерна відсутність тремоліту та підвищений вміст закисного заліза й алюмінію в складі актиноліту.

Сланці, які утворились унаслідок метаморфізму коматіїтових базальтів, відрізняються найбільш високим вмістом хлориту (15-75 об'єм.%); тальк тут, зазвичай, є другорядним мінералом (10-60%); вміст карбонату становить 0-3%. Для амфіболів з високометаморфізованих різновидів сланців цієї групи характерна максимальна залізистість і глиноземність.

Автори цієї роботи, беручи до уваги дані попередників і результати власних мінералогічних, петрохімічних досліджень, схильні відносити тальк-вмісні

сланці Кривбасу до продуктів динамотермального метаморфізму ефузивних порід ультрабазит-базитового складу.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Акименко Н.М., Белевцев Я.Н., Горошников Б. И. и др.** Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна // Москва: Госгеолтехиздат, 1957.– 280 с.
2. **Белевцев Р.Я., Беляев О.Я., Ветренников В.В. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Метаморфизм // Киев: Наукова думка, 1989.– 148 с.
3. **Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др.** Геология Криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с.
4. **Євтехов В.Д.** Етапи формування комплексної мінерально-сировинної бази залізорудних родовищ Криворізько-Кременчуцького лінеamentу // Відомості Академії гірничих наук України.– 1997.– №4.– С. 111-114.
5. **Євтехов В.Д., Трунин А.Н.** Тальк-содержащие сланцы – один из альтернативных видов минерального сырья месторождений Кривбасса // Сборник научных трудов Национальной горной академии Украины (Днепропетровск).– 1998.– №3.– С. 204-205.
6. **Євтехов В.Д., Паранько І.С., Євтехов Є.В.** Геологія і корисні копалини Криворізького залізорудного басейну // Кривий Ріг: Криворізький технічний університет, 2001.– 70 с.
7. **Каниболоцкий П.М.** Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна // Черновцы: Изд. АН УССР, 1946.– 312 с.
8. **Каршенбаум О.П., Кулішов М.Н.** До питання про талько-карбонатний горизонт Криворіжжя // Геологічний журнал.– 1953.– №4.– С. 83-85.
9. **Котляр В.Н.** О происхождении пород талькового горизонта криворожской толщи // Доклады АН СССР.– 1952.– №1.– С 139-143.
10. **Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Яценко В.Г.** Петрохимия талькового горизонта криворожской серии // Мінералогічний журнал.– 2009.– Т. 31, №3.– С. 39-54.
11. **Лазаренко Е.К. Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И. и др.** Минералогия Криворожского бассейна // Киев: Наукова думка, 1977.– 544 с.
12. **Линник М.А.** Петрогенезис талькового горизонта Кривого Рога // Научные записки Днепропетровского государственного университета.– 1948.– С 23-26.
13. **Меддахи Р.** Варіації хімічного складу тальку Криворізького басейну / Проблеми геологічної науки та освіти в Україні. Матеріали наукової конференції // Львів: Львівський державний університет, 1995.– С. 155-156.
14. **Никольский А.П.** О тальковых сланцах и серпентинитах северной части Саксаганской полосы Криворожжя // Известия АН СССР. Серия Геология.– 1952.– №3.– С. 130-135.
15. **Паранько И.С., Михницкая Т.П.** Этапы геологического развития и стратиграфия Криворожской структуры // Киев: Изд. Института геологических наук АН УССР, 1991.– 56 с.
16. **Паранько И.С., Евтехов В.Д., Меддахи Р.** К вопросу о формационной и стратиграфической принадлежности тальковых пород Криворожской структуры / Рукопись, депонированная в ГНТБ Украины 27.10.1993 г., №2077-Ук 93 // Кривой Рог: Криворожский горнорудный институт, 1993.– 17 с.

17. **Половинкина Ю.Ир.** Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение / Петрографический сборник ВСЕГЕИ №1 // Москва: Госгеолтехиздат, 1955.– С. 5-42.
18. **Свитальский Н.И., Фукс Э.К., Половинкина Ю.Ир. и др.** Железородное месторождение Кривого Рога // Москва-Ленинград: Госгеолиздат, 1932. 284 с.
19. **Семененко Н.П., Половко Н.И., Жуков Г.В. и др.** Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР // Киев: Изд. АН УССР, 1956.– 536 с.
20. **Семененко Н.П., Ладиева В.Д., Бордунов И.К. и др.** Железисто-кремнистые формации Украинского щита // Киев: Наукова думка, 1978.– Т. 1.– 323 с.
21. **Стрельцова Д.М., Стрельцов В.О., Євтєхов В.Д.** Тальк-вмісні сланці – перспективна мінеральна сировина Інгулецького родовища / Докембрії: породні асоціації та їхня рудоносність. Збірник тез Міжнародної наукової конференції (Київ, 22-24 вересня 2020 р.) // Київ: Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України, 2020.– С. 209-211.
22. **Танатар И.И.** Новые горные породы и тальковые сланцы Криворожского железорудного бассейна // Инженерный работник.– 1927.– №11-12.
23. **Танатар И.И.** Геохимические характеристики Большого Кривого Рога в связи с генезисом его руд // Известия АН СССР.– 1938.– №5-6.
24. **Танатар-Бараи З.И.** Тальково-карбонатные породы Белозерского железорудного района и вопросы их генезиса // Известия вузов. Серия Геология и разведка.– 1964.– №2.– С. 61-72.
25. **Ходюш Л.Я.** Про походження акцесорного хроміту в тальковому горизонті Кривого Рогу // Геологічний журнал.– 1953.– №4.– С. 85-87.
26. **Щербак Н.П., Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия // Киев: Наукова думка, 1988.– 192 с.
27. **Щербакова К.Ф., Фоменко В.Ю.** Тальковые сланцы Южного района Криворожского бассейна / Сборник научных трудов НИГРИ. Геология и горное дело // Москва: Металлургиздат, 1959.– №2.– С. 143-153.

УДК 549.521.5 : 553.31 (477.63)

Трунін О.М., Кульков О.М., Тіхлівець С.В., Філенко В.В.,
Тіхлівець С.В., Юрін А.О., Смірнова Г.Я.

ГЕТИТ ГЛИБИННОЇ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ ЗАЛІЗНИХ РУД РОДОВИЩА ШАХТИ «ЮВІЛЕЙНА» (КРИВОРІЗЬКИЙ БАСЕЙН)

Постановка проблеми. Протягом багатьох років дослідники мінералогії Кривбасу розглядають утворення гетиту як результат вивільнення і перевідкладення заліза при гіпергенному руйнуванні матриці первинних залізо-вмісних силікатів (кумінгтоніт, хлорит, біотит, стильпномелан, мінесотаїт та ін.), карбонатів (сидерит, сидероплезит, анкерит), оксидів (магнетит, гематит у вигляді мартиту і дисперсного гематиту), меншою мірою сульфідів (пірит, марказит) [1, 4-12]. Перевага віддається залізо-вмісним карбонатам, силікатам і магнетиту, значно меншою мірою – гематиту.

Походження гідроксидів заліза в багатих залізних рудах розглядається як процес післярудної цементації в порожнинах рудного матриксу [1, 6-8, 11]. Глибина поширення гетиту, на думку багатьох дослідників, не перевищує гіпсометричних відміток 600-700 м [6, 7, 11]. Проте хімічні й термодинамічні чинники, які забезпечують існування поля стабільності гідроксидів заліза, в умовах глибинного гіпергенезу залізо-вмісних порід можуть виникати й на значно більших глибинах. Перевірка цього припущення визначила мету роботи.

Об'єкт досліджень – багаті та бідні залізні руди продуктивних горизонтів родовища шахти «Ювілейна» Криворізького басейну.

Мета роботи. Виявлення й дослідження утворень гетиту в глибинній корі вивітрювання залізних руд родовища, обґрунтування механізму глибинного походження гетиту.

Задачі роботи. Аналітичний огляд літературних даних, відбір проб у гірничих виробках родовища шахти «Ювілейна», виготовлення прозорих і полірованих шліфів, виконання мікроскопічних досліджень, скороченого фазового аналізу з визначенням вмісту заліза в складі гетиту ($\text{Fe}_{\text{гдр.}}$), виконання онтогенічних реконструкцій, узагальнення отриманих результатів.

Вихідний матеріал і методи досліджень. Був використаний матеріал 23 мінералогічних проб інтенсивно гіпергенно змінених багатих і бідних залізних руд п'ятого, шостого залізистих і шостого сланцевого горизонтів родовища шахти «Ювілейна», відібрані на гіпсометричних горизонтах ведення гірничодобувних робіт -1340 м і -1420 м. Мікроскопічні спостереження проводились за допомогою серійних мікроскопів МІН-8М, ПОЛАМ-Р 311, NU (Carl Zeiss), біокулярного МБС-9. Вміст заліза в складі гідроксидів визначався в лабораторії Криворізької комплексної геологічної партії (хімік-аналітик Н.С.Токман).

Одержані результати та висновки.

1. Середній мінеральний склад досліджених руд наступний (мас.%): мартит 39,37; дисперсний агрегат (суміш) гематиту та гетиту 31,47; кварц 24,16; ланцетоподібний гематит 2,10; кристалічний (здатний до полірування) гетит 1,99; реліктовий магнетит 0,82; гіпергенно змінений кумінгтоніт 0,09.

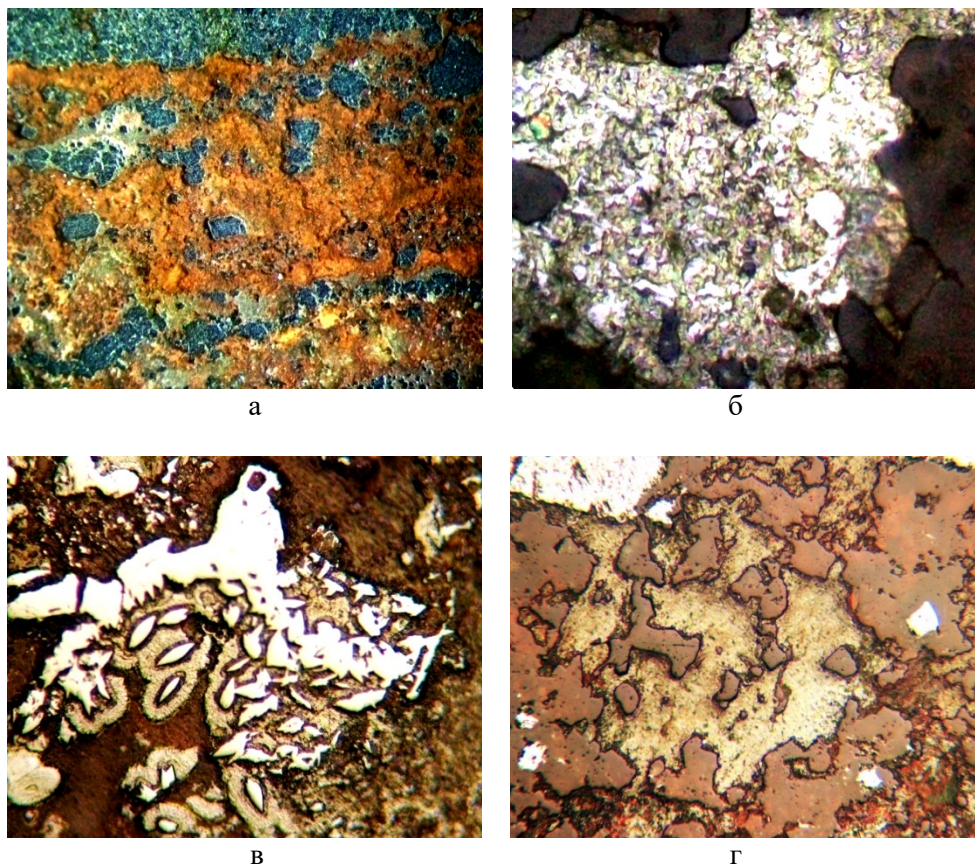


Рис. 1. Морфогенетичні відміни гетиту:
 а – псевдоморфна; гетит (яскравобуре) топохімічно розвивається в межах агрегатів мартиту (темносіре);
 б – дисперсна; тонкодисперсний агрегат гетиту та гематиту (світлосіре) з обособленнями кристалічного гетиту (біле); темносіре – кварц;
 в – метаколоїдна; коломорфні виділення гетиту (світлосіре, блідокоричневе) в дисперсному агрегаті гетиту та гематиту (червоно-буре, темнокоричневе), що утворились навколо решток мартиту – ланцетоподібного гематиту (біле);
 г – метасоматично-цементаційна; складні петельчасті форми агрегатів дисперсного гетиту (світлокоричневе), які фронтально замістили виділення грануломорфного кварцу (напівпрозоре, світлочервоне, рожеве); біле – мартит, червоне – дисперсний гематит.
 а – поверхня полірованого шліфа в полі зору бінокулярного мікроскопу; б, в, г – відбите світло, без аналізатора.
 Збільшення: а – 15^х; б – 530^х; в, г – 150^х.

Утворення типового для кори вивітрювання каолініту не зафіксоване, що підтверджує дані Е.В.Дмітрієва [3] про існування безкаолінових дисперсногематитових руд глибинної кори вивітрювання. До реліктових метаморфогенних мінералів відносяться грануломорфний кварц та рештки магнетиту в агрегатах мартиту. Інші мінерали гіпергенного походження.

2. Отримані результати дозволяють упевнено констатувати присутність на глибоких гіпсометричних горизонтах (-1340 м, -1420 м) у складі багатих і бідних гематитових рудах родовища гідроксидів заліза, представлених кристалічним і дисперсним гетитом (лепідокрокит не був зафіксований). Кристалічний гетит був виявлений у 57% досліджених проб, дисперсна відміна була присутня у всіх зразках. За результатами визначення вмісту $\text{Fe}_{\text{гидр}}$ методом мінералогічних перерахунків, загальний вміст гетиту коливається в межах 2,56-23,16 мас.%, середнє значення 9,81 мас.%. Переважна більшість гідроксидів заліза сконцентрована в гематитових кварцитах і кварц-мартит-дисперсногематитових багатих рудах. Кількість дисперсної суміші гематиту і гетиту в їх складі виявилась майже однаковою (відповідно 39,33 і 38,96 мас. %). Найбільша кількість кристалічного гетиту – в кварц-мартит-дисперсногематитовій руді – 3,62 мас. %.

3. Гетит представлений чотирма морфогенетичними відмінами, які відрізняються за механізмом і способом утворення (рис. 1).

4. Для всіх чотирьох морфогенетичних різновидів гетиту рештки агрегатів мартиту в глибинній корі вивітрювання виявились єдиним джерелом постачання заліза, оскільки всі інші залізо-вмісні мінерали на той час уже були зруйновані.

5. Фактор глибини не є головним чинником утворення гетиту. Вирішальне значення має наявність відповідних фізико-хімічних параметрів системи мінералогенезу, перехід від лужної реакції середовища до кислої, поступове зростання рихлого стану рудного масиву, що сприяло посиленню об'ємів і швидкості проникнення вуглекислих розчинів на все більші глибини [2].

6. Гіпотеза епігенетичного інфільтраційно-цементаційного походження гетиту не знайшла свого підтвердження, оскільки залізо, переважно, успадковувалось на місці від вихідного субстрату первинних агрегатів мартиту. Більш доречно гідроксиди заліза розглядати як гіпергенно-метасоматичні утворення в глибинній інфільтраційно-залишковій корі вивітрювання.

7. Мартитизація магнетиту й подальше руйнування тонкокристалічних агрегатів мартиту з кінцевим утворенням гетиту є єдиним безперервним мінералогенетичним процесом у глибинній корі вивітрювання залізних руд. На рівні мінеральних фаз фіксується наступна послідовна мінералогічна трансформація рудної складової: магнетит → гематит → гетит. Гетитизація мартиту виявилась заключною ланкою в загальному онтогенезі послідовних деструктивних перетворень первинного магнетиту.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Аркас-Видадь Х.Ф., Пирогов Б.И.** Онтогенія и типоморфизм гидроксидов железа Криворожского бассейна // *Мінералогічний збірник*. – 1992. – №45, вип. 2. – С. 68-76.
2. **Гершойг Ю.Г.** Процессы образования железорудной формации и залежей богатых руд Криворожского бассейна // *Известия АН СССР. Серия Геология*. – 1957. – №10. – С. 82-96.
3. **Дмитриев Э.В.** Железные руды сланцевых горизонтов Кривого Рога и их генезис // *Геология рудных месторождений*. – 1965. – Т. VII, №3. – С. 82-96.
4. **Євтєхова А.В., Шуліка Ю.М.** Натічні утворення гетиту в порожнинах залізистих порід Криворізького басейну / *Матеріали Міжнародної науково-технічної конференції «Сталий розвиток промисловості та суспільства». Секція 5 «Геологія і прикладна мінералогія. Екологія»* (Кривий Ріг, 20-23 травня

2015 р.) // *Кривий Ріг: Криворізький національний університет*, 2015.— С. 46-49.

5. **Зима С.Н.** Эпигенетическая минерализация богатых железных руд Криворожского бассейна // *КривойРог: Дионат*, 2016.— 172 с.

6. **Кравченко В.М., Дмитриев Э.В., Батурина А.Г.** Зональность оруденения Саксаганской синклинали и закономерности изменения качества железных руд с глубиной / *Труды Украинского научно-исследовательского геолого-разведочного института* // Москва: Недра, 1965.— Вып. 10.— С. 327-331.

7. **Лазаренко Е.К., Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И., Белевцев Р.Я., Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Галий С.А., Квасница В.Н., Кульчицкая А.А., Мельник Ю.П., Мельников В.С., Павлишин В.И., Пирогов Б.И., Туркевич Г.И.** Минералогия Криворожского бассейна // Киев: Наукова думка, 1977.— 544 с.

8. **Павлишин В.І.** Онтогенез граткоподібних агрегатів гетиту Криворізького басейну (Україна) // *Мінералогічний журнал*.— 2017.— Т. 39, №2.— С. 3-7.

9. **Пирогов Б.И., Стебновская Ю.М., Евтехов В.Д., Ахкозов Ю.Л., Аркос-Видадь Х.Ф., Вальтер А.А., Каталенец А.И., Кудинова Л.А., Кушеев В.В., Малых В.М., Пирогова В.В., Раевская М.Б., Романищак А.А., Тарасенко В.Н., Холошин И.В., Шатрубов Л.Л., Ярошук М.А.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Минералогия // Киев: Наукова думка, 1989.— 168 с.

10. **Смірнов О.Я., Євтехов В.Д.** Особливості мінерального складу багатих гематитових руд родовища шахти «Ювілейна» (Криворізький басейн) / *Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничодобувних регіонів. Матеріали VII Міжнародної науково-практичної конференції (КривийРіг, 24-26 листопада 2010 р.)* // *КривийРіг: Криворізький національний університет*, 2010.— С. 125-128.

11. **Смірнов О.Я., Євтехов В.Д.** Стадійність формування сучасного мінерального складу багатих гематитових руд родовища шахти «Ювілейна» (Криворізький басейн) / *Матеріали Міжнародної науково-технічної конференції Сталій розвиток гірничо-металургійної промисловості. Секція 5. Геологія, прикладна мінералогія і екологія (Кривий Ріг, 25-28 травня 2011 р.)* // *Кривий Ріг: Криворізький національний університет*, 2011.— С. 68-72.

12. **Шепелюк М.А., Евтехов В.Д.** Локализация и морфология агрегатов гетита Валявкинского месторождения (Криворожский бассейн) / *Матеріали IX Міжнародної науково-практичної конференції Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничодобувних регіонів (Кривий Ріг, 27-29 листопада 2014 р.)* // *Кривий Ріг: Криворізький національний університет*, 2014.— С. 31-34.

УДК 552.5 (477.7)

Берьозкіна Л.В., Ковальчук Л.М.

ОСОБЛИВОСТІ СКЛАДУ ДОННИХ ОСАДКІВ МАЛИХ РІК ПІВНІЧНОГО ПРИАЗОВ'Я

Донні осадки – верхній, багатий на органічний компонент шар донних відкладів. До їх складу входять тверді частинки природного та техногенного походження, які осіли на дно водойми внаслідок фізичних, фізико-хімічних, біохімічних процесів [1]. Вивчення літологічного, мінерального складу донних осадків водотоків дозволяє визначити джерела зносу матеріалу, оцінити інтенсивність осадоутворення, охарактеризувати ступінь забруднення водного об'єкту та водозбірної території, класифікувати політанти, ідентифікувати джерела забруднення.

Автори дослідили матеріал десяти проб донних осадків рік Обитічна та Солон (по п'ять з кожної ріки), відібраних при проведенні наукової експедиції. Маса кожної проби становила близько трьох кілограмів. Точки відбору проб були в гирлі та вище за течією.

Визначались показники гранулометричного складу, вмісту водорозчинних солей, густини. Був проведений мінералогічний аналіз осадового матеріалу з використанням мікрозондового аналізу. При підготовці до мінералогічного аналізу матеріал усіх проб був розділений на дванадцять гранулометричних фракцій. Досліджувалась і мулиста фракція первинного матеріалу проб.

Матеріал донних осадків р. Обитічна представлений глинами сіро-блакитного кольору та мулом з детритом зі значною кількістю окремих мушель і з рештками наземної рослинності; матеріал осадків р. Солон – в'язким мулом чорного кольору з різким гіркуватим запахом, з великою кількістю водоростей та решток наземної рослинності з домішкою мушель.

Гранулометричний склад донних осадків обох рік характеризується переважанням псамітової складової – 71,06 мас.% для р. Обитічна та 72,90 мас.% для р. Солон. Вміст псефітового компоненту становить, відповідно, 26,38% і 14,42%; алевроитової та пелітової складових, відповідно 1,52%, 1,04% і 8,08%, 4,60%.

Вміст водорозчинних солей у матеріалі проб р. Обитічна коливається в межах 0,08-0,73 мас.%, р. Солон – 0,5-7,2 мас.%.

За результатами мінералогічного аналізу, в складі легкої фракції донних осадків переважають кварц та органігенний кальцит, лише в матеріалі проб із середньої течії р. Солон різко домінують гіпс і карналіт. До складу важкої фракції входять арфведсоніт, рогова обманка, актиноліт, епідот, магнетит, альмандин, ільменіт, сфен, рутил, циркон, апатит, лейкоксен, марказит. Зустрічаються також пірит, монацит, спесартин, дістен, турмалін (шерл), силіманіт, ставроліт.

Як у легкій, так і важкій фракціях постійно присутні частинки техногенного матеріалу – пластмаси, синтетичного волокна, бітуму, металів. Фіксуються також відходи металургійного виробництва – частинки шлаку, графіту, магнітні кульки, які надійшли до території зносу матеріалу повітряним шляхом від розташованих на значному віддаленні металургійних підприємств.

Висновки

1. Гранулометричний і мінеральний склад донних осадків досліджених рік Північного Приазов'я близький, це обумовлене подібністю джерел надходження теригенного матеріалу.

2. Результати літологічних і мінералогічних досліджень донних осадків свідчать про необхідність їх урахування при визначенні заходів, спрямованих на очищення гідроекосистем від політантів, способів використання донних осадків.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Літологія сучасних донних осадків поверхневих водойм Криворізького залізорудного басейну* / Ред. **І.М.Малахов** // *Кривий Ріг: Октант-принт, 2008.*– 110 с.

УДК 551.7 : 553.31 (477.63)

Євтехов В.Д., Євтехов Є.В., Ковригін О.С.,
Євтехов В.Є., Полетньова А.О.

МІНЕРАЛОГІЧНЕ Й ХІМІЧНЕ ОБГРУНТУВАННЯ СТРАТИГРАФІЧНОГО ПОДІЛУ ПЕРШОГО ЗАЛІЗИСТОГО ГОРИЗОНТУ ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА КРИВБАСУ

Актуальність. Ганнівське родовище відноситься до утворень залізисто-кремнистої формації докембрію – унікального геологічного об'єкту Українського щита та інших регіонів планети [1-11]. Стратиграфічний поділ залізородних і вмісних товщ Ганнівського родовища був запропонований геологом Ленінської геологорозвідувальної експедиції Ф.І.Іваненко та співавторами наприкінці 60-х років ХХ ст. Для родовища була розроблена власна стратиграфічна схема, в якій були використанні традиційні елементи поділу криворізької серії та індивідуальні риси будови залізородної товщі родовища. Продуктивна товща була віднесена до першого залізистого горизонту, він був поділений на лежачу та висячу пачки, висяча пачка – на (знизу догори за розрізом) першу, другу, третю та четверту підпачки. Більш пізні стратиграфічні дослідження М.І.Черновського, Е.В.Дмитрієва, В.Д.Євтехова показали, що лежача пачка першого залізистого горизонту Ганнівського родовища за положенням у розрізі саксаганської світи відповідає об'єднаній товщі п'ятого та шостого залізистих горизонтів розташованого південніше Первомайського родовища, висяча пачка – об'єднаним сьомому сланцевому та сьомому залізистому горизонтам. Протягом останніх 30-40 років нагромадився значний геологічний матеріал, який дозволяє уточнити обґрунтування існуючих стратиграфічних одиниць у складі продуктивної та вмісних товщ.

Метою авторів була актуалізація даних про стратиграфічний поділ лежачої й висячої пачок першого залізистого горизонту Ганнівського родовища.

Вихідний матеріал і методи досліджень. Були використані результати дослідження керну 20 розвідувальних свердловин, пробурених протягом 60-70-х років ХХ ст. по лініях 9 геологорозвідувальних розрізів – трьох (розрізи 5, 6, 8) у південній, двох (розрізи 22, 23) у центральній та чотирьох (розрізи 31 32, 33, 33+170) у північній частинах родовища. Геологічні, мінералогічні й петрохімічні дані були включені до створеного банку даних, опрацьовані з використанням апробованих статистичних методів.

Результати досліджень. Продуктивну залізородну товщу родовища підселяють три стратиграфічні горизонти саксаганської світи:

– **нульовий сланцевий** потужністю 20-100 м, складений біотит-кварц-мусковітовими, мусковіт-кварц-біотитовими (центральна частина розрізу горизонту), гранат-кварц-біотитовими (проміжні частин лежачого й висячого боків), кумінгтоніт-гранат-кварц-біотитовими, гранат-біотит-кварц-кумінгтонітовими (периферійні частини) сланцями;

– **нульовий залізистий** потужністю 0-20 м, складений малорудними біотит-магнетит-кумінгтонітовими, магнетит-гранат-кумінгтоніт-біотитовими квар-

цитами з проверстками кумінгтоніт-гранат-кварц-біотитових, гранат-біотит-кварц-кумінгтонітових сланців;

– **перший сланцевий** потужністю від 10 до 220 м, який залягає на нульовому залістому горизонті, а в місцях його виклинювання – на нульовому сланцевому; зональна будова та петрографічний склад горизонту аналогічні нульовому сланцевому горизонту.

Перший залістий горизонт перекритий досить монотонною в мінералогічному відношенні товщею магнетит-силікатних кварцитів загальною потужністю до 500 м, в складі якої виділені **другий, третій, четвертий сланцеві та другий, третій залісті** горизонти – кожен потужністю від 20 до 150 м. Залісті горизонти відрізняються підвищеною кількістю магнетиту (вміст $Fe_{\text{магн.}}$ до 22 мас.%), сланцеві – більш низьким вмістом магнетиту (до 17 мас.%) та присутністю проверстків кварц-силікатних сланців. Найбільш поширені силікати в складі порід цієї товщі – біотит, кумінгтоніт, магнезіорібекіт, тетраферібіотит, стильномелан, селадоніт.

Як зазначено вище, **перший залістий горизонт**, який характеризується горизонтальною потужністю від 150 до 600 м, за мінеральним, хімічним складом порід розділений на перехідну, лежачу та висячу пачки.

Перехідна пачка, яка складає базальну частину розрізу першого залістого горизонту, невитримана за потужністю – від 0 до 15 м. Складена проверстками гранат-біотит-магнетит-кумінгтонітових кварцитів та магнет-гранат-біотит-кварц-кумінгтонітових сланців, які чергуються. Головні породоутворювальні мінерали – кварц (40-60 мас.%) і кумінгтоніт (10-30%). Другорядне значення мають біотит (5-15%) і гранат (альмандин) (0-15%). Магнетит, вміст якого коливається від 5 до 20 мас.%, утворює досить рідкісні тонкі (до 1-2 мм) прошарки, але частіше присутній у вигляді дрібних кристалів у прошарках силікатного складу.

Лежача пачка першого залістого горизонту залягає на перехідній пачці, а в місцях її відсутності – на першому сланцевому горизонті. Горизонтальна потужність пачки від 65 до 300 м. За мінеральним, хімічним складом вона поділяється на сім підпачок у відповідності з аутигенно-метаморфогенною мінералогічною зональністю залістих горизонтів Криворізького басейну та інших аналогічних утворень планети [3, 5-7, 9, 10]. Центральне положення в розрізі горизонту займає підпачка залізнослюдко-магнетитових і магнетит-залізнослюдкових кварцитів. У напрямку до лежачого й висячого боків пачки її змінюють симетрично розташовані підпачки магнетитових кварцитів, потім кумінгтоніт-магнетитових кварцитів. Периферійні частини висячого й лежачого боків пачки представлені підпачками, складеними магнетит-кумінгтонітовими або гранат-біотит-магнетит-кумінгтонітовими кварцитами.

Епігенетичні процеси проявлені локально. Вони спричинили тектонічні порушення залістих кварцитів – тріщиноутворення, брекчіювання, катаклазування, мілонітизацію. Досить поширені в лежачій пачці продукти натрієвого метасоматозу – егіринові, рибекітові, зрідка альбітові метасоматити. Продуктивна й умісні товщі зазнали незначних гіпергенних змін. Потужність кори вивітрювання, зазвичай, не перевищує 50-60 м, лише в центральній частині родовища локально досягає 150 м.

Мінеральний склад залістих кварцитів лежачої пачки дуже варіативний, Кількісне співвідношення мінералів добре узгоджується з особливостями аутигенної зональності пачки. Вміст магнетиту в напрямку від центральних до

периферійних підпачок зменшується від 40 до 15 мас.%; кварцу – від 40 до 20%; гематиту – від 15 до 0%. Зростає в цьому напрямку кількість кумінгтонту – від 0 до 50 мас.%; біотиту – від 0 до 10%; гранату (альмандину) – від 0 до 10%; інших силікатів – від 0 до 5%; піриту та інших сульфідів – від 0,1 до понад 1,0%; апатиту – від 0,1 до 1,0%. В широких межах змінюється вміст мінералів, утворених внаслідок локального прояву натрієвого метасоматозу: егірину – від 0 до 20%; рибекіту, магнезіорибекіту – від 0 до 30%.

Висяча пачка стратиграфічно узгоджено залягає на лежачій пачці. У відповідності з показниками загального вмісту заліза ($Fe_{\text{заг.}}$) і вмісту заліза в складі магнетиту ($Fe_{\text{магн.}}$), вона поділяється на чотири підпачки. Через близькість зовнішнього вигляду, параметрів структури, текстури залізистих кварцитів контакти між підпачками визначаються за даними скорочених фазових аналізів заліза.

Першу підпачку горизонтальною потужністю від 5 до 80 м складають середньо-широко-грубошаруваті магнетит-силікатні кварцити з проверстками біотит-магнетит-кварц-силікатних сланців. Вміст пороодоутворювальних мінералів у їх складі (мас.%): кварц 40-60; кумінгтоніт 20-50; магнезіорибекіт 0-20; біотит, тетраферибіотит 0-15; стильномелан 0-10; селадоніт 0-7. Вміст магнетиту коливається в межах від 10 до 20 мас.%. За результатами статистичної обробки даних скорочених фазових аналізів керованого матеріалу 20 розвідувальних свердловин, залізисті кварцити підпачки характеризуються такими показниками: $Fe_{\text{заг.}}$ – середнє значення 26,24; середньоквадратичне відхилення 2,75; коефіцієнт варіації 0,10; дисперсія 7,60; $Fe_{\text{магн.}}$ – середнє значення 15,29; середньоквадратичне відхилення 2,59; коефіцієнт варіації 0,16; дисперсія 6,72.

Друга підпачка характеризується потужністю від 20 до 270 м. Складена магнетит-силікатними кварцитами, які за мінеральним, хімічним складом подібні до порід першої та третьої підпачок. Відмінність полягає в дещо більш високому вмісті магнетиту (від 15 до 25 мас.%) і, відповідно, більш низькому вмісті кварцу та силікатів. За якісними показниками, структурою, текстурою залізисті кварцити другої підпачки близькі до кондиційних руд периферійних підпачок лежачої пачки. Для порід цієї підпачки визначені такі статистичні показники: $Fe_{\text{заг.}}$ – середнє значення 28,56; середньоквадратичне відхилення 3,24; коефіцієнт варіації 0,11; дисперсія 10,51; для $Fe_{\text{магн.}}$ – середнє значення 19,55; середньоквадратичне відхилення 2,9; коефіцієнт варіації 0,15; дисперсія 8,94.

Третя підпачка за мінеральним, хімічним складом залізистих кварцитів практично не відрізняється від першої. Потужність підпачки 5-80 м. За даними статистичних підрахунків, породи підпачки характеризуються такими показниками: $Fe_{\text{заг.}}$ – середнє значення 26,79; середньоквадратичне відхилення 1,54; коефіцієнт варіації 0,05; дисперсія 2,37; $Fe_{\text{магн.}}$ – середнє значення 15,25; середньоквадратичне відхилення 2,1; коефіцієнт варіації 0,14; дисперсія 4,66.

Четверту підпачку складають магнетит-силікатні, силікатні кварцити з окремими проверстками кварц-силікатних сланців. Горизонтальна потужність підпачки від 5 до 100 м. Породи за мінеральним складом, структурою, текстурою подібні до порід трьох верхніх підпачок, але відрізняються більш високим вмістом кварцу та силікатів, більш низьким – магнетиту. За даними статистичних розрахунків, отримані такі їх показники: $Fe_{\text{заг.}}$ – середнє значення 21,78; середньоквадратичне відхилення 5,3; коефіцієнт варіації 0,24; дисперсія – 28,13; $Fe_{\text{магн.}}$ – середнє значення 11,39; середньоквадратичне відхилення 3,36; коефіцієнт варіації 0,29; дисперсія 11,32.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др.** Геология Криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с., т. 2 – 567 с.
2. **Белевцев Я.Н., Вайло А.В., Ветренников В.В. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Структуры месторождений и рудных районов // Киев: Наукова думка, 1989.– 156 с.
3. **Белевцев Я.Н., Кулик Д.А., Корженев М.Н. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Железонакопление в докембрии // Киев: Наукова думка, 1992.– 228 с.
4. **Євтехов В.Д.** Етапи формування комплексної мінерально-сировинної бази залізорудних родовищ Криворізько-Кременчуцького лінеamentу // Відомості Академії гірничих наук України.– 1997.– №4.– С. 111-114.
5. **Євтехов В.Д., Паранько И.С., Евтехов Е.В.** Альтернативная минерально-сырьевая база Криворожского железорудного бассейна // Кривой Рог: Изд. Криворожского технического университета, 1999.– 70 с.
6. **Лазаренко Е.К., Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И. и др.** Минералогия Криворожского бассейна // Киев: Наукова думка, 1977.– 544 с.
7. **Пирогов Б.И., Стебновская Ю.М., Евтехов В.Д. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Минералогия // Киев: Наукова думка, 1989.–168 с.
8. **Семененко Н.П., Половко Н.И., Грицков Я.М. и др.** Геология железисто-кремнистых формаций Украины // Киев: Изд. АН УССР, 1959.– 688 с.
9. **Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза // Москва: Изд. АН СССР, 1962.– Т.2.– 575 с.
10. **Ходюш Л.Я.** Аутигенно-минералогическая зональность как один из критериев расчленения и сопоставления железорудных толщ в железисто-кремнистых формациях докембрия (на примере Белозерского железорудного района) // Проблемы изучения геологии докембрия.– Ленинград: Наука, 1967.– С. 243-249.
11. **Щербак Н.П., Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия // Киев: Наукова думка, 1988.– 200 с.

УДК: 552.545 (477.63)

Стеценко А.І.

ХІМІЧНИЙ СКЛАД ТРАВЕРТИНІВ З ДАМБИ ХВОСТО-СХОВИЩА ЦЕНТРАЛЬНОГО ГІРНИЧОЗБАГАЧУВАЛЬНОГО КОМБІНАТУ

В Криворізькому басейні розташована велика кількість підприємств з видобутку й переробки мінеральної сировини. Їх відходи накопичуються в численних хвостових та шламосховищах, відвалах, складах. Великі об'єми заскладованих відходів стали підґрунтям для виділення в будові регіону крім докембрійського кристалічного фундаменту та палеоген-неогенового осадового чохла ще одного – техногенного структурного поверху [2, 4]. До його компонентів відносяться прояви травертинів, шахтних перлів та інших природно-техногенних утворень [3, 5].

Прояви досліджених автором травертинів просторово й генетично пов'язані з джерелом техногенної води з-під упорних призм хвостосховища Центрального гірничозбагачувального комбінату [5]. Останнім часом був виявлений новий витік води й нові натічні агрегати травертинів.

Вода дослідженого джерела, за середніми даними останніх 5 років, характеризується мінералізацією від 5,48 до 7,25 г/л, тоді як мінералізація води в ставку-накопиувачі – близько 4 г/л. Це свідчить, що при проникненні крізь масив дамби концентрація води зростає внаслідок випаровування та, можливо, через розчинення гірських порід дамби.

За класифікацією О.А.Алекіна [1], вода джерела відноситься до солонуватих (концентрація солей від 1 до 25 г/дм³) У відповідності з гідрохімічною класифікацією вод, за вмістом домінуючих іонів – до сульфатно-гідрокарбонатних натрієво-кальцієвих. Розкладання гідрокарбонату кальцію у зв'язку з поступовим випаровуванням води спричиняє утворення нижче джерела агрегатів травертину.

Хімічний склад травертину характеризується переважанням CaO (48,73 мас.%). Значно поступаються SiO₂ (4,44%), FeO (1,07%), Fe₂O₃ (0,96%), MgO (0,56%). Втрати при прожарюванні (головним чином, вуглекислота) – 43,24%.

Результати напівкількісного спектрального аналізу засвідчили практично повну відсутність у складі травертинів важких металів.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Алекін О.А.** Химический анализ вод суши // Ленинград: Гидрометеозидат, 1954.– 199 с.
2. **Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др.** Геология криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с., т. 2 – 567 с.
3. **Євтехов В.Д.** «Шахтні перли» Криворізького басейну. Геолого-мінералогічний вісник Криворізького технічного університету.– 2002.– №2.
4. **Стеценко А.І., Іванченко В.В.** Основні джерела та чинники техногенного впливу на осадові породи центральної частини Кривбасу // East European Scientific Journal.– 2016.– №12, part 1.– Р. 39-46.

5. Стеценко А.І., Кошарна С.К., Іванченко В.В. Формування карбонатних відкладів під впливом інфільтрацій з хвостосховища ЦГЗК (Кривий Ріг) // Екологічна безпека та природокористування.– 2017.– №3-4 (24).– С. 74-84.

УДК: 553.31 : 622.7 : (477.63)

Євтехов В.Д., Тіхлівець Сг.В., Євтехов Є.В.

ГЕОЛОГІЧНІ ФАКТОРИ УТВОРЕННЯ РУД І ГІРСЬКИХ ПОРІД ПІВНІЧНОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РАЙОНУ. СЕДИМЕНАЦІЯ ТА ДІАГНЕЗ

Північний залізорудний район Криворізького басейну представлений двома родовищами – Первомайським та Ганнівським, які є сировинною базою Північного гірничозбагачувального комбінату. Ганнівське родовище витягнуте в субмеридіональному напрямку. На півночі товща метаморфічних порід родовища, яка має загальну довжину близько 17 км, поступово виклинюється в масиві гранітоїдів, на півдні вона контактує з родовищем багатих залізних руд і залізистих кварцитів шахти Первомайська. Останнє з північного сходу обмежує Первомайське родовище, яке на півдні межує з родовищем багатих залізних руд шахти Тернівська. Обидва родовища розробляються кар'єрами. Їх продуктивні товщі складені бідними магнетитовими рудами (магнетитовими кварцитами, розробка яких ведеться з метою виробництва магнетитового концентрату.

До контуру відпрацювання потрапляють два головних видів мінеральної маси: руди продуктивних товщ і некондиційні залізисті кварцити, сланці вмісних товщ. Продуктивні товщі представлені п'ятим і шостим залізистими горизонтами Первомайського та лежачею пачкою першого залізистого горизонту Ганнівського родовищ. Продуктивні товщі обрамлені декількома стратиграфічними горизонтами саксаганської світи, складеними магнетит-силікатними кварцитами та сланцями. Меншою мірою до контуру ведення розкривних гірничих робіт потрапляють також верстви порід скелюватської та гданцівської світ.

В складі продуктивних товщ присутні близько 10 укрупнених мінеральних різновидів руд, у складі вмісних товщ – декілька десятків різновидів гірських порід. Це спричиняє високу варіативність мінерального, хімічного складу, фізичних, технічних властивостей гірничих масивів, їх стійкість до дії природних і техногенних чинників. Сучасний склад і властивості руд і порід формувались протягом понад 2,5 млрд. років у зв'язку з проявом багатьох геологічних процесів (седиментація, метаморфізм, тектогенез, метасоматоз, гіпергенез та ін.).

Седиментація, діагенез і динамотермальний метаморфізм відносяться до групи сингенетичних геологічних процесів, які визначили будову будову геологічного розрізу залізистих і вмісних порід Первомайського та Ганнівського родовищ, а також мінеральний склад, структуру, текстуру залізисто-кремністих, глинозем-залізисто-кремністих осадків [1, 2].

Седиментація відбувалась у мілководному морському басейні, вік її 2,7-2,5 млрд. р. [1, 2]. Внаслідок ритмічної зміни термодинамічних умов осадконагромадження сформувалась аутигенна мінералого-геохімічна зональність товщ залізисто-кремністих і глинозем-залізисто-кремністих осадків, перетворених пізніше на, відповідно, гірські породи залізистих і сланцевих горизонтів саксаганської світи [2, 4, 5].

Зональність товщ залізистих горизонтів спричинена закономірними змінами співвідношення $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, яке мало максимальні значення в складі осаdkів центральних зон горизонтів і мінімальне – периферійних зон. Вміст кремнезему був відносно стабільним. Кількість інших хімічних компонентів (глинозему, оксидів кальцію, магнію, калію, натрію та ін.) була незначною в центральних частинах залізистих горизонтів і поступово зростала в напрямку їх периферії.

Товщі осаdkів, які відповідають сучасним сланцевим горизонтам саксаганської світи, також характеризувались аутигенною зональністю. Головним фактором, який визначав закономірності зональності, було співвідношення в складі осаdkів $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Вміст FeO був максимальний у периферійних частинах товщ майбутніх сланцевих горизонтів і мінімальним – у центральних [2, 5].

В розрізах конкретних стратиграфічних горизонтів ідеальна зональність повністю не проявлена в зв'язку з відхиленнями процесу седиментації від ідеального режиму [4, 5]. Внаслідок цього фіксується відсутність у розрізах горизонтів однієї або декількох верств, представлених породами, що входять до складу ідеального аутигенно-метаморфогенного ритму. Наприклад, для центральних зон залізистих горизонтів саксаганської світи всіх родовищ Криворізького басейну не характерна присутність залізистих кварцитів з кількісним переважанням залізної слюдки над магнетитом. В той же час центральні зони артемівської світи, яка є продуктивною товщею Петрівського родовища Правобережного залізорудного району, складені, переважно, магнетит-залізнослюдовими, інколи навіть залізнослюдовими кварцитами. Натомість у розрізі її периферійних зон слабо проявлені силікат-магнетитові і магнетит-силікатні кварцити.

Найбільш повно аутигенна геохімічна зональність залізистих горизонтів двох досліджених авторами родовищ фіксується в розрізах п'ятого, шостого залізистих горизонтів Первомайського родовища та лежачої пачки першого залізистого горизонту Ганнівського родовища.

Діагенез залізо-вмісних осаdkів відбувався одночасно або з незначним часовим переривом після седиментації [2], в процесі формування нових верств осадкового матеріалу, які «захоронювали» під собою раніше утворені осади. В останніх відбувалось зневоднення, ущільнення, літифікація первинних осадкових утворень – перетворення їх з мулів на осадкові гірські породи. В складі мулів майбутніх сланцевих та залізистих горизонтів відбувались також незначні мінералогічні зміни: утворення гідролюд (серициту, гідробіотиту), хлориту, інших шаруватих силікатів, карбонатів. В результаті процесів діагенезу глинозем-залізисто-кремністі мули сланцевих горизонтів були перетворені на глиністі сланці, залізисто-кремністі мули центральних зон залізистих горизонтів – на залізисто-кремністі яшмоїди, мули приконтактних зон залізистих горизонтів – на різного складу лідити.

Збереглися усі морфологічні ознаки, внутрішня будова сланцевих і залізистих горизонтів, у тому числі основні риси аутигенно-метаморфогенної мінералого-геохімічної зональності залізистих і сланцевих горизонтів саксаганської світи. Вірогідно, остаточно сформувалась шарувата текстура залізистих і глинозем-залізистих порід.

Таким чином, головну роль в утворенні залізисто-кремністої формації Північного району Криворізького залізорудного басейну відігравала седимента-

ція. Діагенетичне перетворення осадків не спричинило суттєвих змін їх хімічного та мінерального складу.

ЛІТЕРАТУРА

1. **Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др.** Геология Криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с., т. 2 – 567 с.
2. **Євтєхов В.Д.** Етапи формування комплексної мінерально-сировинної бази залізорудних родовищ Криворізько-Кременчуцького лінеamentу // Відомості Академії гірничих наук України.– 1997.– №4.– С. 111-114.
3. **Карпенко С.В.** Топомінералогія залізисто-кременистої формації Ганнівського родовища Криворізького басейну / Автореферат дисертації ... кандидата геологічних наук // Київ, 2011.– 24 с.
4. **Пирогов Б.И., Евтехов В.Д., Кондратьева Д.Н. и др.** Минералогическое картирование железорудных месторождений Северного Криворожья // Горный журнал.– 1980.– №10.– С. 12-15.
5. **Ходюш Л.Я.** Аутигенно-минералогическая зональность как один из критериев расчленения и сопоставления железорудных толщ в железисто-кременистых формациях докембрия (на примере Белозерского железорудного района) / Проблемы изучения геологии докембрия // Ленинград: Наука, 1967.– С. 243-249.

ЕФЕКТИВНІСТЬ СИСТЕМИ ОЧИЩЕННЯ ВИКИДІВ КРИВОРІЗЬКОГО СУРИКОВОГО ЗАВОДУ

Вплив господарчої діяльності людини на навколишнє природне середовище спричинив суттєві зміни природної рівноваги, що може викликати дію механізмів, які вже без втручання людини та всупереч їй завершать процеси деградації навколишнього середовища. В умовах, що склались, подальший соціальний прогрес значною мірою залежить від ефективності заходів, які приймаються для попередження, мінімізації та ліквідації негативних екологічних наслідків антропогенної діяльності.

В Кривому Розі, де зосереджені численні підприємства металургійної, хімічної, будівельної індустрії та інші забруднювачі навколишнього середовища, утворилась складна екологічна ситуація. Одна з її причин – викиди промисловими підприємствами шкідливих речовин до атмосфери. В межах Кривого Рогу протягом останнього часу їх кількість становить 300-350 тис. т. на рік.

Значний негативний вплив на стан довкілля має Криворізький суриковий завод. Через недосконалу систему очищення щорічно викидаються в довкілля тисячі тонн забруднюючих речовин. Автори дослідили ефективність системи очищення викидів, проаналізували шляхи та засоби нормалізації стану навколишнього середовища та забезпечення вимог екологічної безпеки.

Розробленим для заводу проектом передбачений термічний метод знезараження газових викидів і стічних вод у вуглеламному реакторі. Виявилось, що цей метод має численні недоліки, зокрема, велику витрату палива для забезпечення повного окиснення токсичних речовин, велику вартість процесу.

Знизити витрати дозволяє глибоке регенеративне використання теплоти газоутворювальних продуктів знешкодження. В цьому випадку більш універсальна технологічна схема високотемпературної переробки рідких відходів – схема з рециркуляцією пароводяної суміші в замкнутому контурі, підігрівом її димовими газами, що відходять із циклонного реактора. В результаті тепловитрати скорочуються в 3 рази в порівнянні зі схемою без глибокої регенерації тепла.

ЛІТЕРАТУРА

2. **Барановський В.А.** Еколого-географічний аналіз і оцінювання території України на основі картографічного моделювання / Автореферат дис. ... доктора географічних наук // Київ, 2001.– 34 с.
3. **Головін В.В.** Методологія побудови системи комплексного моніторингу навколишнього природного середовища на техногенно навантажених територіях / Дисертація ... кандидата технічних наук // Харків, 2005.– 182 с.
4. **Гринин А.С., Новиков В.Н.** Промышленные и бытовые отходы. Хранение, утилизация, переработка // Москва: Фаир-пресс, 2002.– 336 с.
5. **Израэль Ю. А.** Допустимая антропогенная нагрузка на окружающую природную среду / Всесторонний анализ окружающей природной среды. Труды II Советско-американского симпозиума // Ленинград: Гидрометеиздат, 1976.– С. 12-19.

6. Носко Б.С., Простер Б.С., Лобода М.В. та ін. Довідник з агрохімічного та агроекологічного стану ґрунтів України // Київ: Урожай, 1994. – 334 с.

7. Ориентировочные безопасные уровни воздействия (ОБУВ) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест (№ 4414-87 с дополнениями 1-4). Список №1 // Киев: МОЗ Украины, №8. – Утв. 15.01.97 г.

8. Предельно допустимые концентрации загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест. Список №1 // Киев: МОЗ Украины, 1997 г.

ЕКОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ ВПЛИВУ ТЕХНІЧНОЇ ВОДИ КОМБІНАТУ «АРСЕЛОРМІТТАЛ КРИВИЙ РІГ» НА ДОВКІЛЛЯ

Проблема переробки й повторного використання металургійних відходів набула останнім часом національного масштабу. Дніпропетровська область володіє приблизно 50% загальнодержавних запасів корисних копалин [3]. За кількістю розвіданих запасів та річним обсягом видобутку й металургійної переробки залізної руди Криворізький басейн займає перше місце в Україні [4]. До найбільш негативних результатів металургійного виробництва відноситься високий вихід дрібнодисперсного пилу, який утворюється внаслідок неоптимальності технологій і незадовільної якості вихідної сировини. Після газоочистки пил змивається водою і відводиться у ставки-освітлювачі та на карти зневоднення. Як результат, отримуємо вторинний продукт – залізовмісний шлам.

Виконані раніше дослідження свідчать, що навіть на відстані 500 м від шламосховища концентрація пилу в повітрі досягає 50-140 мг/м³. На відстані 1000 та 3500 м вміст пилу перевищує гранично допустимий рівень, відповідно, в 22 та в 5 разів [2]. У залежності від рози вітрів, забруднення атмосферного повітря на територіях, де розташовані металургійні підприємства, спостерігається в радіусі від 20 до 50 км [1]. Пил осідає на родючі ґрунти. Спостерігається прямий зв'язок між ступенем дисперсності частинок пилу та їх адсорбуючою властивістю. Підвищена дисперсність субстрату гальмує винесення атомів мікроелементів за межі ґрунтового профілю, сприяє накопиченню в ґрунті Pb, Cd, Zn та інших токсичних елементів [5]. Відповідне забруднення відбувається у водоймах. В умовах потоку води та дисперсності шламових частинок забруднення поширюється на великі відстані.

В зв'язку з цим необхідно нарощувати зусилля по вивченню промислових відходів та застосуванню до них комплексного підходу для утилізації за принципом «кругової економіки».

Мета роботи: на основі визначення особливостей тонкодисперсних промислових відходів запропонувати напрямки їх комплексного використання замість прихованого виводу за межі підприємств у довкілля.

Об'єкти. Автори відібрали й дослідили матеріал проб донного осаду поверхневого водотоку промислового призначення (обвідного каналу), що з'єднує р. Дніпро через територію комбінату АМКР з р. Інгулець. Місця відбору проб: А-2-20 – виток каналу з Південного (Радушанського) водосховища (умовно чисте середовище), швидкість течії 0,1 м/сек; А-1-20 – ділянка каналу біля шлакових відвалів (помірне забруднення); А-6-20 – проммайданчик в оточенні виробничих цехів металургійного, коксохімічного та цементного заводів (максимальне забруднення), швидкість течії 1 м/сек; А-5-20 – ґрунт з присадибної ділянки с. Ілліча.

Методи дослідження осаду: гранулометричний, напівкількісний спектральний, мікроскопічний, визначення насипної маси.

Результати.

Встановлено, що донний осад обвідного каналу суттєво відрізняється в різних ділянках. В напрямку від Південного водосховища до проммайданчика комбінату АМКР він стає більш однорідним за гранулометричним складом і тонкозернистим.

Колір осаду змінюється від сіро-чорного (пр. А-2-20) і світлосірого (пр. А-1-20) до буро-коричневого (пр. А-6-20). Насипна маса осаду підвищується від 0,672 г/см³ (пр. А-2-20) до 1,155 г/см³ (пр. А-6-20). У його складі зростає вміст магнетиту, гематиту, гетиту, гіпсу, кальциту та інших мінералів, лусок металургійного графіту, коксового дріб'язку, полімінеральних частинок шлаку та шламу. Одночасно зменшується вміст кварцу, глауконіту, мікропластику та інших органічних решток.

В порівнянні з «умовно чистим середовищем» встановлене підвищення концентрації:

- в межах ділянки каналу біля шлакових відвалів – Ni, Ti, V, Cr, Zr, Nb, Cu, Pb, Sc, Y, Yb;
- в межах проммайданчику – Nb, Cu, Pb, Ag, Ge, Y, Yb;
- в ґрунті з присадибні ділянки с. Ілліча – Ni, Co, Ti, V, Cr, Zr, Cu, Pb, Zn, Sn, Ge, Be, Sc, Y, Yb, Li.

Максимально забрудненим виявився ґрунт з присадибні ділянки с. Ілліча, оскільки в її межах відсутній водотік. Найменш забруднений осад обвідного каналу – в межах ділянки з максимальною інтенсивністю водотоку.

Висновки

1. Антропогенне забруднення навколишнього середовища тонкодисперсними промисловими відходами останнім часом набуло значних масштабів. Вони поширюються на велику відстань як повітряним, так і водним шляхом.
2. Використання проточної промивки території промислових підприємств річковою водою зменшує забруднення проммайданчиків, але за рахунок перенесення його до річкової мережі – забруднює декілька регіонів України (Дніпропетровська, Херсонська, Миколаївська області) та Чорне море.
3. Потрібно змінити методику управління відходами, запровадити модернізоване виробництво, покращити управління процесами утворення, транспортування та зберігання промислових відходів, напрацювати практику їх переробки й повторного використання за прикладом країн з циклічною економікою.

ЛІТЕРАТУРА

1. 4. Копач П.І., Чілій Д.В. Аналіз процесів відходоутворення на виробництвах гірнично-металургійного регіону // *Екологія і природокористування*. – 2012. – Вип. 15. – С. 118-132.
2. 3. Лапишин О.Є., Бондарчук О.М. Оцінка та перспективи розвитку способів знеплення на шламосховищах // *Відомості Академії гірничих наук України (Кривий Ріг)*. – 1997. – Вип. 3. – С. 97-98.
3. 1. <https://adm.dp.gov.ua/pro-oblast/dnipropetrovshina/pasport-oblasti>
4. 2. <https://dzi.gov.ua/press-centre/press-release/ukrayina-sered-svitovyh-lideriv-po-zapasah-zaliznyh-rud/>
5. <http://kegt-rshu.in.ua/images/dustan/ORZR4.pdf>

ВІДОМОСТІ ПРО АВТОРІВ

№	Прізвище, ім'я, по-батькові	Науковий ступінь, вчене звання	Місце роботи, навчання	стор.
1	Березовський Анатолій Анатолійович	доктор геологічних наук, професор	Криворізький національний університет	4
2	Берьозкіна Людмила Володимирівна	аспірантка	Відділ проблем екологічної геології і розробки рудних родовищ МорГеоЕкоЦентру НАН України (м. Кривий Ріг)	51
3	Євтехов Валерій Дмитрович	доктор геолого- мінералогічних наук, професор	Криворізький національний університет	12, 42, 53, 59
4	Євтехов Володимир Євгенович	студент	Криворізький національний університет	9, 53
5	Євтехов Євген Валерійович	кандидат геологічних наук, доцент	Північний гірничозбагачувальний комбінат (м. Кривий Ріг)	9, 53, 59
6	Євтехова Анна Валеріївна	кандидат геологічних наук, доцент	Криворізький національний університет	12
7	Євтехова Єкатерина Євгеніївна	студентка	Криворізький національний університет	9
8	Іванченко Владислав Вікторович	кадидат геолого- мінералогічних наук, доцент	Відділ проблем екологічної геології і розробки рудних родовищ МорГеоЕкоЦентру НАН України (м. Кривий Ріг)	64
9	Коваленко Володимир Анатолійович	кадидат геолого- мінералогічних наук	Інститут геологічних наук НАН України (м. Київ)	22
10	Ковальчук Любов Миколаївна	кандидат геологічних наук, доцент	Відділ проблем екологічної геології і розробки рудних родовищ МорГеоЕкоЦентру НАН України	51, 64
11	Ковригін Олександр Сергійович	інженер-геолог	Північний гірничозбагачувальний комбінат (м. Кривий Ріг)	53
12	Кульков Олександр Максимович	магістр	Криворізький національний університет	47
13	Матлай Лідія	молодший науковий	Інститут геологічних наук	29

№	Прізвище, ім'я, по-батькові	Науковий ступінь, вчене звання	Місце роботи, навчання	стор.
	Михайлівна	співробітник	НАН України (м. Київ)	
14	Меддахі Рабах	кандидат геологічних наук	Криворізький національний університет	42
15	Панова Світлана Миколаївна	кандидат технічних наук, доцент	Криворізький національний університет	62, 64
16	Побережна Анастасія Олександрівна	студентка	Криворізький національний університет	62
17	Полетньова Анна Олексіївна	студентка	Криворізький національний університет	53
18	Рижкович Олександра Ігорівна	аспірантка	Криворізький національний університет	12
19	Смірнова Ганна Ярославівна	кандидат геологічних наук, доцент	Криворізький національний університет	47
20	Стеценко Альона Ігорівна	старший науковий співробітник	Відділ проблем екологічної геології і розробки рудних родовищ МорГеоЕкоЦентру НАН України (м. Кривий Ріг)	57
21	Стрельцов Віталій Олегович	старший геолог кар'єру	Інгuleцький гірничозбагачувальний комбінат (м. Кривий Ріг)	42
22	Стрельцова Дарія Миколаївна	магістрантка	Криворізький національний університет	42
23	Тіхлівець Світлана Валеріївна	кандидат геологічних наук, доцент	Криворізький національний університет	47
24	Тіхлівець Сергій Вадимович	аспірант	Криворізький національний університет	47, 59
25	Трунін Олександр Миколайович	кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент	Криворізький національний університет	47
26	Тузяк Ярина Мирославівна	кандидат геологічних наук	Львівський національний університет імені Івана Франка	36
27	Філенко Валентина Вікторівна	старший науковий співробітник	Криворізький національний університет	47
28	Шаєнко	студент	Криворізький	64

№	Прізвище, ім'я, по-батькові	Науковий ступінь, вчене звання	Місце роботи, навчання	стор.
	Микола Миколайович		національний університет	
29	Юрін Антон Олександрович	аспірант	Криворізький національний університет	42, 47

Міжнародна науково-практична конференція

«Розвиток промисловості та суспільства»

Секція 5. Геологія і прикладна мінералогія

Криворізький національний університет
Кривий Ріг, 17-20 листопада 2020 р.

Матеріали конференції

Друкується за рішенням вченої ради
Криворізького національного університету
(протокол №2 від 6 жовтня 2020 р.)

Редакційна група:

Демченко О.С., Прилепа Д.М., Тіхлівець С.В.,
Філенко В.В., Андрейчак В.О.

Здано до набору 28.10.2020 р. Підписано до друку 30.10.2020 р.
Формат 70x108/16. Тираж 100 прим.
Замовлення №63. Укр., рос.

Адреса видавництва:

50027, Кривий Ріг, вул. Віталія Матусевича, 11

Видавничий центр Криворізького національного університету.