

УДК 553.98

Сергій Федорович Поверенний,

старший наук. співробітник Українського науково-дослідного інституту природних газів,
Гімназійна наб., 20, м. Харків, 61010, Україна,
e-mail: sergei-poverennyi@ukr.net, <https://orsid.org/0000-0002-7836-6278>;

Анатолій Іонович Лур'є,

д. геол.-мінер. н., професор, Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна,
майдан Свободи, 4, м. Харків, 61022, Україна,
e-mail: anlure16@gmail.com, <http://orcid.org/0000-0003-4836-5781>

ДО ПИТАННЯ УТВОРЕННЯ ВТОРИННОЇ ПОРИСТОСТІ У ВІДКЛАДАХ ВЕЛИКИХ ГЛИБИН ПІВДЕННОГО СХОДУ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

На даний час більшість дослідників основні перспективи нафтогазоносності пов'язують з великими глибинами. Найважливішим компонентом проблеми нафтогазоносності великих глибин є проблема колекторів – з'ясування особливостей їх утворення, складу, властивостей. Проблема ця до теперішнього часу не має однозначного рішення. З точки зору класичної теорії стадіального катагенезу з глибиною первинна пористість закономірно і незворотно зменшується, і мова може йти тільки про те, наскільки швидко це відбувається. Тоді великі глибини постають зоною затухаючої нафтогазоносності без особливих перспектив. На допомогу приходять теорія накладеного катагенеза, яка показує, що існують процеси, що закономірно призводять до утворення вторинної пористості, вторинного колектора і тоді великі глибини являють собою відокремлену глибинну зону загонакопичення. Існує кілька різновидів накладеного катагенеза. Однією з найбільш розроблених є теорія утворення метасоматичного колектора в результаті гіпогенно-аллотигенного розуцільнення. В основі лежить вторгнення в період тектоно-магматичної активізації глибинних агресивних флюїдів в пласт певного сприятливого складу з вилугуванням одних і відкладенням інших компонентів. Передбачається, що цей процес супроводжується кристалізацією певних мінералів-індикаторів. Побудовані в ході даної роботи графіки відображають як закономірну зміну пористості даного типу пісковиків з глибиною, так і показують аномалію, пов'язану з якимось накладеним процесом, що допускає різні пояснення. Природно застосувати для вирішення питання мінерали-індикатори, проте проведений аналіз показує, що специфічних мінералів – індикаторів гіпогенно-аллотигенного розуцільнення поки не знайдено, всі мінерали, що залучаються, можуть бути інтерпретовані як мінерали одного із ступенів стадіального катагенезу. Сказане не спростовує можливість утворення вторинного метасоматичного колектора за наведеним механізмом, але довести його реалізацію за мінералами-індикаторами, відміченим у вивчених зразках не представляється можливим.

Ключові слова: вторинна пористість; вторинний колектор; метасоматичний колектор; розуцільнення; мінерали-індикатори; накладений катагенез; кварцитоподібні пісковики; нафтогазоносність великих глибин.

С. Ф. Поверенний, А. І. Лур'є. К ВОПРОСУ СОЗДАНИЯ ВТОРИЧНОЙ ПОРИСТОСТИ В ОТЛОЖЕНИЯХ БОЛЬШИХ ГЛУБИН ЮГО-ВОСТОКА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ. В настоящее время большинство исследователей основные перспективы нефтегазоносности связывают с большими глубинами. Важнейшим компонентом проблемы нефтегазоносности больших глубин является проблема коллекторов – выяснение особенностей их образования, состава, свойств. Проблема эта до настоящего времени не имеет однозначного решения. С точки зрения классической теории стадияльного катагенеза с глубиной первичная пористость закономерно и необратимо уменьшается, и речь может идти только о том, насколько быстро это происходит. Тогда большие глубины предстают зоной затухающей нефтегазоносности без особых перспектив. На помощь приходит теория наложенного катагенеза, которая показывает, что существуют процессы, закономерно приводящие к образованию вторичной пористости, вторичного коллектора и тогда большие глубины представляют собой обособленную глубинную зону газонакопления. Существует несколько разновидностей наложенного катагенеза. Одной из наиболее разработанных является теория образования метасоматического коллектора в результате гипогенно-аллотигенного разуплотнения. В основе лежит вторжение в период тектоно-магматической активизации глубинных агрессивных флюидов в пласт определённого благоприятствующего состава с выщелачиванием одних и отложением других компонентов. Предполагается, что этот процесс сопровождается кристаллизацией определённых минералов - индикаторов. Построенные в ходе данной работы графики отражают как закономерное изменение пористости данного типа песчаников с глубиной, так и показывают аномалию, связанную с каким-то наложенным процессом, допускающим различное объяснение. Естественно применить для решения вопроса минералы-индикаторы, однако проведенный анализ показывает, что специфических минералов – индикаторов гипогенно-аллотигенного разуплотнения пока не найдено, все привлекаемые минералы могут быть интерпретированы как минералы одной из ступеней стадияльного катагенеза. Сказанное не опровергает возможность образования вторичного метасоматического коллектора по приведенному механизму, но доказать его реализацию по минералам - индикаторам, отмеченным в изученных образцах не представляется возможным.

Ключевые слова: вторичная пористость; вторичный коллектор; метасоматический коллектор; разуплотнение; минералы-индикаторы; наложенный катагенез; кварцитовидные песчаники; нефтегазоносность больших глубин.

Вступ. У теперішній час більшість дослідників основні перспективи нафтогазоносності Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) пов'язують з великими глибинами. Так, в роботі [1] О.Ю. Лукін зазначає, що «у міру подальшого глибокого і надглибокого буріння ресурси вуглеводнів (ВВ) глибокозалегаючих комплексів бу-

дуть неухильно зростати».

Найважливішим компонентом проблеми нафтогазоносності великих глибин є проблема колекторів – їх утворення, склад, властивості. Як сказано в роботі [2], на великих глибинах осадові породи, як правило, знаходяться на стадії глибинного катагенезу (МК₃ і більше), що веде до

практично повного зникнення первинної міжзернової пористості пісковиків – основних колекторів ДДЗ. При цьому на тлі переважання щільних, практично непроникних порід, зустрічаються окремі резервуари, що володіють або реліктами первинної, або новоутвореною вторинною пористістю і заповнені вуглеводнями, що знаходяться зазвичай під аномально високим пластовим тиском (АВПТ).

Збереженню первинної пористості на великих глибинах сприяє добре відомий комплекс факторів. Головними компонентами цього комплексу є раннє заповнення первинних пор ВВ, середньо-крупнозернистий, добре відсортований, мономінеральний кварцовий пісковик з мінімумом глинистого цементу (кварцовий ареніт), велика товщина шару, екранування колектора потужною соляною товщею. Подальшому збереженню пористості сприяє утворення АВПТ. Однак існування таких реліктових, залишкових резервуарів обумовлено рідкісним вдалим збігом обставин і зона глибинного катагенезу неминуче постає зоною загасаючої промислової газоносності, пов'язаної або зі згаданими реліктовими резервуарами, або з тріщинними резервуарами, утвореними поблизу зон активної тектоніки (глибинні розломи, інтенсивне складкоутворення).

Сказане визначає інтерес до процесів утворення вторинної пористості, яка відкриває нові перспективи для пошуків нафти і, переважно, газу на великих глибинах [2]. Згідно з поглядами багатьох дослідників, включаючи і авторів даної роботи [1,2], на великих глибинах з точки зору колекторських властивостей найбільш перспективні кварцові пісковики з регенераційно-кварцовим цементом – кварцитоподібні пісковики.

Мета роботи: встановити закономірності ущільнення кварцитоподібних пісковиків з глибиною, виявити аномалії в процесі ущільнення і спробувати інтерпретувати їх за допомогою мінеральних індикаторів гіпогенно-алотигенного розущільнення.

Аналіз попередніх робіт. Процес стадіального катагенезу висвітлений у класичних роботах А.Г. Коссовської і В. Д. Шутова [3,4], А.В. Копеліовича [5], М.В. Логвиненко [6], Г.Н. Перозіо [7], М.С. Долуди, С.В. Литвин і С.Д. Харченко [8,9], О.Ю. Лукіна [10] та інших авторів. Процеси накладеного катагенезу, в тому числі з утворенням вторинної пористості – у роботах Б.А. Лебедева [11], О.Ю. Лукіна [1,12], А.Д. Коробова [13,14], І. І. Зіненко та О. П. Зарицького [15] та інших авторів. Існує кілька моделей утворення вторинної пористості, деякі з них коротко розглянуті в роботі [2]. Найбільш опрацьовани-

ми представляються погляди О.Ю. Лукіна, що розділяються (наскільки можна судити з літератури) А. Д. Коробовим з співавторами. Викладемо основні положення цієї моделі, дотримуючись згаданої роботи [2].

За матеріалами О.Ю. Лукіна [1,12] первинна пористість уламкових порід істотно редується вже на початку мезокатагенезу, на стадіях МК₃ і вище первинна пористість редується вже повністю і промислова газоносність великих глибин практично повністю пов'язана з вторинною пористістю. Так, на глибинах більше 4-5 км існування піщаних колекторів цілком обумовлено розвитком вторинної пористості, утворення якої відбувається за рахунок розчинення карбонатного, глинистого, регенераційно-кварцового цементів і часткового виносу уламкового кварцу класичної частини. Розчинення і винос одних мінералів, супроводжується утворенням інших. Вторинні колектори глибоких горизонтів О.Ю. Лукін розглядає як вторинні метасоматити по катагенетично перетвореним уламковим породам. Причини метасоматозу криються в періодичному вторгненні високонапірних, високотермальних флюїдів, агресивних як до карбонату, так і до силікатів, і до кварцу. У періоди тектономагматичних активізацій, обумовлених короткочасними збуреннями мантійних плюмів, відбувається розкриття флюїдоупорів, різко зростає проникність тріщинуватих зон різного походження, відбувається природний гідророзрив найбільш міцних різниць порід, кислотна хвиля метасоматозу, що йде першою, обумовлює інтенсивне розчинення карбонатів. Падіння тиску глибинних флюїдів обумовлює зниження парціального тиску CO₂ і підвищення рН середовища. Кислотна хвиля змінюється лужною, при цьому відбувається розчинення кварцу і силікатів, але можлива кристалізація карбонату.

Погляди О.Ю. Лукіна розділяє А.Д. Коробов з співавторами [13,14], що розглядає явища розущільнення в тектонічно активних зонах Західного Сибіру. Наводячи як приклад породи шеркалінської пачки (верхи нижньої юри) Талінського родовища він вказує, що вони стають високоякісними колекторами в результаті глибокого гідротермального перетворення і являють собою дикіт-каолініт-кварцові метасоматити. На додаток до поглядів О.Ю. Лукіна на послідовність подій в ході метасоматозу, він стверджує, що в період тектономагматичної активізації на ділянках максимальних гідротермальних змін в розломних зонах головну роль грали високотермальні розчини, багаті не тільки CO₂, але і SO₃. Однак надходження сірчано-кислотних розчинів відбувалося тільки на максимумі гідротермаль-

ної діяльності, а CO₂ надходив у породи на всіх етапах активізації [2].

Автори даної роботи кварцовим пісковикам з регенераційно-кварцовим цементом, як найбільш перспективним колекторам великих глибин, присвятили статті [16,17,18,19], де розглядалися в основному пісковики горизонтів С-5 і В-25-26 Котелевсько-Березівської зони з точки зору часткового збереження ними первинної пористості. Підвищений інтерес до пісковиків Котелевсько-Березівської зони пояснюється специфікою району робіт, що включає південний схід і частково центр ДДЗ, яка полягає в тому, що відклади нижнього карбону (де в основному розвинені породи, що нас цікавлять) в приосьовій зоні йдуть на великі глибини і доступні тільки по бортах і в прибортових зонах. На бортах вони залягають на порівняно невеликих глибинах і по колекторських властивостях не надто відрізняються від пісковиків з глинистим і карбонатним цементом, відповідно не викликаючи особливого інтересу. При розбурюванні Котелевського і Березівського родовищ, де нижній карбон лежить глибоко, відмінність властивостей пісковиків кидається в очі і змушує шукати пояснення.

Практично завжди, коли мова йде про вторинні колектори великих глибин ДДЗ, в центрі уваги виявляються кварцові пісковики з регенераційно-кварцовим цементом, що поєднується з безцементним зчленуванням зерен, і з підлеглим за кількістю каолінітовим і карбонатним цементом, відносні кількості яких варіюють по вертикалі і горизонталі. Для стислості можна називати їх ортокварцитами [20] або кварцитоподібними пісковиками [21], розрізняючи в них щільну і пористу різницю. У разі, якщо справедлива описана вище модель гіпогенно-алогенетичного розущільнення, їх (слідом за [13,14]) можна віднести до формації вторинних кварцитів. Ці пісковики схильні як до максимально тривалого збереження первинної пористості, так і до утворення вторинної пористості в умовах, описаних у роботах [1,12,13,14]. Варто відзначити, що в обох випадках, незважаючи на величезну роль постседиментаційних процесів, локалізація цих пісковиків, в кінцевому рахунку, обумовлена фаціальними факторами, оскільки вторинний колектор розвивається на субстраті, утворення якого підпорядковане фаціальному контролю.

Виклад основного матеріалу. Спробуємо узагальнити наявні матеріали по пісковиках такого типу, розкритих в південно-східній і центральній частині ДДЗ на різних родовищах і різних глибинах.

У межах центральної та південно-східної частин ДДЗ кварцові пісковики з регенераційно-кварцовим цементом досить широко поширені у

відкладах нижнього карбону. Тут вони переважно входять до складу теригенної вугленосно-бокситоносно-континентальної, теригенно-кременисто-карбонатної морської та вугленосної поліфаціальної формації О. Ю. Лукіна [10]. У керні зустрічаються в основному по північному борту, рідше – в приосьовій частині і по південному борту. За розглянутий період з 2001 по 2017 роки вони були підняті в 74 свердловинах на 42 родовищах і площах. На північному борту ці пісковики розкриті досить близько до поверхні (починаючи з 1156 м), в осьовій зоні йдуть на глибину, де вони розкриті на глибинах до 6292 м.

У найбільш типовій формі вони зустрічаються в родовищах північного борту (Скворцівське, Юліївське, Остроківське, Граківське, Чкалівське) і в прилеглих до них родовищах північної прибортової зони (Котелевське, Березівське, Степове, Коломацьке, Максальське).

В ході польових досліджень пісковики з регенераційно-кварцовим цементом зазвичай виділяються візуально і за фізичними властивостями. У разі чистого, добре розвиненого регенераційно-кварцового цементу він ідентифікується досить впевнено, в разі змішаних кварцово-глинистих і кварцово-карбонатних цементів чітко відрізнити їх не завжди вдається, так як розшліфовується далеко не кожен піщаний шар. Відкинувши сумнівні випадки і зібравши воедино всі дані про пористість відібраних пісковиків можна графічно зобразити характер зміни пористості пісковиків даного типу з глибиною.

На рис. 1 приведена **максимальна пористість** кожного піщаного шару, віднесена до покрівлі цього шару. Всього використані дані по 232 кернах, відібраних в різних родовищах на глибинах від 1156 до 6292 м, максимальна пористість по яких варіює від 0,2 до 27,3%. Можливо, відносити було б краще до середини інтервалу відбору, але при такому масштабі глибин це не мало серйозного значення, а роботи додавало істотно. На рисунку видна пряма лінія, що обмежує максимальні значення пористості на різних глибинах.

Добре помітно, що максимальна пористість пісковиків даного типу рівномірно убуває з глибиною і на глибині близько 7,5 км сходиться нанівець. На цьому тлі спостерігаємо викид значень пористості, обумовлений пісковиками горизонту В-25-26 Котелевського та Березівського родовищ на глибинах майже 6 км. Цікаво, що другі пісковики, що розглядаються в наших роботах – горизонту С-5 (глибина 4582 м) – лежать в межах, обмежених лінією максимальних значень.

Графік можна інтерпретувати так, що стадіальний катагенез, ступінь якого наростає з глибиною, обумовлює закономірне зменшення пористості даного типу пісковиків, причому іноді

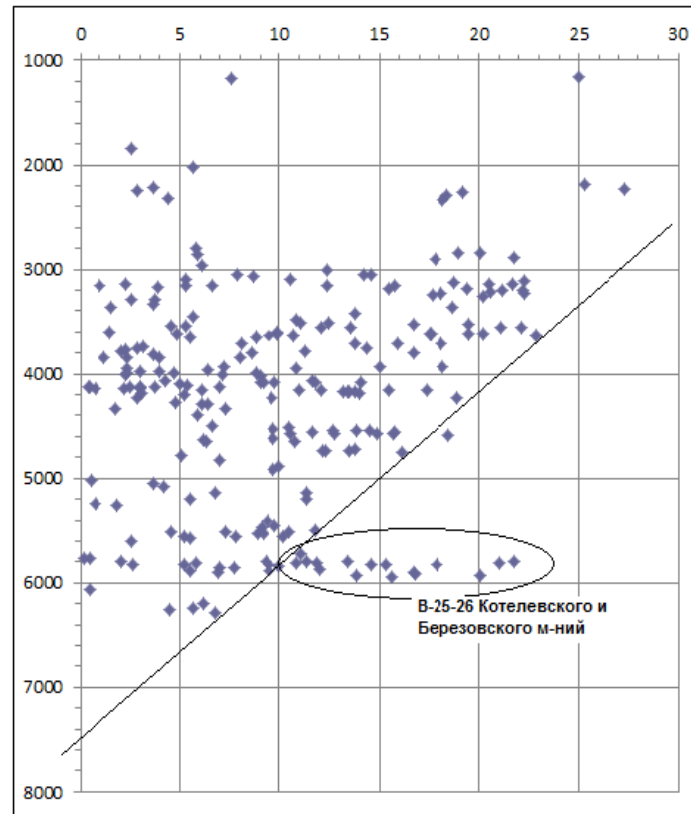


Рис. 1. Зміна максимальної пористості пісковиків з регенераційно-кварцовим цементом з глибиною по керну

це закономірне ущільнення переривається дією якогось накладеного процесу. У роботі [18] нами був зроблений висновок про те, що ці «пісковики відносяться до окремого петрографічного типу порід, досить широко розповсюдженому у нижньому карбоні. Особливістю цього типу порід є нетипова поведінка в катагенезі порівняно з пісковиками з глинистим цементом, для яких розроблені схеми катагенетичних перетворень. Породи цього типу значно краще чинять опір зовнішнім впливам і можуть зберігати добрі ємнісно-фільтраційні властивості на великих глибинах». Тепер можна уточнити, що хоча ущільнення даних пісковиків в типовому випадку відбувається не зовсім так, як пісковиків з глинистим цементом (рис. 2), але в результаті досягаються приблизно ті ж значення пористості. Так, на глибині 6 км, згідно з графіком рис. 1, пісковики з регенераційно-кварцовим цементом мають пористість до 9-10%, але ж і пісковики з глинистим цементом, згідно з графіком рис. 2, так само можуть мати пористість до 8-9%.

На рис. 2 наведено графік зміни максимальної пористості для 328 шарів пісковиків з істотно глинистим цементом, відібраних на тих же родовищах. Максимальні значення пористості варіюють від 0,6 до 40%, глибини – від 220 до 6200 м. Як видно з графіка на рис. 2, дана сукупність

може бути апроксимована кривою експоненціальної функції, але, можливо, більш правильним було б прийняти апроксимацію ламаною лінією: пряма до 4 км і друга, круто нахилена пряма – від 4 км і глибше. Тоді можна говорити про те, що нижче 4 км породи ущільнюються за іншим законом. В цілому, криві ущільнення пісковиків з глинистим цементом схожі з кривими ущільнення глин, а криві ущільнення пісковиків з регенераційно-кварцовим цементом – з кривими ущільнення пісковиків з карбонатним цементом.

Залежні від складу цементу максимальні відмінності пористості для пісковиків, що ущільнюються в ході стадіального катагенезу, будуть пов'язані з інтервалом 4-5 км (інтервал залягання горизонту С-4-5 Котелевсько-Березівської зони), де кварцитовидні пісковики можуть мати пористість до 18-19%, а глинисті – до 10-12%.

Можна допустити, що незважаючи на петрографічну схожість, пісковики горизонту С-4-5 можуть мати збережену в ході стадіального катагенезу первинну пористість, а пісковики нижнього віку – вторинну пористість.

Як буде змінюватися **максимальна проникність** пісковиків з регенераційно – кварцовим цементом показано на рис. 3. Використані дані по 229 верствам, коливання проникності становлять від 0 до 6149 мД, коливання глибин – від

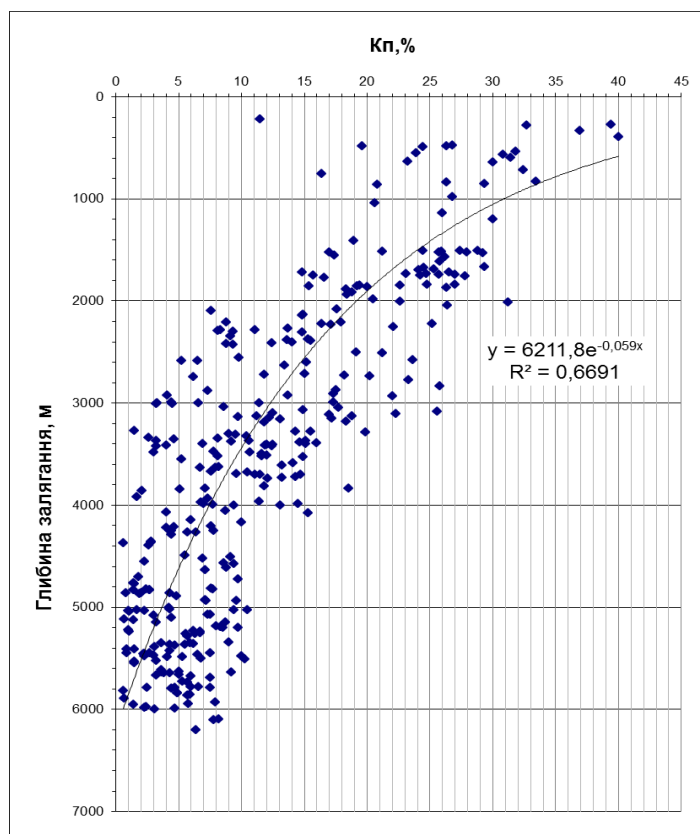


Рис. 2. Зміна максимальної пористості пісковиків з глинистим цементом з глибиною по керну

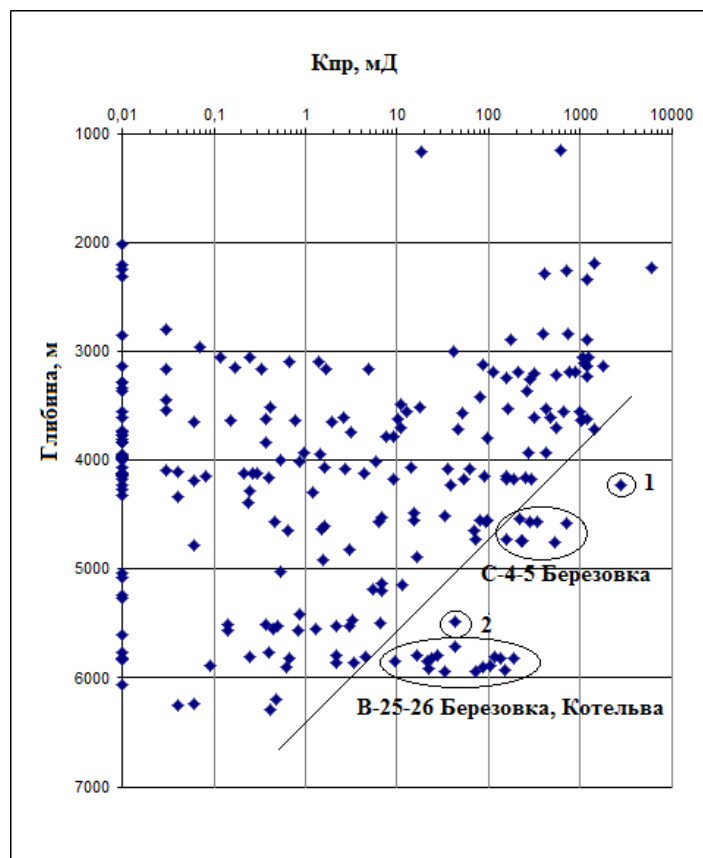


Рис. 3. Зміна максимальної проникності пісковиків з регенераційно-кварцовим цементом з глибиною по керну. 1 – Наріжнлянська 34, С1v1, баз. гор, 2-Коломак 53, С-5

1156 до 6292 м. Так само як на рис. 1, проведена лінія, що обмежує максимальні значення газопроницкості.

Якщо на рис. 1 можна спостерігати один добре видимий пік, то на рис. 3 таких піків вже два (не рахуючи одиничних значень 1 і 2). Якщо для В-25-26 все зрозуміло – більшій пористості відповідає більша проникність – то по відношенню до горизонтів С-4-5 виникає питання: чому не виділяючись по пористості, вони різко виділяються по проникності? У роботі [18] відзначено, що в горизонті С-5 значно сильніше розвинена мікротріщинуватість. Не додаючи майже нічого до пористості, вона помітно підвищує проникність.

Обговорення викладеного матеріалу. Отже, судячи з наведених графіків, пісковики горизонту В-25-26 (на відміну від пісковиків горизонту С-4-5) являють собою аномальне явище на загальному тлі. Аномалію можна пояснювати двояко: або раннім заповненням істотно первинної пористості ВВ (десь на глибині 3-3,5 км), або пізнім утворенням на великих глибинах під впливом будь-якого накладеного фактору, з порівняно пізнім заповненням ВВ утвореної вторинної пористості. На першій точці зору стояли автори даної роботи, друга найкраще описана в роботах О.Ю. Лукіна, погляди якого були коротко викладені вище.

Як вже було сказано вище, петрографічно пісковики горизонтів В-25-26 і С-4-5 дуже схожі. Постає питання про мінеральні індикатори цього різновиду накладеного катагенеза – гіпогенно – аллотигенного розуцільнення за О.Ю. Лукіним. Вторинний колектор, що утворюється в результаті, в роботах [1,12] кваліфікується як метасоматит. Однак з наведених описів неясно, в чому, власне, в цьому процесі проявляється метасоматоз? Розчинення агресивними флюїдами нестійких до них компонентів з утворенням вторинної пористості, згодом частково заповненої осадовими на лужній стадії мінералами, не є метасоматоз. Треба думати, що продуктом метасоматоза є каолінит, але він може і просто кристалізуватися з порових розчинів в кислому середовищі. Припускаючи, що участь тут метасоматичного процесу не розкрито просто через обмежений обсяг статті, скористаємося все ж терміном гіпогенно-алогенетичне розуцільнення.

Мінеральні індикатори стадіального катагенезу, тобто мінерали, які є показниками певної стадії перетворення або послідовної зміни стадій, описані в численних роботах геологів, які вивчали постседиментаційні перетворення: А.Г. Коссовська і В.Д. Шутов [3,4], А.В. Копеліович [5], М.В. Логвиненко [6], Г.Н. Перозіо [7], М.Є. Долуда, С.В. Литвин і С.Д. Харченко [8,9], О.Ю.

Лукін [10] та інші. Найбільш популярним індикатором стадій катагенезу є органічна речовина. Потім, в якості найважливіших мінеральних індикаторів виступають глинисті мінерали. Добре відомий перехід монтморилоніту в гідрослюду або хлорит, заміна одного політипу гідрослюд іншим, перехід каолініту в дикіт, накрит і пірофіліт. У деяких розрізах важливу роль відіграють цеоліти. Ці три компоненти: органічна речовина, глинисті мінерали і цеоліти можуть дати безперервний ряд стадійних перетворень. Порівняно обмежену роль при виділенні стадій катагенезу відіграють біотит, аутигенні модифікації польових шпатів, кварцу, карбонатів.

Що розглядається в якості мінеральних індикаторів гіпогенно-аллотигенного розуцільнення? За О.Ю. Лукіним для утворення вторинного колектора потрібна вихідна олігоміктова порода, яка в ході стадіального катагенезу перетворилася в мономінерально-кварцову, дуже міцну, але крихку породу, яка виступає в ролі субстрату для формування вторинного колектора. Тектонічні напруги викликають в цьому субстраті «дилатантну тріщинуватість» і обумовлюють наявність характерних кристалооптичних властивостей – наприклад, хвилясте, хмарне або мозаїчне згасання. Потім кислотна хвиля флюїду, що впроваджується, розчиняє все, що може (первинні карбонати, інші нестійкі компоненти), подальша лужна забезпечує можливість кристалізації вторинного карбонату, який частково перебиває тільки що створені вторинні пори. Характерними мінеральними індикаторами є карбонатна, сульфідна, баритова, фосфатна і титанова мінералізація. Універсальними індикаторами є триклінний каолінит і дикіт [1]. На шляхах глибинних висхідних потоків відкладаються частинки самородних металів, природних сплавів і інтерметалідів.

На додаток до наявних у авторів петрографічних шліфів як пористої, так і щільної різниці кварцитовидних пісковиків, при виконанні даної роботи був використаний метод електронної растрової мікроскопії. З різновікового (переважно нижній карбон – візе і серпухов) кернавого матеріалу, відібраного на Котелевському, Березівському, Степовому, Чкалівському та інших родовищах ДДЗ були взяті зразки, які були переглянуті і сфотографовані Я. Лукіним в Чернігівському відділенні УкрНДГРІ на растровому мікроскопі РЕМ-106 з мікроаналізатором. Автори даної роботи провели інтерпретацію та аналіз отриманого електронно-мікроскопічного матеріалу в рамках поставленого завдання. Результати цього аналізу наведені нижче.

Крупнокристалічний, добре розкристалізований каолінит (імовірно, каолінит-дикіт) присут-

ній і в пісковицях горизонту С-5, і в пісковицях горизонту В-25-26 (рис. 4).

У класичній роботі А.В. Копелівича [5] виділена стадія регресивного катагенезу, що ускладнює нормальний поступальний хід постсидиментаційних перетворень. Стадія складається з двох етапів: каолінізації і карбонатизації. Обидва

етапи пов'язані з перебудовою структурного плану території, утворенням нових областей живлення і розвантаження, і пов'язаної з цим активізації гідрогеологічних процесів. Каолінізація викликається кислими водами, що потрапляють у породи **зверху**, у міру їх нейтралізації відбувається відкладення карбонату. Утворюється круп-

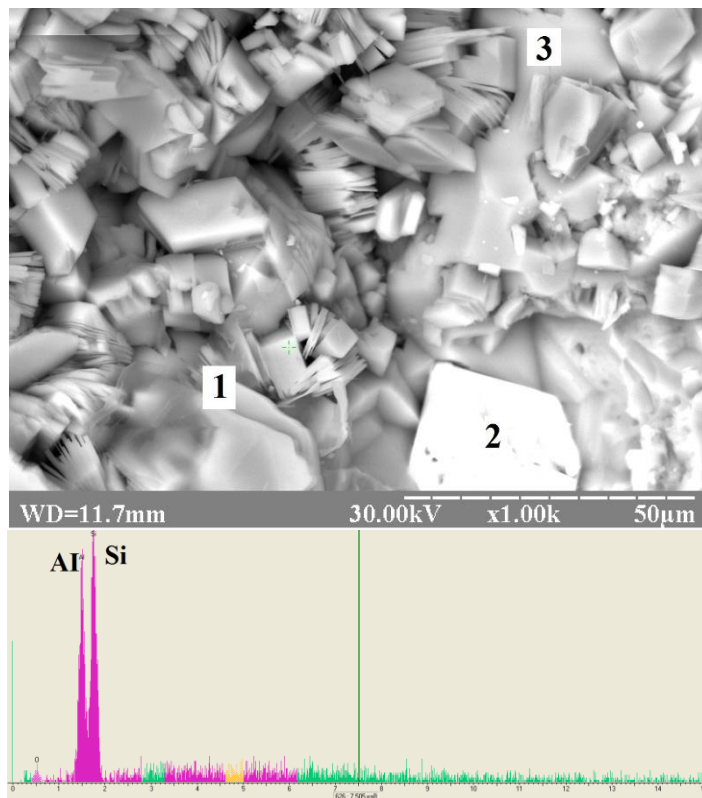


Рис. 4. Крупнолузкати каолініт і кристал TiO_2 , Березівська 203, С-5, 4749,7-4757,3 м, №45076. 1 - каолініт, 2 - TiO_2 , 3 - кварц. РЕМ-106, фото Я. Лукіна

нокристалічний каолініт-дікіт, що не потрапляє в стандартну «глинисту» фракцію. Робота [5] стосувалася в основному древніх (PR) аркозових пісковиц у складі не дуже потужної і слабо дислокованої товщі. В ході каолінізації утворюється добре пророблений аркозовий пісковиц, що зберіг каркас, у якому все нестійке (калішпат, плагіоклаз, біотит, мусковіт, уламки порід крім кварцитів) замінено на каолініт з утворенням вторинної пористості (до 20%), яка виникає за рахунок об'єму винесеного при каолінізації матеріалу. Відомо, що утворення каолініту відбувається при винесенні майже половини вихідної речовини. У міру нейтралізації порових розчинів починає відкладатися карбонат. На виході маємо мономінеральний кварцовий пісковиц з регенераційно-кварцовим і карбонатно-каолініт-дікітовим цементом, утворений поза зв'язком з «гідротермальними проявами магматогенного походження». У цій же роботі [5] наводиться посилання на роботу В.Д. Шутова, який встановив розвиток каолініт-дікіту в порах між регенера-

ваними зернами кварцу в мономінеральних кварцових пісковицях каверинської свити рифея Пачелмського прогину.

Григорчук К.Г. в роботі [22], пояснюючи походження вторинної пористості в турнейських континентальних пісковицях ДДЗ, також пов'язував її з каолінізацією під час предвізейської перерви в седиментації.

У роботі [3] А.Г. Коссовської і В. Д. Шутова виділялася фація первинних кварц-каолінітових піщаних порід, що на стадії початкового епігенезу мали успадкований склад, на стадії глибинного – кварц-дікітовий, а на стадії метагенезу – кварц-пірофілітовий склад. У цій роботі не розглядалися процеси утворення вторинної пористості, але виділена фація первинних порід, аналогічних тим, що утворюють субстрат для вторинного колектору і показано, що кварц-каолінітові пісковици на стадії глибинного стадіального катагенезу перетворюються в кварц – дікітові. В умовах геосинклінального розрізу Західного Верхояння такі пісковици зустрічалися

мабуть не часто і ніяких даних по структурі каолініту або дикіту в роботі немає. Однак у роботі [8], що стосується вже стадіального катагенезу порід південного сходу ДДЗ, відзначено, що в зоні глибинного катагенезу «мелкочешуйчатий каолінит замінюється крупночешуйчатими, хорошо окристалізованими агрегатами».

Таким чином, присутність великокристалічного каолініт-дикіту багатьма дослідниками розглядається як нормальний етап стадіального катагенезу і для утворення його немає необхідності залучати мантіїні флюїди.

Що з іншими індикаторами, згаданими в роботах [1,12]? Характерні кристалооптичні властивості – хвилясте, хмарне або мозаїчне згасання зустрічаються в нижньому карбоні практично в кожному пісковикі і навряд чи можуть служити індикаторами чого-небудь, крім того, що материнська для даного пісковика порода колись зазнала значні механічні напруги. З іншого боку, в пісковиках глибоких горизонтів Березівського, Котелевського, Степового, Більського родовищ досить багато кварцу з нормальним згасанням.

Кварцовий склад, як і регенераційно-кварцовий цемент, є характерним для гаданих метасоматитів. Лише зрідка зустрічаються польові шпати (слабку розкладеність деяких з них можна пояснити відсутністю контакту з поровим розчином), ще рідше мусковіт. Але не менш однорідний кварцовий склад мають щільні кварцитовидні пісковики з пористістю 1-2%, без всяких слідів розущільнення.

Міцність породи – так, ці породи зазвичай мають максимальну міцність в розрізі, але близьку або навіть більшу міцність можуть мати окварцовані карбонати [18].

Карбонатна мінералізація – так, в С-5 переважає сидерит (рис. 5), в В-25-26 – кальцит [2], обидва присутні в цементах зазвичай в невеликих кількостях (2-3%), але зрідка утворюють прошарки невеликої потужності, де карбонатність досягає 20,1%. Але карбонатизація разом з каолінізацією в роботах [5,22] розглядається як етапи стадіального катагенезу.

Сульфідна мінералізація – присутня в досліджуваних пісковиках нижнього карбону (а також

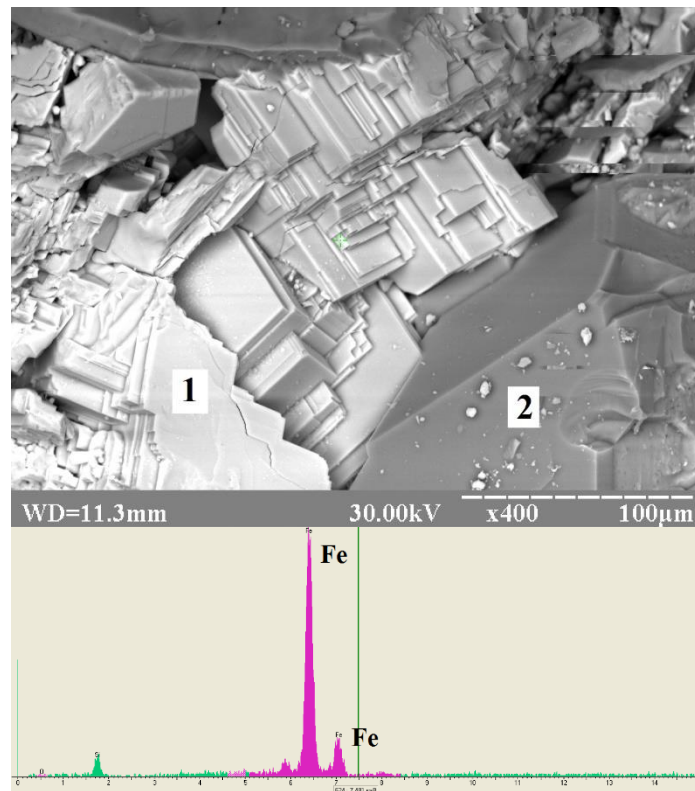


Рис. 5. Сидерит в цементі пісковика. Березівське род., св. № 203, С-5,479,7-4757,3 м, № 45065. 1 - сидерит, 2 - кварц. РЕМ-106, фото Я. Лукіна

в пісковиках інших типів різного віку) на різних глибинах. Зустрічаються частіше пірит (рис.6), рідше сфалерит (рис. 7), халькопірит (рис.8). Більш-менш індивідуалізовані кристали зустрічаються по всьому продуктивному розрізу, на великих глибинах часто зустрічаються фрамбої-

ди піриту. Але для утворення розсіяних сульфідів не обов'язково залучати мантіїні розчини. Утворення сульфідів на великих глибинах цілком може відбутися за рахунок домішок, що вивільнюються при масовому розчиненні кварцу за принципом Рікке [5].

Те ж барит - він дійсно зустрічається і в нижньому, і в верхньому карбоні родовищ, що нас цікавлять, причому не тільки на великих глибинах (рис. 9) і не тільки в кварцитоподібних пісковиках (Березівська 124, С31, 3410-3419м). Але знову ж таки, по [5] він може бути утворений за рахунок цельзіанової молекули ($Ba[Al_2Si_2O_8]$) польових шпатів. Сам по собі цельзіан ($Ba[Al_2Si_2O_8]$ до 90%), як і гіалофан ($Ba[Al_2Si_2O_8]$ до 40%), дуже рідкісний, але домішка барію в польових шпатах досить часта, хоч і невелика (1-2%) [23]. Але і бариту в пісковиках не багато.

Фосфатна мінералізація-кристал одного з різновидів апатиту – в рамках даної роботи відзначена тільки у відкладах верхнього карбону Березівського родовища (рис. 10). Можливо, при більш масових аналізах буде відзначено її присутність і в відкладах нижнього карбону, але вже зі сказаного видно, що вона навряд чи грає роль специфічного мінерального індикатора метасоматичного колектора.

Титанова мінералізація – в розглянутих пісковиках зустрічається і рутил, і брукіт, і анатаз, і лейкоксен (рис. 4, 11), причому не тільки на великих глибинах (Чкалівська 8, С-5, 2847-2854 м.). Мінерали титану в не меншій кількості присутні і в пісковиках з карбонатно-глинистим цементом верхнього карбону Березівського родовища (Березівська 124, С31, 3410-3419 м). Але в літературі всі вони описані як аутигенні мінера-

ли без будь-якого зв'язку з глибинними гідротермами [24 та ін.]. Утворюються вони або за рахунок розкладання уламкових рудних – ільменіту, титаномagnetиту, сфену ($CaTi[SiO_4]O$), або за рахунок титану, концентрованого органічною речовиною, яка в достатній мірі зустрічається в вугленосних відкладах.

З приводу частинок самородних металів, природних сплавів і інтерметалідів – ці частинки присутні в невеликій кількості, дуже малі і ідентифікуються зазвичай тільки за допомогою електронного мікроскопа, за допомогою об'єднаного з ним мікроаналізатора. Отриману картину не завжди вдається достовірно інтерпретувати і через те, що неоднаково добре реєструються різні елементи, і через те, що результат аналізатора обумовлений тим, які еталони закладені при розробці його програм. Внаслідок цього, на нашу думку, результат сильно залежить від того, що хоче побачити інтерпретатор.

Згідно [13,14] в якості індикатора можна розглядати альбітизацію плагіоклазів. При вилугуванні звільняється Na, який при підвищених температурах заміщає Ca уламкового плагіоклазу. Привнесу Na немає, для утворення альбіту Na береться з вихідного плагіоклазу. Ca частково йде в розчин, утворюється дірчастий, кородований кристал – псевдоморфоза альбіту по вихідному, більш основному плагіоклазу. Автори вказують, що процес дуже характерний для гідро-

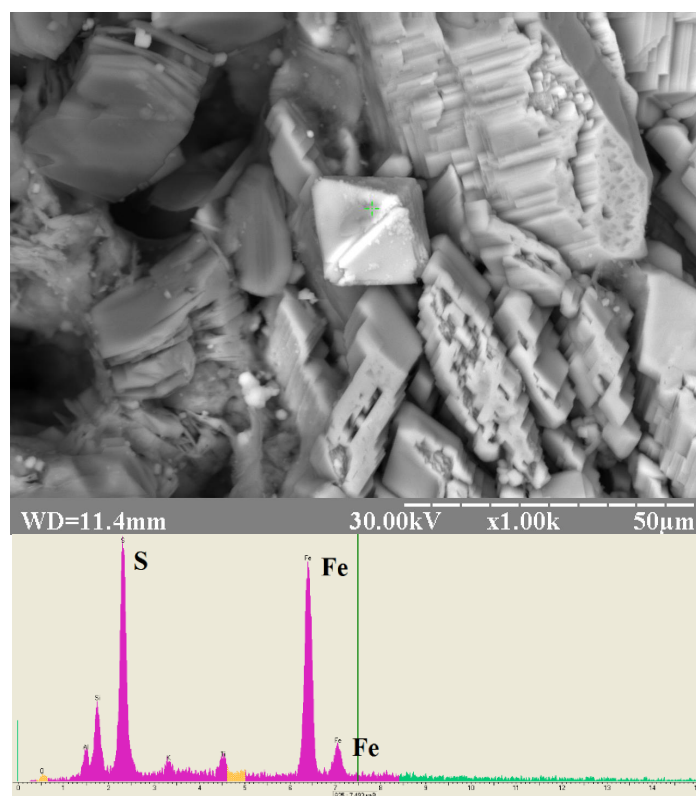


Рис. 6. Октаедричний кристал піриту, Березівська св. №203, С-5, 4749,7-4757,3 м, №45065. РЕМ-106, фото Я. Лукіна

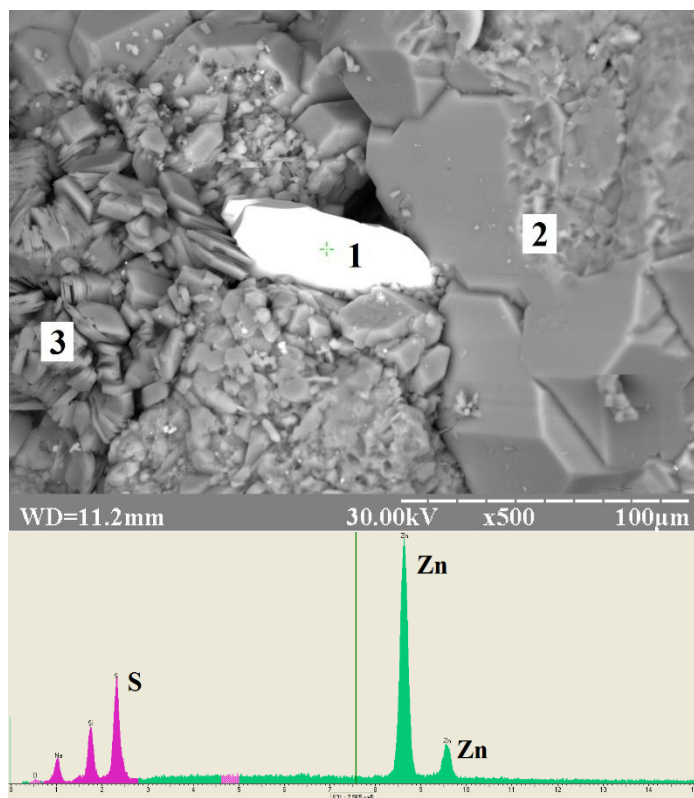


Рис. 7. Сфалерит, Березівська св. №203, С-5, 4749,7-4757,3 м, № 45076.
1 - сфалерит, 2 - кварц, 3 - каолініт. РЕМ-106, фото Я. Лукіна

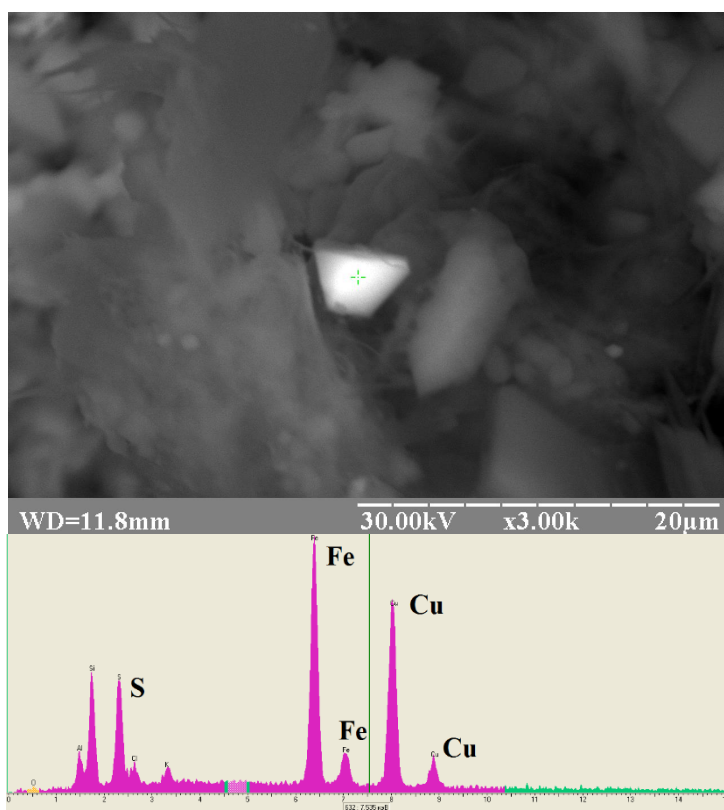


Рис. 8. Халькопірит. Чкалівська св. №8, С-5, 2847-2854 м, №50364.
РЕМ-106, фото Я. Лукіна

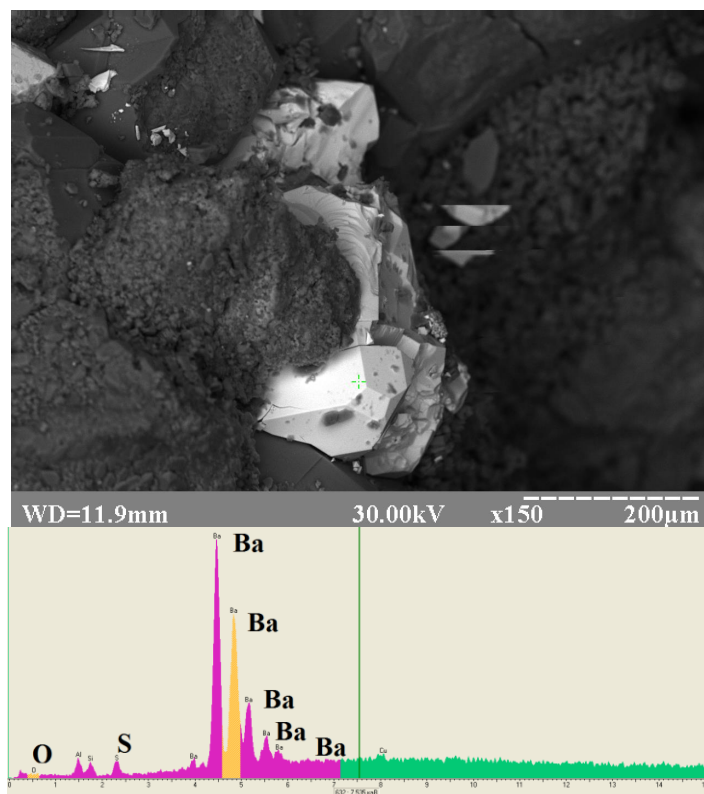


Рис. 9. Барит. Чкалівська св. №8, С-5, 2892-2900 м, №50364.
РЕМ-106, фото Я. Лукіна

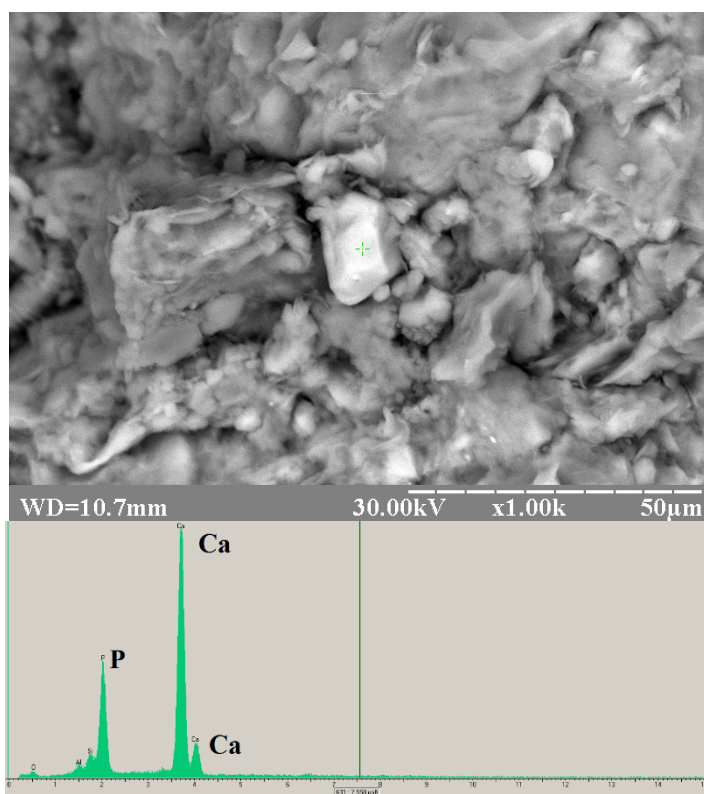


Рис. 10. Фосфат. Один з різновидів апатиту. Березівська св. №124, С₃¹, 3410-3419 м, № 45296.
РЕМ-106, фото Я. Лукіна

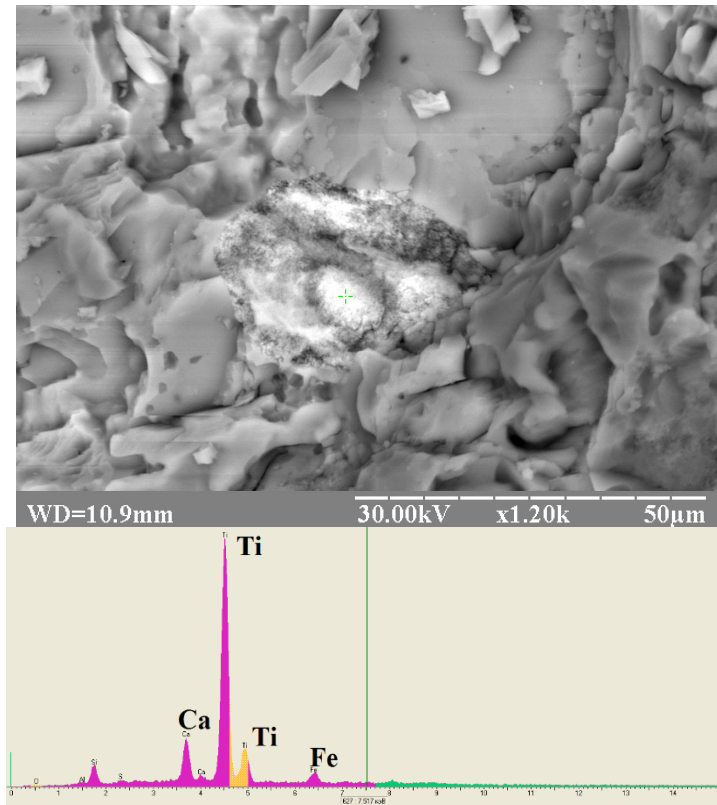


Рис. 11. Лейкоксен, імовірно за сфеном. Березівська св. №150, В-25-26, 5936-5938 м, РЕМ – 106, фото Я. Лукіна

термального мінералоутворення. Однак цей процес в деталях описаний А.В. Копеліовичем і для нормальної ходи прогресивного стадіального катагенеза. У роботі [5] процес розглядається як заміщення в решітці Ca^{2+} і Al^{3+} на Na^{+} і Si^{4+} в результаті чого анортитова молекула заміщається альбітовою. Причиною він бачить високий тиск, при якому така заміна енергетично вигідна (іонні радіуси Na^{+} і Si^{4+} менше іонних радіусів Ca^{2+} і Al^{3+}). Ca^{2+} і Al^{3+} , що вивільнюються, можуть витрачатися на утворення цеолітів або йдуть в порові розчини. Згідно зі спостереженнями А.В. Копеліовича, процес альбітизації йде в лужному середовищі, при порівняно невисоких тисках і температурах, під впливом звичайних пластових вод, збагачених натрієм і кремнієм.

У роботах А.Д. Коробова і Л. А. Коробової [13,14] мова йде про те, що під впливом агресивних гідротермальних вод утворюються метасомати, яких можна віднести до середньотемпературної (600-400°C) гідротермально-метасоматичної формації пропілітів або вторинних кварцитів. Саме по собі це дуже цікаво, оскільки закономірності гідротермально-метасоматичних процесів рідко в явному вигляді співвідносяться з теорією катагенезу.

Щодо розглянутих пісковиків про пропілітизацію говорити не доводиться, немає ні актинолітів, властивих високотемпературній фації, ні

епідоту, властивого середньотемпературній фації, ні цеолітів, властивих низькотемпературній фації, ні всюдисущого для пропілітів хлориту. Майже завжди властивий пропілітам пірит присутній, але в невеликій кількості і його присутність, як і присутність лейкоксену, може бути пояснена і без залучення агресивних мантійних гідротерм.

Формація вторинних кварцитів, мінералогія яких дійсно подібна мінералогії наших пісковиків, виявлена в районі Красноленінського склепіння, де розташоване Талинське родовище. Формація утворена по тріасових ріолітах і пластам ЮК₁₀₋₁₁ шеркалінської пачки, що перекривають їх, датуються верхнім лейасом, і розвинені в ізольованих западинах, не пов'язаних з центральним для Західного Сибіру Колтогорско-Уренгойським рифтом. Пісковики шеркалінської пачки в гранично переробленому вигляді являють собою дикіт-каолініт-кварцові метасомати, з високими колекторськими властивостями. Автори виділяють дві фації вторинних кварцитів: кварц-(дикіт-каолінітову) і (дикіт-каолініт)-кварцову. У першому випадку переважає каолінізація, у другому – окварцювання.

Кварц-(каолініт-дикітова) фація зосереджена в зонах тріщинуватості, що оперяє великі розломи, січні до фундаменту і чохла. Грає роль віддаленість від розлому і проникність первинної по-

роди. Формується в два етапи. На першому йде розчинення і метасоматичне заміщення нестійких мінералів каолінітом і дикітом. Поблизу розлому в найбільш проникних породах зазвичай формується дикіт, далі – обидва мінерали зі змінним успіхом, але в цілому на стадії домінує дикіт. Іноді присутній адуляр – структурний різновид калієвого польового шпату ($K[AlSi_3O_8]$), найбільш вільний від домішок і типовий для високотемпературних гідротермальних кварцових жил. Характерна висока дисперсність всіх новоутворених мінералів. На зміну розчиненню приходить формування великокристалічного дикіт-каолінітового цементу, в меншій мірі-регенерація уламкового кварцу. Дикіт-каолінітового цементу в цілому небагато (1-2%), причому обох мінералів приблизно порівну.

(Дикіт-каолініт)-кварцова фація приурочена до великих розривів і локалізована в найбільш проникних породах. Формується в два етапи, спочатку повне кислотне розчинення нестійких компонентів, потім гідротермальне окварцювання. На ранньому етапі переважає розчинення мінерального матриксу і карбонатного цементу по системах мікро - і макротріщин, по яких циркулюють гарячі розчини. Розчиняється все, що може, причому має місце повний винос продуктів за межі зони. З'являються вторинні порожнечі, розширюються тріщини. Характерна присутність аутигенного тонкодисперсного кварцу, що складає глинисту фракцію (менше 0,01). Активне розчинення змінюється регенерацією уламкового кварцу і розвитком мікродруз в пустотах вилугування. У значно меншій мірі формується каолініт-дикітовий поровий цемент.

Зауважимо, що і тут ми не бачимо характерних для формації вторинних кварцитів високоглиноземистих мінералів, які могли б служити індикаторами: корунд, алуніт, діаспор, андалузит, серицит. Присутні тільки каолініт-дикіт, рутит і пірит, присутність яких, як показано вище, не обов'язково пов'язана з гідротермальним процесом.

Породи формації вторинних кварцитів набувають проникності від перших сотень мД, до 4,5 Д при пористості від 16 до 23%. При таких параметрах їх можна розглядати як вторинні суперколектори.

Якщо пропілітам багато авторів приписують площинне поширення, то вторинні кварцити однозначно пов'язані з системами живильних розломів [25]. У цьому випадку цікаво оцінити розміри ореолу метасоматичних змін, відстань від живильного розлому. У разі якщо зміни розвиваються уздовж ізольованої тріщини в слабо-

тріщинуватих і малопроникних породах, потужність ореолу коливається від десятків сантиметрів до перших метрів. Якщо живильний канал являє собою чітку тектонічну зону, разом з оперяючими тріщинами і ділянками тріщинуватості, зміни йдуть від головного структурного елемента на десятки і сотні метрів [25]. У нашому випадку за живильні розломи можна прийняти скиди, що ускладнюють північно-східні крила структур Котелевсько-Березівської зони і розташовані уздовж довгої осі складок разом з системою більш дрібних оперяючих скидів. Якщо врахувати попередньо розвинену тріщинуватість, що забезпечує високу проникність кварцитовидних пісковиків, то дійсно, метасоматичні процеси можуть повністю охопити ці пісковики в межах площ продуктивних горизонтів Котелевської і Березівського родовищ.

Висновки. 1. Як видно з наведеного матеріалу, на тлі закономірного ущільнення пісковиків даного типу розущільнення кварцитовидних пісковиків горизонтів В-25-26 нижнього карбону представляється аномалією, яку природно пояснити впливом будь-якого накладеного процесу, наприклад, проявом гіпогенно-алотигенного розущільнення.

2. Проведений аналіз показує, що специфічних мінеральних індикаторів гіпогенно-алотигенного розущільнення поки не знайдено. Значить, чисто петрографічними методами переконливо довести що аномальна пористість утворена вторгненням мантійних агресивних флюїдів не представляється можливим. Це не означає, що цього процесу не могло бути, це означає, що цьому поки немає однозначних доказів, так як відмічені в наших зразках мінералогічні особливості допускають різні тлумачення.

3. В рамках можливого гідротермального процесу пористість і особливості мінерального складу, в тому числі і мінеральні індикатори вторинного колектора, повинні змінюватися в залежності від відстані до живильного розлому і проникності колектора. Характерною рисою всіх метасоматитів є метасоматична зональність.

4. Питання утворення вторинної пористості має величезне практичне значення для оцінки перспектив газоносності: або великі глибини представляються зоною закономірно загасаючого газонакопичення, або – зоною з хорошими перспективами нафтогазоносності де закономірно виникають вторинні колектори, тобто відокремленою глибинною зоною газонакопичення [15], що має свої специфічні джерела живлення, колектора і покришки.

Література

1. Лукин А.Е. Нефтегазоносные коллекторы глубоководноугольных комплексов центральной части Днепровско-Донецкой впадины [Текст] / А.Е. Лукин, Н.В. Щукин, О.И. Лукина, Т.М. Пригарина //

- Геофизический журнал, 2011. – № 1. – Т. 33. – С. 3-27.
2. Поверенний С.Ф. Распространение карбонатных цементов в песчаниках юго-востока ДДВ в связи с возможностями образования в них вторичной пористости на больших глубинах [Текст] // С.Ф. Поверенний, А.И. Лурье / Геологический журнал, 2020. – №3. – С. 3-16.
 3. Коссовская А.Г. Проблема эпигенеза. В сб. Эпигенез и его минеральные индикаторы [Текст] / А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов. – М.: Наука, 1971. – 170 с.
 4. Коссовская А.Г. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений западного верховья [Текст] / А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов / В сб. О вторичных изменениях осадочных пород // Труды АН СССР, вып.5. – М., 1956. – С. 135-168.
 5. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы [Текст] / А.В. Копелиович / Труды геологического инс-та. – Вып. 121. – М.: Наука, 1965. – 349 с.
 6. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород [Текст] / Н.В. Логвиненко. – Л.: Наука, 1968.
 7. Перозин Г.Н. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности [Текст] / Г.Н. Перозин / В кн. Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. – М.: Наука, 1967.
 8. Долуда М.Е. Вторичные изменения палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и перспективы нефтегазоносности на больших глубинах [Текст] / М.Е. Долуда, С.В. Литвин, С.Д. Харченко, О.Ф. Рябых и др. // ВНИИЭМС. – М., 1970. – 46 с.
 9. Долуда М.Е. Региональный эпигенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины и его влияние на коллекторские свойства [Текст] / М.Е. Долуда, С.В. Литвин, С.Д. Харченко // Литология и полезные ископаемые, 1968. – №4.
 10. Лукин А.Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью [Текст] / А.Е. Лукин. – М.: Недра, 1977. – 102 с.
 11. Лебедев Б.А. Геохимия осадочных процессов в осадочных бассейнах [Текст] / Б.А. Лебедев. – Л.: Недра, 1992. – 239 с.
 12. Лукин А.Е. Гипогенно-аллогенетическое разуплотнение – ведущий фактор формирования вторичных коллекторов нефти и газа [Текст] / А.Е. Лукин // Геол. журнал. 2002. – №4. – С. 15-32.
 13. Коробов А.Д. Рифтогенно-осадочный комплекс платформ как порождение гидротермально-метасоматических процессов в породах переходного комплекса и осадочного чехла [Текст] / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, А.Т. Колотухин и др. // Учёные записки Казанского ун-та, т. 153, кн. 4, 2011. – С. 183-198.
 14. Коробов А.Д. Пульсирующий стресс, как отражение тектоногидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (На примере Западной Сибири) [Текст] / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2011, №6. – С. 4-12.
 15. Зиненко И.И. Глубинные зоны газонакопления ДДВ [Текст] / И.И. Зиненко, А.П. Зарицкий // Нефтяная и газовая промышленность, 1992., №1. – С. 12-15.
 16. Лагутин А.А. Условия формирования и литофизические свойства пород-коллекторов глубокозалегающего продуктивного горизонта В-25-26 Котелевского месторождения по данным изучения керна [Текст] / А.А. Лагутин, С.Ф. Поверенний // Питання розвитку газової промисловості України. – Випуск XXX. – Харків, 2002. – С. 69-75.
 17. Діц Р.А. Буріння інтервалів з аномально низькою буримістю [Текст] / Р.А. Діц, М.В. Боровік, С.Ф. Поверенний // Питання розвитку газової промисловості України. Геологія газових і газоконденсатних родовищ; Зб. наук. праць. – УкрНДІГаз. – Харків, 2013. – Вип. XXXXI. – С.79-85.
 18. Поверенний С.Ф. Пісковики з аномально низькою буримістю [Текст] / С.Ф. Поверенний. Р.А. Діц, М.В. Боровік, О.В. Піддубна // Нафтогазова галузь України, №3, 2014. – С. 23-26.
 19. Поверенний С.Ф. Піщаний колектор горизонту В-25-26 Березівського газоконденсатного родовища за даними вивчення керну [Текст] / С.Ф. Поверенний. С.В. Кривуля, А.И. Лур'є, О.В. Піддубна // Вісник ХНУ ім. Каразіна №46, 2017. – С. 23-36. https://doi.org/10.26565/2410_7360_2017_46_03
 20. Петтиджон Ф.Дж. Пески и песчаники [Текст] / Ф.Дж. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер / Серия «Науки о Земле», т. 67. – М.: Мир, 1967. – 365 с.
 21. Геологический словарь [Текст] / Изд. 2 испр. В 2 т. – М.: Недра, 1978.
 22. Григорчук К.Г. Эволюция коллекторских свойств в литогенезе [Текст] / К.Г. Григорчук // Геология нефти и газа, №7, 1989.
 23. Годовиков А.А. Минералогия [Текст] / А.А. Годовиков. – М.: Недра, 1975. – 520 с.
 24. Ренгартен Н.В. Минералы титана в угленосных осадочных породах [Текст] / Н.В. Ренгартен / В сб. «О вторичных изменениях осадочных пород» // Труды АН СССР, вып.5. – М., 1956. – С. 125-134.
 25. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. [Текст] / Б.И. Омеляненко. – М.: Недра, 1978. – 216 с.

Внесок авторіє: Поверенний С.Ф. – аналіз літературних і фактичних даних, постановка проблеми, концепція роботи, методологія, складання таблиць і побудова графіків, формулювання висновків; Лур'є А.И. – аналіз, оцінка і обговорення вихідних матеріалів і отриманих результатів, формулювання висновків.

UDC 553.98

Sergey Poverenniy,

Senior Researcher, Ukrainian Research Institute for Natural Gases,
20 Gimnaziyna naberejna, Kharkiv, 61010, Ukraine,
e-mail: sergei-poverenniy@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-7836-6278>;

Anatoliy Lurye,

Doctor of Science (Geology and Mineralogy), Professor,
V. N. Karazin Kharkiv University, 4 Svobody Sq., Kharkiv, 61022, Ukraine,
e-mail: anlure16@gmail.com, <http://orcid.org/0000-0003-4836-5781>

ON THE QUESTION OF CREATION OF SECONDARY POROSITY IN LARGE-DEPTH SEDIMENTS OF THE SOUTH-EAST OF THE DNEPROVSK-DONETSK DEPRESSION

Introduction. Currently, most researchers associate the main prospects of oil and gas potential with great depths. The most important component of the problem of oil and gas potential at great depths is the problem of reservoir availability. This problem still has no clear solution. From the point of view of the classical theory of stadal catagenesis, with depth, the primary porosity naturally and irreversibly decreases, and we can only talk about how quickly this happens. In this case, large depths appear to be a zone of fading oil and gas potential without any special prospects. The theory of superimposed catagenesis comes to the rescue, which shows that there are processes that naturally lead to the formation of secondary porosity, a secondary reservoir, and then large depths represent a special deep zone of gas accumulation.

According to the views of many researchers, including the authors of this work, quartz sandstones with regenerative quartz cement – quartzite sandstones - are the most promising in terms of reservoir properties at great depths.

The aim of the work is to establish the regularities of compaction of quartzite sandstones with depth, to identify anomalies in the compaction process and to try to interpret them using mineral indicators of hypogenic-allogenic porosity formation – one of the varieties of superimposed catagenesis of great depths.

Previous study. The theory of metasomatic reservoir formation as a result of hypogenic-allogenic porosity formation is one of the most developed. It is based on the penetration of a certain favorable composition of deep aggressive fluids into the reservoir during the period of tectonic-magmatic activation with leaching of some components and deposition of others. It is assumed that this process is accompanied by the crystallization of certain indicator minerals.

Result of work. The graphs constructed in the course of this work reflect both a natural change in the porosity of this type of Sandstone with depth, and show an anomaly associated with some superimposed process that allows for different explanations. It is natural to use indicator minerals to solve the problem, but the analysis shows that specific indicator minerals of hypogenic-allogenic decompression have not yet been found, and all the minerals involved can be interpreted as minerals of one of the stages of stadal catagenesis. This does not disprove the possibility of the formation of a secondary metasomatic reservoir by the above mechanism, but it is not possible to prove its implementation by the indicator minerals noted in the studied samples.

Relevance. The question of the formation of secondary porosity is of great practical importance for assessing the prospects of gas content: either large depths are represented by the area of naturally decreasing gas accumulation, or the area of naturally occurring secondary reservoirs with good oil and gas prospects, which can be distinguished as a separate deep zone with its own specific power sources, reservoirs and cap rocks.

Keywords: secondary porosity; secondary reservoir; metasomatic reservoir; indicator minerals; superimposed catagenesis; quartzite sandstones; oil and gas potential of great depths.

References

1. Lukin A.E., Shchukin N.V., Lukina O.I., Prigarina T.M. (2011). Oil and gas reservoirs of deep-lying lower Carboniferous complexes in the Central part of the Dnieper-Donets basin. *Geophysical journal*, 1, 33, 3-27.
2. Poverenniy S.F., Lure A.J. (2020). Distribution of carbonate cements in the sandstones of the South-East of the DDV due to the possibility of secondary porosity formation in them at great depths. *Geological journal*, 3, 3-16.
3. Kossovskaya A.G., Shutov V.D. (1971). The problem of epigenesis. In the collection "Epigenesis and its mineral indicators". M., Nauka, 70.
4. Kossovskaya A.G., Shutov V.D. (1956). The nature and distribution of mineral neoplasms in the section of meso-Paleozoic deposits of the Western Verkhoyansk region. In the collection on secondary changes in sedimentary rocks. *Proceedings of the USSR Academy of Sciences*, M., 135-168.

5. Kopeliovich A.V. (1965). Epigenesis of ancient strata of the South-West of the Russian platform. *Proceedings of the geological Institute*. 121, M., Nauka, 349.
6. Logvinenko N.V. (1968). *Postdiagenetic changes in sedimentary rocks*. L., Nauka.
7. Perozio G.N. (1967). Secondary changes in Mesozoic deposits of the Central and South-Eastern parts of the West Siberian lowland. In the book. *Post-sedimentary transformations of Siberian sedimentary rocks*. M., Nauka.
8. Doluda M.E., Litvin S.V., Harchenko S.D., Ryabyh O.F. i dr. (1970). Secondary changes in Paleozoic deposits of the Dnieper-Donets basin and prospects for oil and gas potential at great depths. *VNIIEMS*, M., 46.
9. Doluda M.E., Litvin S.V., Harchenko S.D. (1968). Regional epigenesis of Carboniferous deposits of the Dnieper-Donets basin and its influence on reservoir properties. *Lithology and mineral resources*, №4.
10. Lukin A.E. (1977). Formations and secondary changes in Carboniferous deposits of the Dnieper-Donets basin due to oil and gas potential. M., Nedra, 102.
11. Lebedev B.A. (1992). *Geochemistry of sedimentary processes in sedimentary basins*. L., Nedra, 239.
12. Lukin A.E. (2002). Hypogenic-allogenic decompression is a leading factor in the formation of secondary reservoirs of oil and gas. *Geological journal*. 4, 15-32.
13. Korobov A.D., Korobova L.A., Kolotuhin A.T., Muhin V.M., Eliseeva L.V. (2011). Rift-sedimentary complex of platforms as a result of hydrothermal-metasomatic processes in rocks of the transition complex and sedimentary cover. *Scientific notes of the Kazan University*. 153, 4, 183-198.
14. Korobov A.D., Korobova L.A. (2011). Pulsating stress as a reflection of tectonohydrothermal activation and its role in the formation of productive reservoirs of the cover (on the example of Western Siberia). *Geology, Geophysics and development of oil and gas fields*, 6, 4-12.
15. Zinenko I.I., Zarickij A.P. (1992). Deep zones of gas accumulation of DDV. *Oil and gas industry*, 1, 12-15.
16. Lagutin A.A., Poverennyi S.F. (2002). Conditions of formation and lithophysical properties of reservoir rocks of the deep-lying productive horizon B-25-26 of the Kotelevsky field according to core study data/ *Issues of development of the gas industry in Ukraine*. Release XXX, Harkiv, 69-75.
17. Dic R.A., Borovik M.V., Povyeryennij S.F. (2013). Drilling intervals with abnormally low drillability. *Issues of development of the gas industry in Ukraine. Geology of gas and gas condensate fields; SB. nauk. trudov UkrNDIGaz*, Kharkiv, XXXHI, 79-85.
18. Povyeryennij S.F., Dic R.A., Borovik M.V., Pidubna O.V. (2014). Sandstones with abnormally low drillability. *Oil and gas industry of Ukraine*, 3, 23-26.
19. Povyeryennij S.F., Krivulya S.V., Lur'ye A.J., Pidubna O.V. (2017). Sand reservoir of the b-25-26 horizon of the Berezovsky gas condensate field according to core study data. *Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv national University*, 46, 23-36. <https://doi.org/10.26565/2410.7360.2017.46.03>
20. Pettidzhon F.Dzh., Potter P., Siver R. (1967). *Sands and sandstones*. Earth Science series, 67. Mir, M., 365.
21. *Geological dictionary* (1978). izd. 2 ispr. V 2 t. Nedra, M.
22. Grigorchuk K.G. (1989). Evolution of reservoir properties in lithogenesis. *Oil and gas Geology*, 7.
23. Godovikov A.A. (1975). *Mineralogy*. M., Nedra, 520.
24. Rengarten N.V. (1956). Titanium minerals in coal-bearing sedimentary rocks. In sat. *Secondary changes in sedimentary rocks. Proceedings of the USSR Academy of Sciences*, 5, M., 125-134.
25. Omelyanenko B.I. (1978). Near-ore hydrothermal changes in rocks. M., Nedra, 216.