

УДК 551.25:[552:578+553.2]:552.5(477)

Гожик П.Ф., Лукін О.Ю., Шумлянський В.О., Загнітко В.М., Деревська К.І., Івантишина О.М., Курило М.В., Александров О.Л.

ЛІТОГЕОДИНАМІЧНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ УТВОРЕННЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН ОСАДОЧНО-ПОРОДНИХ БАСЕЙНІВ УКРАЇНИ

Проект ДФФД: № 06.07/022

Керівник проекту:

Гожик Петро Федосійович,

чл.-кор. НАН України,

доктор геол.-мін. наук

Інститут геологічних наук НАН України

Вступ

Осадочно-породні басейни (ОПБ) займають дві третини території України, облямовуючи Український щит - вихід на поверхню докембрійського кристалічного підмурку Східно-Європейської платформи. Вивчення різних типів ОПБ та пов'язаних з ними корисних копалин дозволило виявити складний зв'язок між літогенезом, гідрогеологічними (палеогідрогеологічними) умовами, нафтогазоносністю, епігенетичними (алогенетичними) змінами порід і рудною мінералізацією (або геохімічними концентраціями). Вивчення фізико-хімічних умов утворення алогенетичних змін і рудної мінералізації (термобарогеохімія, ізотопна геохімія, ртутметрія тощо) доповнює метод літогеодинамічного аналізу і дозволяє виявити причини зв'язку між вище наведеними умовами і процесами. Між тим на цей час у вивченні нафто- і рудогенезу в ОПБ залишається багато дискусійних питань.

У першу чергу - це внесок літогенезу і глибинних (у тому числі мантійних) процесів в підземну гідросферу ОПБ, в нафто- і рудоутворення. Оскільки в багатьох випадках спостерігається парагенетичний зв'язок між ртуттю і вуглеводнями, стає питання про причини і глибину формування цього зв'язку. Важливе значення має питання впливу на нафто- і рудоутворення геотермічного режиму ОПБ і літосфери взагалі, а також ролі магматизму.

Метою проекту ДФФД № 06.07/022, який надає фінансову підтримку дослідженням, що виконуються, є виявлення літогеодинамічних закономірностей утворення корисних копалин осадочно-породних басейнів України. Тут маються на увазі корисні копалини, утворені на стадіях ката-і метагенезу осадочних порід в ОПБ Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену, Українських Карпат і Азово-Чорноморського регіону. Отримані внаслідок виконання проекту фундаментальні знання можуть бути використані для розуміння природних процесів у будь-якому ОПБ Землі.

Практичне значення досліджень полягає в отриманні нових критеріїв прогнозування перспективних районів як відносно рудних корисних копалин, так і нафтових, і газових родовищ.

Літогеодинамічні закономірності нафтогазоносності і рудоносності Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену

На території України розташовані два крупних сегменти авлакогену: Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) і Донецька складчаста область (ДСО) (рис.1). ДДЗ поділяється на два самостійних нафтогазоносних басейни (НГБ), істотно різних за геологічним розвитком, геотектонічним і гідрогеологічним режимами, стратиграфічному і формаційному діапазонам нафтидоносності, фазово-геохімічному різноманіттю нафтоїдних скупчень. При цьому спостерігається закономірний зв'язок диференціації ПДДА на окремі басейни від особливостей його глибинної будови. Все це створює унікальні можливості для вивчення генетичного зв'язку глибинних тектоно-геодинамічних факторів з особливостями геологічної будови, літології, гідрогеології, нафтогазоносності НГБ [3].

У межах ДСО і південно-східної частини ДДЗ досить чітко встановлюється зв'язок мінерального складу рудопроявів і ступеня постдіагенетичного перетворення (ката- і метагенезу) вміщуючих їх порід: чим більше вони змінені, тим більш високотемпературні руди вони вміщують. В той же час розміщення рудної мінералізації досить чітко контролюється зонами поперечних та поздовжніх розломів глибокого закладення, але в цьому немає протиріч. Один і той же розлом, перетинаючи ділянки з різним ступенем постдіагенетичної зміни порід, контролює відповідно розміщення різних за мінеральним складом руд. Це добре простежується на прикладі Центрально-Донецького розлому, в зоні якого на відстані 150 км поліметалеве зруденіння Нагольного кряжу змінюється ртутним з бітумоїдами в межах Дружківсько-Константинівської антикліналі. Такі ж взаємовідношення властиві ртутним і вуглеводним покладам.

Площі розвитку газових покладів і рудної (кіноварної та свинцево-цинкової) мінералізації з кальцитом, і бітумами в межах північних, північно-західних окраїн Донбасу, і південно-східної частини ДДВ частково перекриваються. У цілому ж газові родовища і газопрояви залягають в центральній частині ДДВ і по периферії Донецького басейну, особливо північній його межі. Зони розвитку нафтових та нафтогазових родовищ ще більш віддалені від складчастої будови Донбасу. Вони розміщуються на схилі Воронезької антеклізи і крайових частинах ДДВ. На північному заході ДДВ нафтогазова та нафтова зони замикаються, обмежуючи газоносні площі (рис.1).

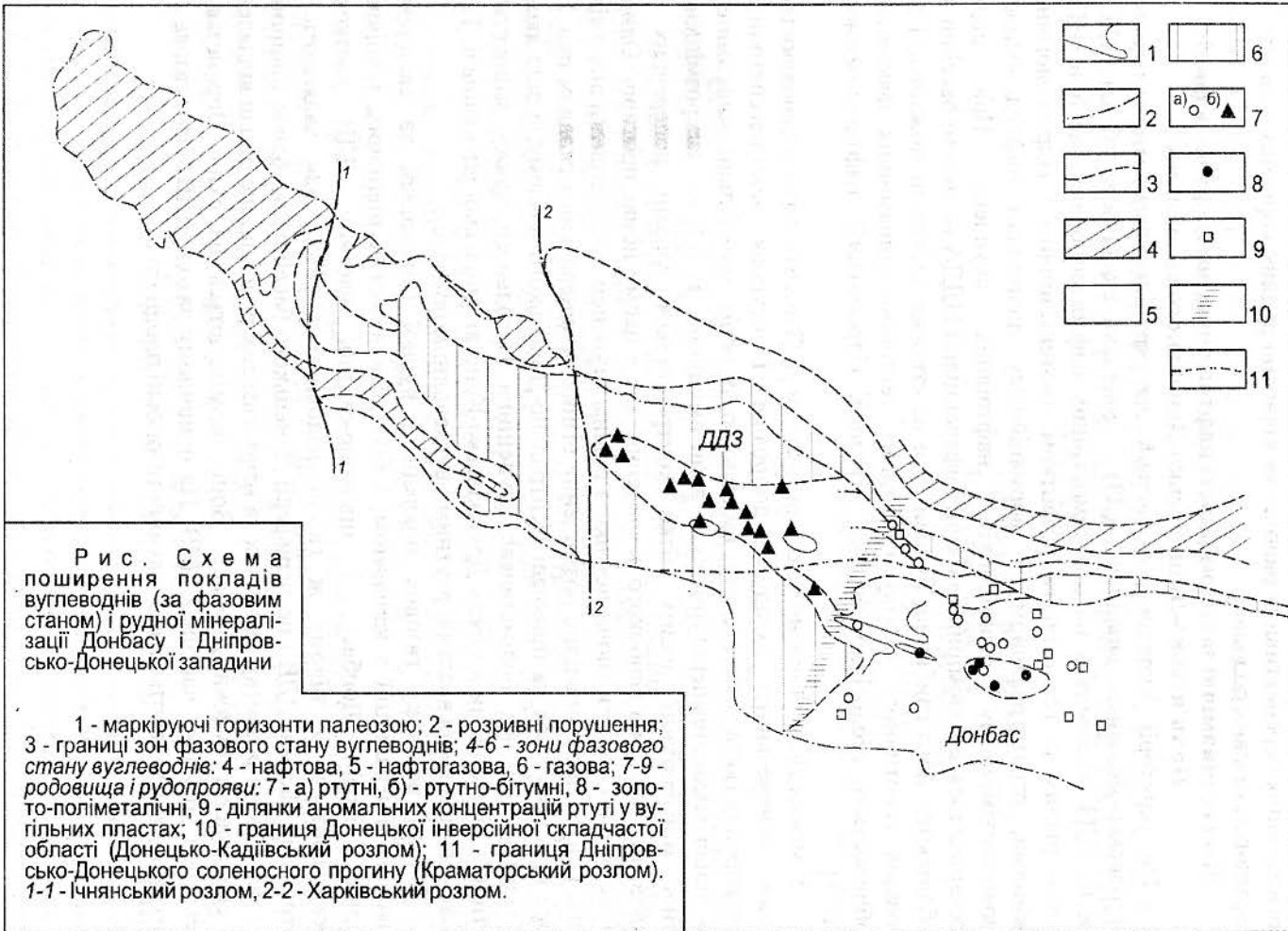


Рис. Схема поширення покладів вуглеводнів (за фазовим станом) і рудної мінералізації Донбасу і Дніпровсько-Донецької западини

1 - маркуючі горизонти палеозою; 2 - розривні порушення; 3 - границі зон фазового стану вуглеводнів; 4-6 - зони фазового стану вуглеводнів: 4 - нафтова, 5 - нафтогазова, 6 - газова; 7-9 - родовища і руднопрояви: 7 - а) ртутні, б) - ртутно-бітумні, 8 - золото-поліметалічні, 9 - ділянки аномальних концентрацій ртуті у вугільних пластах; 10 - границя Донецької інверсійної складчастої області (Донецько-Кадіївський розлом); 11 - границя Дніпровсько-Донецького соленосного прогину (Краматорський розлом). 1-1 - Ічнянський розлом, 2-2 - Харківський розлом.

Деснянський нафтоносно-бітумоносний басейн

Деснянський басейн межує з Прип'ятським по Лоевському глибинному розлому, а з Дніпровським – по Ічнянській структурній зоні, включаючи в себе Брагинсько-Лоевський виступ і крайній північний захід ДДЗ. Від іншої частини ДДЗ він відрізняється: явною відсутністю верхньопротерозойського рифтогенного комплексу, різким перевищенням значень максимальних потужностей девону (до 4-5 км) над карбоном (до 2 км), наявністю в приосьовій зоні системи докембрійських виступів (Кошелівський та ін.), у межах яких відсутні девон і турнейський ярус карбону.

Рифтогенез у Деснянському грабені розпочався у франському віці девону. Він характеризується поєднанням соленакопичення і утворення карбонатних рифів, формуванням системи грабенів і кільцевих структур центрального типу. В ка'яновугільний та ранньопермський час над Деснянським грабеном утворюється платформний прогин (синекліза), заповнений паралічними вугленосними відкладами карбону та галогенними відкладами ранньої пермі. Виділяються фази тектоногенезу на рубежі девону і карбону, карбону і пермі, пермі і триасу, крейди і палеогену, що відбиваються на рості соляних діапірів і кріптодіапірів, формуванні блокової структури фундаменту, утворенні гідротермальної мінералізації в діапірових брекчіях соляних штоків, зонах розломів і верствах водопроникних порід.

Гідротермально-змінені породи виявлені нафтопошуковими свердловинами на великих глибинах переважно у відкладах тріасу, пересазької товщі верхньої пермі і діапірових брекчіях соляних штоків. У відкладах тріасу на Олишевській і Новобасанській антикліналях серед епігенетично відновлених і аргілізованих червоноколірних порід тріаса зустрічаються тверді чорні бітуми, інколи ураноносні. Найбільші зміни порід відзначаються уздовж Ічнянського субдовготного розлому - східній границі Деснянського басейну. В кам'яній солі Парафіївського соляного штоку виявлено паризит, який звичайно зустрічається серед відносно високотемпературних березитів в східній частині ДДЗ, а в межах діапірових брекчій Парафіївського, Переволочнянського, Гнединцевського, Логовиківського, Каплинцевського соляних штоків проявлена аргілізація як цементу, так і уламків порід.

У східній частині Ічнянського тектонічного вузла, в діапіровій брекчії Парафіївського соляного штоку, виявлено флюорит в асоціації з кальцитом, доломітом, кварцом (гірський криштал), піритом, сфалеритом і целестином.

Поліметалічна мінералізація виявлена в діапірових брекчіях багатьох соляних штоків: Логовиківського, Яцино-Логовиківського, Каплинцевського, Парафіївського, Ніжинського, а також у межах Великозагорівської і Анисівської антикліналей. Свинцево-цинкова мінералізація зустрічається переважно в карбонатних брекчіях. Діапірові брекчії, крім аргілізації, зазнали сидеритизації, кальцитизації і піритизації (Каплинцевський, Логовиківський соляні штоки). Вміст суми свинцю і цинку в брекчії Каплинцевського штоку досягає 1%.

Характерною рисою зони Ічнянського розлому є присутність мідної мінералізації, яка поширюється і в Дніпровський басейн аж до субдовготного Харківського розлому. В межах Логовиківської солянокупольної структури спостерігається просторова розділеність Pb-Zn та Cu мінералізації. Вміст Pb до 0,06%, Cu - до 0,6%, Zn - до 0,3%, Co - до 0,02%.

Великозагорівська антикліналь (східна перикліналь) в зоні Ічнянського розлому перетинається жилами кальциту з піритом, які сечуть доломіти нижньобашкірського і вапняки верхньовізейського під'ярусів на глибинах 950-1200 м. В доломітах зустрічаються дуже дрібна вкрапленість ковеліну і сліди закірової нафти.

У межах антикліналей Деснянського басейну також зустрінена рудна мінералізація: в пісковиках тріасу (глибина 1103-1108 м) виявлено галеніт у вигляді дрібних кристалів, а серед вулканогенних порід девону - галеніт в тріщинах (Анисівська антикліналь на Чернігівському виступі).

Ртутна мінералізація виявлена тільки в туфопісковиках девону (глибина 4271-4275 м) на Гнединцівській антикліналі. Тут кіновар утворює крупні добре ограничені кристали.

Найбільш пізня мінералізація (самородна сірка) зустрінена в надштоковій брекчії Парафіївського соляного штоку. Звичайно самородна сірка зустрічається разом з карбонатами, целестином і халцедоном.

Деснянський басейн за гідрогеологічними і геотермічними умовами нафтидонакопичення набагато ближче до Прип'ятського басейну, ніж до іншої частини ПДДА. Відсутність явищ гідрогеологічної інверсії, АВІТ та ін. ознак недавньої і сучасної гідродинамічної і гідрохімічної дестабілізації палеозойських водоносних комплексів свідчить про те, що на неоген-четвертинному етапі розвитку процеси нафтогазонакопичення тут не відбувалися. Разючі розбіжності в характері нафтогазонасності девону Прип'ятського і Деснянського басейнів обумовлені в першу чергу відсутністю в межах останнього такої досконалої покринки, як верхньофаменська соленосна товща (з вищезалюгаючим гідрофобним екраном у вигляді старобинських і ствижських горючесланцевих шарів). Тому поклади, що пов'язані з кімерійською і більш давніми фазами тектоно-термальної активізації тут, в основному, просто не збереглися, за винятком непромислових вуглеводневих скупчень, а також покладів важких нафт (мальт) у нижньому карбоні.

Дніпровський нафтогазонасний басейн

Цей, основний за розвіданими і прогнозними запасами нафти і газу на Україні басейн, містить у собі велику частину ДДЗ від Ічнянської групи структур на заході до границі Донецької складчастої області на сході. До його найбільш істотних геологічних відмінностей від Прип'ятського і Деснянського басейнів відносяться: наявність комплексу показників існування системи додевонських грабенів у приосьовій і крайових зонах аж до Ічнянської поперечної тектонічної зони; різке збільшення стратиграфічної повноти розрізу карбону, що превалює тут за максимальними потужностями і обсягом над девоном; поява валоподібних антиклінальних зон (Опошнянсько - Солохівська, Харківцівсько - Глинсько-

Розбишівська та ін.) і складнопобудованих соляних діапирів, що прямо (приштокові резервуари різної природи – Східно-Ведмедівське, Чутівське, Новоукраїнське, Розпашнівське, Кулічихинське та ін.) чи побічно (міжкупольні підняття – Західно-Хрестищинське, Єфремівське, Кегичівське, Меліхівське та ін. родовища) контролюють великі запаси газу і конденсату. З цим закономірно поєднується ускладнення гідрогеологічних і палеогеотермічних умов, різке розширення промислової нафтогазоносності і т.п.

Девонський рифтогенез характеризується тут розвитком системи тектоно-магматичних структур і рифтогенних глибоких прогинів у приосьовій і крайових зонах. Накопичення карбонатних, доманікових, соленосних, вулканогенних, теригенно-флішодних формацій різко ускладнює геологічну будову девону. Іншою специфічною особливістю Дніпровського басейну є дуже розтягнутий багатоступінчастий характер переходу від рифтогенезу до пострифтогенного прогинання з кількарязовою проявою інверсійного тектогенезу. У порівнянні з північно-західною частиною авлакогену тут різко зростає інтенсивність пострифтогенного карбонатного синеклізно-міогеосинклінального прогинання, на тлі якого відзначені ознаки кількарязової активізації похованих девонських рифтогенних структур. Ознаками деякого поживлення рифтогенезу характеризується й ранньопермське грабен-синеклізне прогинання, у результаті якого сформувалася система глибоких (до 2,5-3,5 км) палеодепресій з міденосними червоноколірними відкладами.

Епісинеклізна стадія починається тут, як і в Деснянському басейні, у передпересазький час. Відповідний їй поверх містить у собі пермотріасову дронівську серію, мезозойські і кайнозойські відклади (загальна потужність від 0,8-1 км до 3-5 км). На відміну від Деснянського басейну з більш витриманими (0,8-1,6 км) сумарними потужностями мезозою-кайнозою, тут виділяється ряд мезокайнозойських палеодепресій різного порядку. При цьому, поряд з локальними приштоковими котловинами типу «утиснених синкліналей» (потужності від 2 до 5 км), виділяється система більш великих депресій, що частково захоплюють Срібненську, Зеньківську, Жданівську та Орчиківську западини (потужності 2-3 км). Це зближує даний етап розвитку Дніпровського басейну з ранньопермським, що поряд із присутністю депресійних фацій і вулканогенних порід свідчить про підвищену (у порівнянні з типовим платформним режимом) тектонічну активність. Це характерне також для неотектонічного і сучасного розвитку даного басейну, чим він різко відрізняється від Деснянського. Практично вся його територія здійснюється із швидкостями 2-4 мм/рік. На ряді ділянок швидкості висхідних рухів зростають до 8 мм/рік. Для Дніпровського басейну спостерігається закономірний зв'язок переважної більшості нафтових і газових родовищ з областями сучасного здійснення, приуроченість покладів з АВПТ до ділянок з різко підвищеними швидкостями висхідних рухів, зв'язок відкритої тріщинуватості з зонами різнонаправлених рухів. Особливо знаменним уявляється пряма відповідність між ступенем сучасного здійснення земної кори і рівнем залягання глибинних слабомінералізованих гідрокарбонатних вод, максимальний підйом і висока

гідродинамічна і гідрохімічна активність яких у зоні змішування з літокатагенними розсолами відзначені на Мачуському, Яблунівському, Руденківському, а також Солохівському родовищах, приурочених до районів інтенсивних висхідних рухів.

Усе вищесказане свідчить про більш складний і тектонічно більш активний розвиток Дніпровського басейну, на відміну від північно-західної частини авлакогену. Поряд з нафтогазоносністю більшості численних палеозойських комплексів, тут недавно відкриті промислові нафтові і газоконденсатні поклади в кристалічному фундаменті (Хухринське, Юліївське родовища північного борту авлакогену), а також давно встановлена низка газових покладів у мезозої.

Поява явних ознак сучасної гідрогеологічної інверсії (ГІ) є його найважливішою відміною від Прип'ятського і Деснянського басейнів. Дані глибокого буріння свідчать про те, що на ряді площ (Яблунівка, Абазівка, Солоха, Мачухи, Котельва та ін.) під розсолами хлоркальцієвого типу залягають високонапірні термальні гідрокарбонатнатрієві води з низькою (менше 10 г/л) мінералізацією і високою газонасиченістю, з якими пов'язані геотермобаричні аномалії (пластові тиски з коефіцієнтом аномалійності 1,7-1,9, пластові температури на глибинах 4,5-5,5 км до 145°C). Це добре узгоджується з результатами визначення палеотемператур катагенезу (120-150°) у кальциті в порах нафтогазоносних колекторів таких типових для центральної частини ДДЗ родовищ, як Яблунівське та Ярівське.

Приуроченість газових покладів до зон АВПТ, ознаки недавнього і сучасного осадження кремнезему, окислів заліза, кальциту свідчать про інтенсивні геохімічні процеси в зоні змішування глибинних вод і літокатагенних розсолів.

Це погоджується з підвищеним вмістом бору, ртуті та інших геохімічних індикаторів гіпогенно-алогенетичних процесів як в глибинних конденсаційних водах, так і вміщуючих породах, причому для останніх це пов'язане з більш давніми фазами тектоно-термальної активізації. Вміст ртуті визначався в керні 38 свердловин, розташованих на 28 пошукових площах (антикліналях). Зустрінуто 21 інтервал з аномальним (6,0-88,51*10⁻⁶%) вмістом ртуті в осадочних породах і тільки 2 інтервала (4,2-6,7*10⁻⁶%) в кристалічних породах фундаменту. Більшість аномалій ртуті пов'язана з проявами піриту, але виявлено також високий вміст ртуті (2,25*10⁻⁵%) у вуглеводневій речовині в пісковнику.

Крім геохімічних аномалій ртуті в породах газово-конденсатних структур, високий вміст ртуті (1,5-6)*10⁻⁶ г/м³ виявлено у вуглеводневих газах відомих газових родовищ Гадяч і Опішня.

Дніпровський нафтогазоносний басейн поділяється Харківським субдовготним розломом на два блоки - Дніпровський і Самаро-Торецький, які відповідають однойменним рудним районам [7]. В осьовій частині обох районів поширені крупні валоподібні антиклінальні структури, обидва райони порушені численними крупними субширотними розломами, а більшість антиклінальних структур ускладнена кріптодіапірами девонської солі. В Дніпровському рудному районі в діапірових брекчіях Роменського, Поздняківського і Лейківського

соляних штоків виявлена відносно високотемпературна березитова мінералізація, яка складається з кварцу, мусковіту, скаполіту, турмаліну, гематиту і піриту. В нерозчинному залишку галіту з Поздняківського штоку виявлено паризит. В діапировій брекчії Роменського штоку, завдяки проявам рідкісноземельної і рідкіснометалевої мінералізації, вміст церію складає 0,2%, ніобію - до 0,02%, лантану і кобальту - до 0,15%. Ширше розвинута бітум-карбонат-сульфідна мінералізація. Вона супроводжується аргілізацією і епігенетичним відновленням червоноколірних порід пермі і тріасу, які набувають зеленкуватого, білого або ясносірого кольору. Такі зміни особливо поширені на антикліналях Південної металогенічної підзони (Голубовська, Октябрьська, Машевська, Радченківська). У центральній підзоні гідротермальні зміни порід пермі-тріасу виявлені на Глинсько-Розбишевській, Радченківській і Машевській антикліналях. У Північній прибортовій підзоні гідротермально змінені, переважно аргілізовані і карбонатизовані породи виявлені у відкладах від верхнього карбону до тріасу (Качанівська і Рибальська антиклінали) і в діапорових брекчіях (Роменський і Дмитрівський соляні штоки).

Флюоритова мінералізація виявлена в надштоковій діапировій брекчії Песочанського штоку, де флюорит заміщує уламки вапняку. Вміст його досягає 43% [7]. Крім флюориту в гідротермально зміненій брекчії зустрічаються галеніт, сфалерит, халькопірит, карбонати, а у відкладах пермотріасу - тверді бітуми, молібденова і уранова мінералізація. Ураноносні тверді бітуми в карбонатизованих пісковиках від пізньокарбонів до середньотріасового віку зустрічаються на Качанівській (Малопавлівській) і Рибальській антикліналях Північної підзони, на Погаринській антикліналі в Центральній підзоні і на Голубовській, Сагайдацькій, Радченківській антикліналях Південної підзони. Тверді бітуми часто асоціюють з піритом, сфалеритом, карбонатами на глибинах 1500-2000 м. Чернухінський прояв ураноносних твердих бітумів тяжіє до Поздняківського соляного штоку в районі переходу від Південної до Центральної підзони. Тверді бітуми виявлені в піщано-глинистих відкладах радченківської світи тріасу на глибинах 400-600 м, недалеко від соляного штоку. Вміщуючі породи епігенетично відновлені, аргілізовані, піритизовані і карбонатизовані, особливо поблизу розривних порушень. У зв'язку із керитами, що просякають цемент пісковиків, відомі підвищені концентрації Mo, U, V, Cr, Pb та Zn.

У карбонатних діапирових брекчіях Волковської, Распашновської, Колонтаївської, Синівської, Роменської, Дмитрівської, Песочанської, Лейківської, Солоницької антиклінальних структур виявлені прояви свинцю і цинку в Північній прибортовій підзоні, часто разом з мідною мінералізацією. Вміщуюча брекчія окременила, карбонатизована і піритизована. Вміст Pb досягає 0,06%, Zn - 0,4%, Cu - 0,04%. В діабазових брекчіях виявлено підвищений вміст Ni - 0,02%, Co - 0,15%, Cu - до 0,1%.

Кіноварна мінералізація виявлена тільки в аргілізованій діапировій брекчії Роменського штока.

Прояви самородної сірки (целестин-карбонат-сірчаний мінеральний тип) виявлені в діапирових брекчіях Валківського, Синівського, Роменського,

Лейківського, Самаринського, Распашновського, Качанівського соляних штоків. У Роменській структурі самородна сірка відмічена в глинисто-карбонатних породах на глибинах 66,5 - 171 м, вміст її досягає 10%. На крилах структури сірка зустрічається на великій площі в глинах, глинистих вапняках, гіпсах, ангідритах і кам'яній солі [6].

Дані комплексного геолого-геохімічного вивчення нафтидів і стадіального аналізу вторинних новоутворень, включаючи вікове датування твердих вуглецевих мінералів і різні непрямі показники, дозволяють виділити в Дніпровському басейні в інтервалі від кінця девону до голоцену ряд фаз нафтидогенезу [3]. Основні промислові скупчення нафти і газу пов'язані з фазами кімерійської та альпійської тектоно-геотермічної активізації. Відзначені також і більш давні поклади бітумів. Їх достовірним прикладом є поклади мальти в середньому карбоні Яблунівського родовища. Порушеність бітумінозних піщаних шарів допересазькими скидами і результати визначення вмісту в бітумах радіогенного свинцю свідчать про їх пізньокарбоново-ранньопермський вік. До більш пізньої генерації нафтидів відносяться ті, що екрануються пересазькою червоноколірною товщею (покришка класу Д, прониклива для газу), - нафтові поклади Леляківського, Гнединцівського та ін. родовищ. Формування цих малосмолистих і малосірчаних легких парафіністих нафт (з високим вмістом світлих фракцій і низьким вмістом розчиненого газу) за комплексом незалежних ознак відбувалося на рубежі мезозою і кайнозою. До найбільш молодих пліоцен-четвертинних промислових вуглеводневих скупчень відносяться газові поклади з АВПТ (Шебелінка, Крестищі, Мачухи, Руденки та ін.) і вищезгадані метастабільні аномальні газоконденсатні системи (Артюхівка, Анастасіївка, Рясківка та ін.).

Самаро-Торецький рудний район охоплює тектонічний блок між двома крупними субдовготними розломами - Харківським і Донецько-Кадіївським. Цей блок був залучений до інверсії разом з суміжним Донецьким блоком, але інверсія тут була неповною, переважно в осьовій частині, де виникли валоподібні антиклінали, ускладнені численними соляними куполами, діпапами, кріптодіапірами девонської кам'яної солі. Поряд з субдовготними тут поширені субширотні розломи, а також розломні зони північно-західного напрямку. В межах валоподібних структур на поверхню часто виходять відклади верхнього карбону, нижньої пермі і тріасу, а між валами нижня поверхня мезозою занурюється на глибину 1,5-2 км. Газові родовища, в тому числі унікальне за запасами Шебелінське, розташовані між центральною інверсійною зоною валоподібних структур й бортовими розломами Дніпровського грабена. В іншій частині грабена, де поширені валоподібні структури, а також у бортах грабена і уздовж Донецько-Кадіївського розлому розташовані прояви твердих бітумів (переважно кериту, асфальтиту і асфальту), зрідка зустрічаються мальта і нафтоподібна речовина, тісно пов'язані з гідротермальними мінералами.

Гідротермальні зміни порід - діапірових брекчій середнього і верхнього карбону, нижньої пермі і пермотріасу (дронівської світи) - тут поширені уздовж

валоподібних структур, субширотних і північно-західних розломів. Вони переходять сюди безпосередньо з Донецької складчастої області [7].

Від Деснянського і західної частини Дніпровського басейнів Самаро-Торецький блок відрізняється, в першу чергу, насиченістю і значними масштабами рудної мінералізації, а також переважаючим поширенням твердих вуглеводнів (бітумів) за периферійного розташування газових родовищ. Тут знаходяться Червонооскільське і Адамівське уранобітумні родовища, Слов'янське ртутно-поліметалічне, Біляївське і Новодмитрівське поліметалічні родовища та багато крупних рудопояв (Степківський, Бантишевський, Березький тощо). Поліметалічне і ртутно-поліметалічне зруденіння контролюється солянокупольними антикліналями, де воно локалізується в діапірових брекчіях штоків девонської солі, бокових (карбон, нижня перм) та перекриваючих (верхня перм – нижній триас) осадових породах. Рудні поклади належать до стратиформного типу (в осадових породах), або мають форму складних січних зон і гнізд (в діапіровій брекчії).

Дорудні метасоматити в діапіровій брекчії, рідше в бокових і перекриваючих породах, відповідають березитам-лиственітам. Вище за розрізом та в бокових породах вони закономірно змінюються кварц-гідрослюдицистими метасоматитами, а потім аргілізитами. Рудосупроводжуючі зміни порід представлені карбонатними метасоматитами, що розвинуті по дорудних метасоматитах будь-якого складу. Поліметалічне зруденіння пов'язане з усіма різновидами карбонатних метасоматитів. Воно формувалося протягом двох підстадій: на першій відкладалися метасоматичні вкраплені руди, на другій – прожилкові. Рудосупроводжуючі зміни порід, пов'язані з утворенням ртутного зруденіння, мають гідрослюдицист-монтморилонітовий склад. Кіновар асоціює з карбонатами (анкеритом, кальцитом) і різноманітними бітумоїдами.

Умови утворення дорудних метасоматитів у діапіровій брекчії відзначаються високою температурою розчинів, визначеною О.М. Івантишиною та К.І. Деревською за температурою гомогенізації газово-рідких включень в мінералах прожилків кварц-гідромусковіт-карбонатного складу, що утворилися на заключній стадії дорудного процесу. В сидериті вона складає 213°C, в анкериті – до 275°, в бариті – 280°. Враховуючи збереженість під час гідромусковітизації гематиту та магнетиту, можна припустити, що активність S^{-2} була пригнічена високою температурою, що перебільшувала, очевидно, 300°C. Це підтверджується присутністю в метасоматитах бариту і ангідриту. Стійка асоціація доломіт (анкерит)-кварц при температурі 300°C вказує на високий парціальний тиск CO_2 .

Карбонатний метасоматоз, який накладався на дорудні березити і аргілізити за температури 250-190°C, супроводжувався утворенням сульфідів та бариту, що зумовило мінеральний вигляд барит-галеніт-сфалеритової рудної формації.

Післярудне мінералоутворення виразилось у заповненні тріщин, що січуть карбонатні метасоматити, прожилками хлорит-карбонатного (температура близько 140°C) складу з піритом, іноді баритом. Серед карбонатів переважає кальцит. У діапіровій брекчії поблизу зон розривних порушень спостерігаються

прожилки кальциту ($160 - 60^{\circ}\text{C}$) з піритом, кіновар'ю та рідким нафтоподібним бітумом, які належать самостійній стадії ртутно-бітумного рудоутворення.

На ртутно-поліметалічних родовищах (Слов'янське та інші) температура утворення мінералів кіноварної асоціації складає від 220 до 60°C . Післярудна стадія представлена увелітом, уедделітом, баритом, гіпсом, галітом, кальцитом і нафтоподібними вуглеводнями.

Фізико-хімічні умови мінералоутворення, з огляду на різні мінеральні асоціації, були різноманітними. Високотемпературні метасоматити з флюоритом, баритом, ангідритом, середньо- низькотемпературні кварц-карбонат-гідромусковітові метасоматити і Pb-Zn зруденіння формувалися з сильномінералізованих розчинів ($33 - 45\%$ екв. NaCl) хлор-натрій-кальційового і хлор-сульфат-натрій-кальційового складу. Температура розчинів знижувалась від 420 до 60°C , газова фаза складалася з CO_2 , N_2 , H_2 , CH_4 .

Ізотопний склад кисню води розчинів, які викликали березитизацію, складає: $\delta^{18}\text{O}$ від $+16,6$ до $+17,2\%$; розчинів, з яких відбувалось відкладення сульфідів Pb і Zn разом з карбонатами: $\delta^{18}\text{O}$ від $+12,2$ до $+15,1\%$.

Кіноварна мінералізація утворилася після відкладання Pb-Zn зруденіння й основної маси карбонатів при температурі $135 - 120^{\circ}\text{C}$ і тиску не більше $160 \cdot 10^5$ Па. Судячи з фазового складу ГРВ, концентрація розчинів, з яких відкладалися мінерали кіноварної асоціації, значно знизилася порівняно з початком гідротермального процесу. Склад газової фази був простим – у включеннях містяться тільки CO_2 і CH_4 . Найбільш інтенсивна гетерогенізація розчинів і часткове відділення CO_2 відбувалися в температурному інтервалі $155 - 120^{\circ}\text{C}$. Саме за цієї температури відкладалася головна маса кіноварі і супутніх мінералів. Ізотопний склад кисню води рудоутворюючого розчину характеризується $\delta^{18}\text{O}$ від $+11,4$ до $+2,5\%$ [9].

Крім Слов'янського ртутно-поліметалічного родовища з промисловими запасами ртуті, відомі Бантишевський, Корульський, Біляївський, Степківський, Петрівський, Новомечebilівський, Березький рудопрояви ртуті на однойменних солянокупольних антиклиналях. Більшість інших антиклиналей Самаро-Торецького рудного району також характеризуються підвищеним вмістом ртуті $(1,0-70,0) \cdot 10^{-4}\%$ в породах.

Післярудна стадія пов'язана з падінням тиску маломінералізованих ртутьмістячих гідрокарбонатних розчинів, внаслідок чого в діапирову брекчію почали надходити сульфатно-хлоридні розчини з гіпсоносно-галітової товщі нижньої пермі. Вони викликали окислення вуглеводнів, що зумовило утворення увеліту та уедделіту, а також відкладання хлоридів і низькотемпературних сульфатів в асоціації з нафтоподібними речовинами.

Донецький газоносний басейн

Основу даного басейну, що різко відрізняється від інших басейнів ДДА інтенсивним інверсійним тектогенезом (Р-Т), відсутністю суцільного синеклізного чохла, складає Донецька складчаста область (ДСО) – різного ступеня дислоковані кам'яновугільні і більш давні комплекси, лише частково перекриті на окраїнах мезо-кайнозойськими відкладами.

Характеристика докарбонowego розвитку Донбасу значною мірою базується на припущеннях. Очевидно, у додевонський час Донбас і південний схід ДДЗ розвивалися як єдине ціле. Формаційні особливості девонських відкладів південної окраїни Донбасу (вулканіти, моласоїди) і сейсмологічні ознаки його відсутності в центральних частинах ДСО (область поширення девонської солі чітко оконтурюється по розповсюдженню солянокупольних структур на північно-західних і північних окраїнах Донбасу), свідчать про те, що в девоні основна частина Донецького басейну розвивалася як багатоступінчасте горстове підняття з закладенням і тривалим розвитком магматогенних центральнокільцевих структур. У пізньому девоні глибові рухи різко активізувалися, що призвело до формування грабенів на південній окраїні Донбасу та інтенсивного вулканізму. У карбоні Донбас і ДДЗ являють собою єдиний прогин аж до початку араукаритового часу, коли починається формування ДСО.

На рубежі карбону і пермі в результаті серії фаз тектогенезу формується складчата область. Протягом пермі, мезозою і кайнозою тут переважає режим тектонічного здіймання. Різко вираженою контрастністю (за даними В.А. Фількіна та ін.) відзначаються сучасні рухи земної кори в межах Донбасу. До зон підвищених градієнтів сучасних рухів тяжіють породні масиви з аномально високою горизонтальною складовою гірського тиску, зони підвищеної тріщинуватості і т.п.

Таким чином, розвиток Донецького басейну характеризується максимальною для ПДДА активністю інверсійного тектогенезу. Відкритий характер розбитого численними тектонічними порушеннями ДСО, неотектонічна і сучасно-тектонічна активність обумовили, з одного боку, відносно глибоке проникнення інфільтраційних вод, а з іншого боку – інтенсивне проникнення глибинних флюїдів. У той же час, – через відсутність нижньопермської соленосної формації, інтенсивне складкоутворення і тривале здіймання, – літокатагенні розсоли хлоркальцієвого типу відзначені лише в крайових занурених частинах. Таким чином, на основній частині Донецького басейну виділяються два гідрогеологічних поверхи. Нижній поверх пов'язаний із проникненням глибинних гідрокарбонатно-натрійових вод, мінералізація яких коливається від 0,2 до 66 г/л, переважно складаючи 2-3 г/л. Про глибинний генезис вод свідчать підвищені вмісти бору, ртуті та ряду інших елементів. Характерне різке підвищення водорозчинених газів, представлених вуглекислим газом, метаном (з домішкою інших вуглеводнів), воднем, а також азотом, гелієм. Спостерігається певна зональність газового складу глибинних вод. У центральних частинах Донбасу (Нагольний кряж) у складі водорозчинених газів різко переважає вуглекислий газ і водень, а вуглеводні відсутні. Роль метану і важких вуглеводнів зростає на периферії басейну. Гідродинаміка цього поверху характеризується різноманітністю напорів, приведених тисків і дебітів, що у свою чергу обумовлено складністю будови, різко вираженою неоднорідністю флюїдопровідності і т.п. У порівнянні з Дніпровським басейном глибинні води залягають тут на набагато менших глибинах, місцями (зони інтенсивної

тріщинуватості – флюїдопровідні порушення – карстові зони) сягаючи земної поверхні. Тому їх поверхня характеризується ще більш складною гіпсометрією, ніж у Дніпровському басейні. На північних і північно-західних окраїнах Донбасу, в долинах р. С. Донець і його притоків, на ділянках висхідних інтенсивних рухів (звуження і поглиблення русла та ін. ознаки) спостерігаються самовиливи розсолів хлоркальцієвого типу, що пов'язано з їх підпором висхідними глибинними водами [3].

Характерною рисою Донецького басейну є регіональна газоносність. Співвідношення між потужностями азотно-вуглекислої (режим активного інфільтраційного водообміну і повної дегазації вугільних шарів), метаново-азотної (азотно-вуглекисло-метанової) і метанової зон варіюють у широких межах. Ознаками існування різноманітних за величиною газових скупчень є суфлярні виділення метану в гірських виробках, дебіт яких коливається в широких межах, сягаючи в ряді випадків десятків тисяч м³/добу. Поряд з локальними літологічними і тектонічними факторами на кількість газу вугленосного карбону впливає ступінь регіонально-літогенетичних змін. Максимальна метаноносність характерна для підстадій пізнього катагенезу-раннього метаногенезу (МК₂-АК₁, вугілля Г-ОС), у той час як на більш високих стадіях спостерігається послідовне зниження кількості метану аж до різкого зменшення метанопроявів у відкладах, які вміщують напівантрацити і повної їх відсутності у суперантрацитах. Поряд з метаном відзначена присутність важких вуглеводнів (дані Б.М. Косенко, А.Т. Мурича та ін.).

У межах ДСО виявлені родовища і рудопрояви, які контролюються зоною Центрально-Донбаського розлому, що співпадає з осьюовою частиною Головної антиклиналі Донбасу. З північного заходу на південний схід розташовані родовища кварц-дікіт-кіноварної рудної формації (нами вивчене Чагарницьке родовище Микитівського рудного поля) і родовища і рудопрояви золото-сульфідної рудної формації (нами вивчені Михайлівський золото-піритовий рудопрояр, родовища і рудопрояви Єсаулівсько-Нагольчанського рудного вузла, Бобриківське золото-поліметалічне родовище).

Дорудні метасоматити родовищ кварц-дікіт-кіноварної рудної формації представлені аргілізитами, а на глибоких горизонтах – березитами. Температура гомогенізації ГРВ в кварці з березитів складає 320°C. Кіновар-антимонітова мінералізація разом з кварцом, анкеритом, дікітом утворилась за температури 250 – 140°C і тиску 24 – 21 МПа. Наступна кіновар-кальцитова мінеральна асоціація характеризується відкладанням кіноварі при температурі 150 – 105°C і тиску 16 – 12 МПа. Температура гомогенізації ГРВ в кальциті з цієї асоціації – близько 110°C.

Хімічний склад мінералоутворюючих розчинів на Микитівському ртутнорудному полі був складним і змінювався у процесі рудоутворення. У ГРВ в мінералах склад рідинної фази хлоридно-гідрокарбонатний і гідрокарбонатно-хлоридний з домішкою сульфатів. Катіонний склад – натрій, калій і магній. Концентрація мінералізуючих розчинів у процесі рудогенезу знижувалась від 9,3 до 4%. Газова фаза представлена СО₂ (85,8%), N₂ (12,15%), СН₄ (1,64%). Для

ртутних родовищ Микитівки переважна частина значень $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ гідротерм по кварцу лежить в діапазоні від +8 до +11‰, а по карбонатах – від +4 до +12‰ [5].

На родовищах і рудопроявах золото-сульфідної рудної формації розвинуті три типи метасоматитів, які проявилися послідовно: 1) Анкерит-серіцит-кварцові метасоматити (березити) з золотоносним піритом; 2) Донбасит-анкеритові метасоматити з сульфідами Pb, Zn, Cu, Ni і сульфосолями Sb та As; 3) Каоліндікітові післярудні (прожилкові) новоутворення, іноді з кіновар'ю, антимонітом, тетраедритом, червоним сфалеритом.

На Михайлівському золото-піритовому прояві температура утворення березитів складає 360-300°C, поліметалічної мінералізації - в межах 260-160°C, кіновар-антимонітової мінералізації - від 140 до 110°C.

За даними кріометрії ГРВ анкерит-кварцові прожилки утворені розчинами відносно низької концентрації (8 – 9% екв. NaCl). Газова фаза в гірському кристалі (температура гомогенізації ГРВ 180°C) складається (%): CO₂ – 92 – 94; N₂ – 7,5 – 8; CH₄ – до 2,5.

Температура гомогенізації ГРВ в карбонаті з жил і прожилків з рідкісною вкрапленістю піриту, халькопіриту а також самородного срібла складає 120 – 100°C. В прозорих діпірамідальних кристалах кварцу температура гомогенізації ГРВ не перевищує 115°C. На південному крилі Чорнухінської антикліналі, на подовженні Булавінського насуву, в сучасному алювії було виявлено дрібний кристал гірського кристалу з листочком самородного золота у формі квадрату. Ця нова для Донбасу мінеральна асоціація з самородним золотом і сріблом являє значний інтерес для подальшого вивчення [2].

Ізотопний склад кисню води ($\delta^{18}\text{O}$) рудоутворюючих розчинів для кварцу березитів складає від +4,4 до +5,7‰, для кварцу з поліметалевих жил – від +3,1 до +4,7‰.

Родовища і рудопрояви золото-поліметалічного типу поширені в Нагольному кряжі, на південний схід від Михайлівського рудопрояву. Найбільше з них Бобріківське родовище. В цілому стадійні мінеральні асоціації як за своїм складом, так і за послідовністю проявлення на родовищах і рудопроявах Нагольного кряжу співпадають з такими для Михайлівського рудопрояву. Дорудні метасоматити утворились за температур 400-340°C, золото-поліметалічна мінералізація формувалася в інтервалі температур 290-240°C, післярудні кварц-анкерит-хлоритові прожилки - за температур 200-150°C.

Бобріківське золото-поліметалічне родовище формувалося розчинами, склад яких від ранніх стадій до пізніх змінювався з суттєво натрій-гідрокарбонатного на кальцій-хлоридний. Склад газової фази (%): CO₂ (32,25 – 82,5), N₂ (9,37 – 64,25), CH₄ (0,57 – 16,38), H₂S (до 4,25). Отримані значення сумарної концентрації солей в розчинах лежать в досить вузькому інтервалі – від 7,6 до 13,1%, основна кількість значень складає 8 – 10% солей.

Ізотопний склад кисню рудоутворюючих розчинів, розрахований по ^{18}O кварцу з поправкою на температуру утворення, характеризується полегшенням за мірою падіння температури розчинів. Кварц рудної асоціації – $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ від +8,3 до +1,9‰, сидерит – від +5,8 до +4,5‰.

Найбільш продуктивні мінеральні асоціації на родовищах Головної антиклиналі Донбасу (кіновар-антимонітова, золото-піритова, золото-герсдорфіт-буланжеритова) утворилися близькими за походженням розчинами, ізотопний склад кисню і водню яких утворює на діаграмі $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ поле, розташоване між лінією метеорної води і полями глибинних (магматичних і метаморфічних) розчинів [9].

Обговорення результатів досліджень

ДДЗ є артезіанським басейном гетерогенного типу: відклади палеозою, триасу і юри вміщують водоносні горизонти з ексфільтраційним, а крейда – палеогену – з інфільтраційним режимами.

Інфільтраційні підземні води верхнього водоносного комплексу маломінералізовані, переважно гідрокарбонатні кальційові. Ексфільтраційні підземні води утворюють декілька гідрогеохімічних поверхів. Триас-юрський водоносний комплекс (другий поверх від поверхні) містить мінералізовані води хлор-натрій-кальційового типу, а також поклади газу. Він поширений тільки в межах ДДЗ. Третій від поверхні поверх представлений розсолами хлор-натрій-кальційового типу, що заповнюють водоносні горизонти пермі, карбону і, частково, девону. З цим поверхом пов'язані головні запаси газу, конденсату і значна частина запасів нафти ДДЗ. По суті ці води являють собою потенційні рудоутворюючі розчини (мають підвищений вміст Pb, Zn, Li, B, F тощо), які відрізняються від тих, якими утворені барит-поліметалічні родовища солянокупольного типу, більш низькою температурою, меншим вмістом CO_2 і, відповідно, рудних елементів.

Нижній гідрогеологічний поверх утворений високонапірними термальними гідрокарбонатно-натрійовими водами з низькою мінералізацією і високою газонасиченістю (переважно CH_4 і CO_2).

Виходячи з геологічних та радіохронологічних даних, утворення зруденіння барит-поліметалічної формації в ДДЗ відбувалося в триасі (давньокімерійська металогенічна епоха). На цей час у відкладах триасу існували інфільтраційні, переважно ґрунтові води, які в межах деяких солянокупольних структур охоплювали верхню частину відкладів палеозою. В більш глибоких горизонтах осадового чохла існували розсоли, які в підсольовому горизонті (на глибині більше 4,5 – 5 км), можливо трохи розбавлялися метагенетичними (відродженими) водами, що формувалися за рахунок термічної дегідратації глинистих мінералів порід.

Зважаючи на геотермальний градієнт ($30^\circ\text{C}/\text{км}$) і глибину занурення порід в ДДЗ (від 2 км на заході до 7,5 км на границі з ДОСО), на більшій частині западини відклади девону знаходилися в зоні катагенезу. Переважний об'єм розчинів формувався в підсольовому теригенно-уламковому горизонті девону при температурі вище 150° , але менше 250°C . Зростання температури розчинів намічається в напрямку Донбасу. Розвантаження металоносних розсолів в діапирових брекчіях штоків девонської солі та уздовж розломів відбувалося на всій території ДДЗ. У Деснянському басейні і західній частині Дніпровського басейну (до Харківського розлому) це розвантаження в давньокімерійську епоху

не було масштабним, а зона рудовідкладення була переважно у відкладах карбону, зрідка досягаючи червоноколірної товщі тріасу. Це пов'язано з меншими тисками розсолів девонського підсольового комплексу, які в Деснянському басейні залягали на глибинах до 3-4 км від тогочасної денної поверхні. У напрямку Донбасу кількість рудопроявів збільшується, досягаючи в Самаро-Торецькому блоці, на границі з ДСО, найбільшої щільності на одиницю площі та промислових масштабів за концентрацією зруденіння і запасами (підшва девону залягає на глибині 7-7,5 км від сучасної поверхні). Температури рудоутворюючих розсолів тут досягали 360-400°C, тоді як в Деснянському басейні близькі до них температури були, мабуть, тільки в найглибшій осьовій частині, про що свідчать знахідки паразитової мінералізації, типової для відносно високотемпературних березитів і флюориту в діапірових брекчіях соляних штоків Ічнянського району. Широке розповсюдження рудосупроводжуваних карбонатних метасоматитів в рудоносних структурах ДДЗ указує на надходження по розломах великої кількості CO₂, отже, на високу температуру глибинного джерела флюїдів. Під високим тиском термальні розсоли, які супроводжувалися великою кількістю газової суміші (CO₂, CH₄) по діапірових брекчіях швидко діставалися відкладів карбону, пермі і тріасу. У відкладах тріасу вони змішувались з холодними сульфатмістячими ґрунтовими водами, внаслідок чого падала температура, відбувалась сульфатредукція і епігенетичне відновлення червоноколірних порід тріасу, відкладалось барит-галеніт-сфалеритове зруденіння. Значну роль у рудовідкладенні відігравали також евапорити нижньої пермі, які постачали сульфати в пластові води верхнього карбону. Ізотопний склад кисню води, яка є основою рудоутворюючих розчинів, характеризується δ¹⁸O від +12,2 до +17,2‰, тобто на глибині ця вода знаходилась у стані ізотопної рівноваги з кисеньмістячими мінералами метаморфічних порід. Судячи з температури розчинів на стадії дорудного змінення порід (до 400° на Слов'янському родовищі) і палеогеотермічному градієнту, який, можливо, складав 4-5° на 100 м, розчини надходили з глибини не менше 8-10 км, тобто зі складчастої товщі рифею (?), яка складається породами фації зеленосланцевого метаморфізму. Зважаючи на концентрацію розчинів, які були міцними розсолами (часто насиченими (33% екв. NaCl) або перенасиченими), можна припустити, що глибинні розчини змішувались з літогенними розсолами і завдяки насиченості CO₂ і високому тиску, захоплювали останні на шляху до зони розвантаження. На наступній стадії в породи надходили вуглекисло-вуглеводневі розчини зі ртуттю. Це теж насичені CO₂, але гідрокарбонатно-натрієві маломінералізовані розчини з δ¹⁸O_{H₂O} від +2,5 до +11,4‰. Температура їх значно менша (220°C і нижча), вони майже не мають хлоридів і відкладають не Pb-Zn, а ртутну мінералізацію (іноді з мінералами миш'яка). В газовій фазі ГРВ крім CO₂ присутня велика кількість CH₄, а разом з кіновар'ю в кухнях карбонатних прожилків відкладається рідка нафтоподібна речовина (за температури 120-60°C). Ці розчини за своїм складом, мінералізацією (~10 г/кг), вмістом ртуті і температурою ідентичні сучасним інверсійним підземним водам, виявленим в ДДЗ на багатьох нафтогазоносних структурах [8]. Таким чином, можна припустити неодноразове надходження в ОПБ глибинних

(інверсійних) розчинів, з якими пов'язане утворення ртутної (і миш'якової) мінералізації.

О.Ю.Лукін також виділяє в ДДЗ декілька фаз нафтидогенезу від девону до голоцену, вважаючи головними фази кімерійського та альпійського (ларамійську і пліоцен-четвертинну) тектогенезу (тектоно-термальної активізації) [3].

Глибинні (інверсійні) води з'являються в зоні рудоутворення, коли падає тиск розсолів, що розвантажувалися в межах соляних куполів. Падінню тиску розсолів сприяють також висхідні рухи в межах окремих блоків басейну, які зменшують потужність товщі, заповненої розсолами. Поступове зниження температури глибинних розчинів може свідчити про поступове остигання проміжних магматичних осередків, бо ізотопний склад кисню в цих водах відповідає такому в "магматичних" розчинах [9].

Треба підкреслити, що ртутне рудоутворення припиняється внаслідок падіння тиску і зміни інверсійних гідрокарбонатних розчинів низькотемпературними хлоридно-сульфатними, які надходили з бокових порід галогенно-сульфатної формації нижньої пермі (Слов'янське ртутно-поліметалічне родовище). Що є причиною такого розвитку подій, зараз неясно - остигання теплового осередку (вогнища) і зменшення тиску флюїдів або закриття каналів надходження флюїдів внаслідок зміни плану тектонічних рухів.

Рудоутворення в ДСО в загальних рисах повторює рудоутворення в ДДЗ, але має і значні відмінності. Припускається, що на підставі пізнього катагенезу та на стадії метагенезу в зонах тріщинуватості, пов'язаної з складкоутворенням і розвинутої переважно в склепіннях і перикліналях антикліналей, почали формуватися безрудні кварцові і карбонатно-кварцові жили. Інверсія тектонічного режиму, яка набула максимуму в пізньопермську епоху, викликала ерозію верхньої частини осадової товщі, яка містила хлоридні води. Підйом еквінапірної поверхні між хлоридними розсолами і вуглекисло-гідрокарбонатними та сульфідно-гідрокарбонатними водами надав можливість останнім "підключитись" до рудоутворюючої системи. З їх діяльністю пов'язана жильна кварц-карбонатно-поліметалічна з золотом і сріблом мінералізація. Рудоносні розчини на своєму шляху вгору проходили через товщу девонських вулканогенних порід основного складу, запозичуючи з них мідь, нікель, кобальт. Мабуть, тому в рудах деяких рудопроявів, як ДДЗ, так і ДСО, присутні бравойт, мілерит, лінеїт, зігеніт. Вважається, що утворення сульфосолей свідчить про змішування хлоридних розсолів вадозового походження, які складають основу гідротермальних розчинів, з ендегенними флюїдами, що переносять As, Sb, Bi, Hg. На користь цього також свідчать високі концентрації CO₂, що не характерні для хлоридних розчинів.

Треба підкреслити, що існує багато ознак впливу на рудоутворення в ДСО магматизму пізньоінверсійного етапу (P₂ – T₁). По-перше, відомі родовища і рудопрояви золото-сульфідної формації тяжіють до метагенетичних "куполів", які відбиваються у полі сили ваги як позитивні аномалії. Це явище пов'язується з ущільненням порід внаслідок термометагенезу над прихованими інтрузіями. По-друге, руди родовищ цієї формації містять мікрокількості типоморфних

мінералів, не властивих для родовищ, утворених тільки ката- і метагенетичними розчинами. До них належать церит, ферберит, каситерит, а також рідкісноземельні фосфати метасоматитів лиственіт-березитової формації. Ізотопний склад кисню мінералів свідчить про "магматичне" джерело рудоутворюючих розчинів, а ізотопний склад сірки – про високотемпературний гомогенний характер її джерела. До того ж температура процесу лиственітизації-березитизації, яка складає 360 – 400°C, є надто високою для метагенезу і відповідає зеленосланцевій фації метаморфізму, яка ніде в карбоні або девоні ДСО не виявлена. Припускається, що приховані інтрузії являли собою енергетичне джерело, яке забезпечувало діяльність конвективних гідротермальних комірок, але основу рудоутворюючих розчинів, в крайньому випадку, для утворення золото-срібло-поліметалічних руд, складали метагенні розчини і розсоли.

Таким чином, стратиформні барит-поліметалічні родовища і рудопрояви південно-східної частини ДДЗ і жильні поліметалічні рудопрояви Нагольного кряжу (Центральний Донбас) утворилися за участі тих же самих розсолів девонського підсолевого горизонту. На користь цього свідчать: 1) близькі за складом дорудні метасоматити (березити), для яких типоморфними є фосфати (апатит, горсейксит, анапаїт) і рідкісноземельні фосфати (зокрема флоренсит, монацит та інші), а також турмалін, епідот, високотемпературний барит; 2) асоціація сульфідів поліметалів з магнезійно-залізистими карбонатами (анкерит, сидерит, більш рідко – доломіт) як у вигляді метасоматичних утворень (в ДДЗ), так і в жилах (Нагольний кряж); 3) домішок мінералів нікелю і кобальту в рудах (бравойт, мілерит, лінеїт, самородний нікель в ДДЗ; ульманіт, лінеїт, мілерит, сафлорит, герсдорфіт в межах Головної антикліналі Донбасу); 4) поширення літійового донбаситу в рудосупроводжуючих метасоматитах; 5) близькі температури рудоутворення (280 – 220°C).

Формування родовищ ртуті в межах ДСО пов'язане з існуванням сірчано-хлоридно-карбонатних розчинів. Ртутоносні вуглеводнево-вуглекислі гідрокарбонатні флюїди, можливо, попадаючи в водоносні горизонти з сірчано-хлоридними водами, утворювали гідро- і полісульфідні комплекси, бо ртуть і сурма можуть спільно мігрувати тільки в складі таких комплексів. На відміну від Донбасу, незначні прояви порошкуватої кіноварі на Новодмитрівському і Коркульському поліметалічних рудопроявах ДДЗ пояснюються, мабуть, міграцією ртуті у вуглеводнево-хлоридних розчинах в формі Hg^0 та $HgClOH$.

Звертає увагу, що в ДСО ніде не проявлена ртутно-бітумна мінералізація, типова для Самаро-Торецького рудного району ДДЗ. Хоча ртуть в ДСО бере активну участь у гідротермальному процесі, починаючи з ранніх стадій, і утворює значні геохімічні аномалії в породах золото-поліметалічних родовищ і рудопроявів, вуглеводні у вигляді бітумів або нафти в рудах тут не виявлені. В газовій фазі ГРВ в мінералах відмічається високий вміст CH_4 і CO_2 , як і в родовищах ДДЗ. Цей факт примушує вважати, що рідкі вуглеводні все-таки вилучались глибинним флюїдом, містячим CH_4 і CO_2 , з осадочних порід ДДЗ, які знаходились на стадії катагенезу. З сучасними інверсійними підземними водами в межах ДСО, які підходять близько до денної поверхні завдяки підйому

складчастої області, теж не пов'язані родовища нафти або бітумів, які взагалі відсутні в складчастій області.

Походження глибинних мінералізуючих гідрокарбонатних вод, залягаючих під розсолами, є дискусійним. Існують дві головні точки зору: 1) склад підземних вод цієї зони і їх характеристики визначаються метагенезом і метаморфізмом осадових порід в складчастих областях; 2) вуглекислі гідрокарбонатні води низької мінералізації являють собою дуже глибинні розчини, які утворюються в зоні взаємодії кора – мантія або навіть у верхній мантії Землі. В усякому разі можна припустити, що ртуть в них мігрує у вільній формі – у вигляді газу. Якщо врахувати постійну асоціацію тут ртуті з вуглеводнями, то, зважаючи на різну питому вагу ртуті і метану, треба припустити наявність більш легкої форми – метилртуті (CH_3Hg).

В.В.Гордієнко та інші [1] показали, що з деякими золото-сульфідними родовищами Донбасу просторово пов'язані аномалії теплового поля (Михайлівське і Бобриковське родовища). На родовищах і рудопроявах ртуті аномалії ТП виявлені між Дружківсько-Костантинівською і Горлівською рудоносними антикліналями. Джерела тепла, які утворюють аномалії, вимагають існування глибинного тепла (інтрузії), яке може забезпечити теплом гідротермальний процес. Вони вважають, що "для його (тіла - В.Ш.) виникнення в платформних (епіпротерозойських або епігерцинських) умовах треба припустити появу перегрітих і частково розплавлених мас в підкорових горизонтах мантії, частина яких вторгнулася в нижню і середню кору, тобто визнати факт активного глибинного процесу, що відбувається за адвекційною схемою" (с.149). В сучасних умовах циркуляційні системи в Донбасі відкриті і конвекція замінена адвекцією - виносом флюїду (глибинного розчину) на поверхню (практично в ґрунтові води). У резервуарі, який живить сьогодні "флюїдну колону", на глибині близько 6-7 км, температура має бути приблизно 200-250°C (безпосередньо на покрівлі інтрузії близько 300°C). Виходячи з концентрації SiO_2 у джерелі високонапірних глибинних флюїдів ДДЗ вона оцінюється близькою величиною в 180-220°C [1].

У межах більшої частини ДДЗ (крім зони переходу до ДСО) протяжні інтенсивні позитивні аномалії ТП відсутні. На деяких локальних структурах або їх групах, контролюючих нафтогазові родовища, виявлені одиничні відносно підвищені ТП, в межах яких розташовані підвищені ізотопні співвідношення He і є дані про сучасну активізацію. Це також зони АВПТ, гідрохімічних аномалій, вік яких менший за 1 млн.років. Зважаючи на аномальний ізотопний склад He , глибинні флюїди можуть бути первісно-мантійними. Це не дозволяє відкидати абіогенне походження вуглеводнів, пов'язаних з флюїдами [1].

О.Ю.Лукін [4] пов'язує гідрогеологічну інверсію в НГБ з "зоною активізації", яку виділив В.В.Гордієнко поблизу західного краю Східно-Європейської платформи. Він пов'язує між собою зону зменшених сейсмічних швидкостей (на глибині 250-400 км), наявність астеноліту і гідрогеологічну інверсію. О.Ю.Лукін вважає, що гідрогеологічна інверсія є термінальним проявом плюмтектонічної активності, а самі гіпогенні флюїди імпульсно відділяються від

"головки" мантіїного пліуму. В даний час ці висловлювання треба вважати науковими припущеннями, підґрунтям яких є опосередковані факти, отримані внаслідок інтерпретації геофізичних матеріалів, а також деякі положення нелінійної геодинаміки.

Висновки

1. Вивчені умови утворення родовищ і проявів рудної мінералізації, а також розташування проявів різних фаз вуглеводнів в межах платформних і інверсійно-складчастого сегментів Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену.

2. Показана провідна роль гіпогенного алогенезу як в нафтидогенезі, так і в гідротермальному рудогенезі. Для ПДДА показана багатофазовість нафтогазонакопичення і рудоутворення.

3. Виявлена участь в рудоутворенні в ДДЗ підземних вод нижніх гідрогеологічних поверхів: хлоридних розсолів, якими утворені барит (флюорит)-поліметалічні руди, і маломінералізованих вуглекислих гідрокарбонатно-натрійових вод, якими утворені ртутно-бітумні поклади.

4. Золото-сульфідні родовища ДСО утворені маломінералізованими розчинами сірчано-хлоридно-гідрокарбонатного складу, що може пояснюватися взаємодією і змішуванням вод двох нижніх поверхів (див. пункт 3) та впливом прихованого магматизму.

5. Виявлено, що гідрогеохімічні аномалії, АВІТ, алогенез і нафтогазонакопичення в ДДЗ викликані тими ж вуглекислими гідрокарбонатними ексфільтраційними водами, з якими в епохи інверсії (орогенезу) пов'язано утворення ртутнобітумних родовищ. Геотермобаричний режим рудоутворення порівняно з режимом нафтогазонакопичення відрізняється більшими температурами та градієнтами тиску.

6. Приуроченість нафто-газоутворення і рудоутворення в осадово-породних басейнах до геоблоків, які зазнали висхідних рухів (інверсії), пов'язана зі здійманням еквінапірної поверхні між розсолами і залягаючими нижче гідрокарбонатними водами внаслідок ерозії перекриваючої товщі і зменшення тиску розсолів.

7. Охарактеризовані у статті літогеодинамічні фактори нафтогазонакопичення і рудоутворення, окрім авлакогенних, діють і в інших типах басейнів. Їх подальше вивчення дозволить однозначно відповісти на ряд дискусійних питань нафтидо- і рудогенезу, розробити нові, більш ефективні пошукові критерії і виявити ряд нових родовищ вуглеводневої і рудної сировини в осадово-породних басейнах України.

Література

1. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В. Тепловое поле территории Украины. –Киев: Знання України.–2002.–168с.
2. Деревская Е.И., Безуглая М.В., Шумлянский В.А., Жикаляк Н.В., Загнитко В.Н., Александров А.Л., Бондаренко И.Н. Литолого-минералогическая зональность в породах карбона Ольховатской площади (Центральный Донбасс) //

Геохімія і рудоутворення. Збірн. наук. праць, №22, 2004.- К.:ІГМР НАНУ.- С.41-49.

3. Лукин А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах.- К.:Наукова думка,1997.- 223с.

4. Лукин А.Е. Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты. Статья 1. Феноменология и природа глубинной гидрогеологической инверсии // Геологический журнал,2004.-№4.-С.53-70.; Статья 2.Тектоно-геодинамические аспекты глубинной гидрогеологической инверсии // Геологический журнал,2005.-№1.-С.50-67.

5. Панов Б.С. О геолого-генетической модели ртутной рудной формации (на примере Никитовского рудного поля в Донбассе) // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитермального рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1990. - С. 24-33.

6. Сребродольский Б.И., Ветров Ю.И., Строев В.М. Проявления самородной серы в Днепровско-Донецкой впадине // Разведка и охрана недр,1971.-№10.-С.13-15.

7. Шумлянський В.А. Киммерійська металлогенічна епоха на території України.- К.: Наукова думка.-1983.-220с.

8. Шумлянський В.А. Гидрогеологическая инверсия, нефтенакпление и рудообразование // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы междунар. конф. памяти акад. П.Н.Кропоткина (20-24 мая 2002г., Москва).- М.:ГЕОС,2002.-С.276-278.

9. Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар Т.В., Івантишина О.М., Субботін А.Г., Безугла М.В., Александров О.Л. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України // Наукові праці ін-ту фундаментальних досліджень, К.: Знання, 2003.-Вип.6.- 272с.