

М. М. Костенко, д-р геол. наук, завідувач відділу (Український державний геологорозвідувальний інститут), nrgsgs@ukr.net, ORCID-0000-0002-0781-7318

ГЕОЛОГІЯ, СКЛАД І ПЕРСПЕКТИВИ ЗОЛОТО- Й АЛМАЗОНОСНОСТІ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ КОНГЛОМЕРАТІВ БІЛОКОРОВИЦЬКОЇ ПАЛЕОЗАПАДИНИ

Конгломерати Білокоровицької палеозападини (Волинський мегаблок Українського щита) розвинені серед утворень нижньобілокоровицької підсвіти на двох стратиграфічних рівнях: базальні і в підосвіті другого ритму седиментації. Виділяють два типи конгломератів: поліміктові (утворюють невеликі тіла) та олігоміктові (переважно кварцового складу), що складають основний горизонт. У фаціально-генетичному аспекті конгломерати являють собою пролювіально-алювіальні конуси виносу. Сформувалися вони з уламкового матеріалу з двох джерел: більш ранньої вулканогенно-осадової товщі (тобто проміжного колектора) і докембрійської кори вивітрювання порід кристалічного фундаменту. У конгломератах виявлено золото й алмази. За гранулометричними ознаками золото є видиме й тонкодисперсне. Алмази в основному дрібні (менше 1 мм), проте визначено й три зерна відносно великі (за класом –4+2 мм). При цьому 75 % кристалів належать до кімберлітового типу (з них до ультраосновних парагенезисів – 50 % та еклогітового – 25 %).

Конгломерати Білокоровицької палеозападини й надалі залишаються високopersпективним об'єктом на виявлення розсіпних родовищ золота й алмазів. Саме прямі пошукові ознаки алмазонасності засвідчують наявність у конгломератах докембрійських розсіпів алмазів, а присутність алмазів різних класів за величиною – загалом про високу вірогідність виявлення в них крупних кристалів дорогоцінного каміння, які б могли становити інтерес для ювелірної промисловості. Для позитивного вирішення цього питання потрібно змінювати саму методику проведення прогнозно-пошукових робіт на ці корисні копалини. Відповідно до зазначеного пролювіально-алювіального генезису конгломератів і нерівномірного гніздово-струменистого розподілу золота в них треба орієнтуватися на пошуки невеликих за розмірами, але збагачених металом (зокрема й алмазами) струменів (завширки в першій метри).

Ключові слова: Волинський мегаблок Українського щита, докембрій, Білокоровицька палеозападина, конгломерати олігоміктові, золото, алмази.

Вступ

Білокоровицька палеозападина за ширишки від 2 до 8 км і загальною протяжністю до 35 км розміщена в північній частині Волинського мегаблока Українського щита (УЩ) і витягнута в субмеридіональному напрямку вздовж північно-західної границі Коростенського плутону (рис. 1) [4]. На північному заході

вона обмежена Суцано-Пержанською тектонічною зоною, на північному сході з Овруцькою рифтогенною структурою межує по Центральнокоростенському розламу, а на півдні – центриклинально замикається.

На сучасному ерозійному зрізі палеозападина фактично складається з двох фрагментів. Найбільша за площею її південна

частина, власне Білокоровицька структура, для якої загалом характерна нормальна послідовність залягання порід, має меридіональне простягання. При цьому в південній частині і її східному борту відзначається полого (під кутом 10–30°) залягання порід, з поступовим збільшенням кута падіння в північному напрямку. Водночас західний борт структури ділянками ускладнений деформаціями підкидо-насувного характеру, а тому шаруватість тут має стрімке падіння: під кутом від 50° у південно-західній частині до 80° – у північно-західній.

Північно-західна частина структури представлена Плотницьким її відгалуженням (блоком), яке у вигляді вузької смуги завширшки до 1 км при довжині до 11 км у районі с. Верба стрімко повертає на північний захід. Південно-західна границя цього відгалуження збігається з фронтальною частиною Вербинського насуву, де породи “рами” насунуті у південно-східному напрямку на вулканогенно-осадові породи палеозапщини [9].

Палеозапщина складена слабометаморфізованими (низькотемпературна суб-

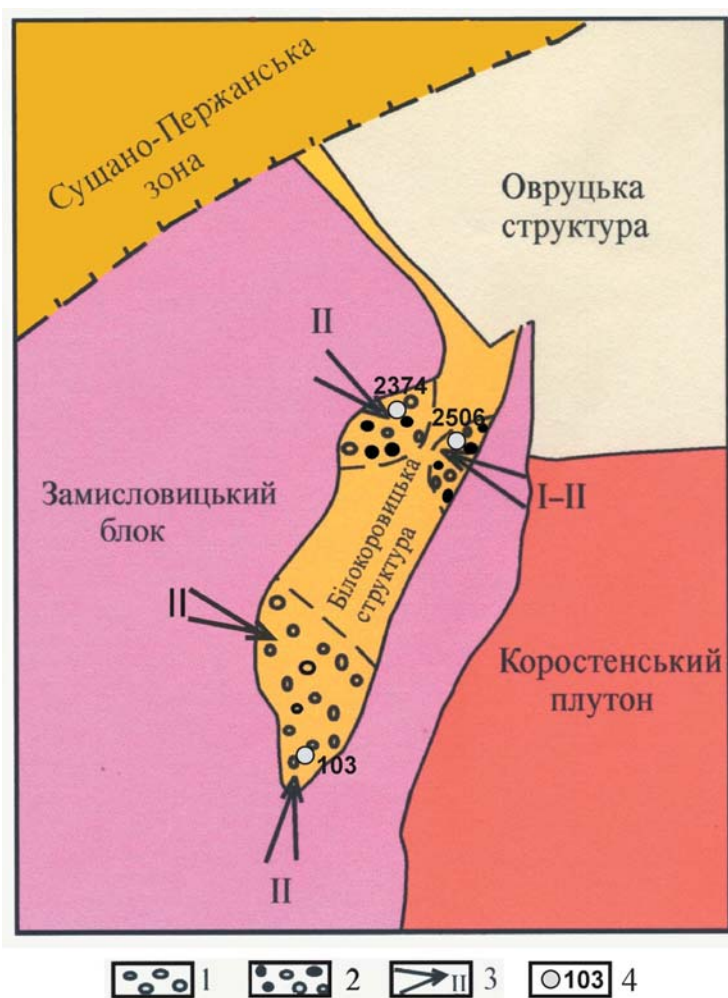


Рис. 1. Схема поширення конгломератів Білокоровицької структури

1–2 – площі поширення конгломератів (1 – олігоміктових, 2 – поліміктових); 3 – напрямки палеотранспорту грубоуламкового матеріалу, унаслідок якого сформувалися конгломерати: I – базального типу, II – в основі другого ритму; 4 – свердловини та їх номери

фація зеленосланцевої фації метаморфізму) вулканогенно-осадовими утвореннями палеопротерозойської топільнянської серії загальною потужністю до 1,2 км, серед яких також трапляються майже не змінені різновиди порід – аргіліти й алевроліти. У складі серії виділяють дві світи: білокоровицьку (нижню) і озерянську (верхню), які розрізняються за складом порід і фаціальними умовами формування.

Білокоровицька світа з кутовою і стратиграфічною неузгодженістю безпосередньо залягає на докембрійській метаморфізованій корі вивітрування гнейсів тетерівської серії, мігматитів, гранодіоритів і гранітів шереметівського й житомирського комплексів [6]. За літологічним складом вона поділяється на дві підсвіти: нижню (потужністю від 60 до 150 м) і верхню (потужністю понад 500 м) (рис. 2). При цьому нижньобілокоровицька підсвіта відзначається ритмічною будовою: у ній виділяються два трансгресивні макроритми й один трансгресивно-регресивний. Потужність макроритмів сягає 30 м. Нижні трансгресивні ритми мають трикомпонентну будову. Кожний з них починається грубозернистими породами (гравелітами й гравійними пісковиками або конгломератами) і завершується тонкозернистими – аргілітами і філітоподібними сланцями з прошарками алевролітів і домішками туфогенного матеріалу. Верхній трансгресивно-регресивний макроритм являє собою пачку перешарування дрібнозернистих пісковиків, алевролітів і аргілітів чи філітоподібних сланців також з домішками туфогенного матеріалу. У південній частині структури спостерігаються чотири локальні потоки базальтів, які залягають на різних стратиграфічних рівнях нижньої частини підсвіти. Верхньобілокоровицька підсвіта представлена потужною товщею різнозернистих поліміктових і кварцитоподібних пісковиків, з-поміж яких трапляються сили діабазів і діабазових порфіритів. Переходи між цими пачками поступові.

Озерянська світа приурочена до центральної частини Білокоровицької струк-

тури і залягає без перериву на верхньобілокоровицьких пісковиках. Складена монотонною пачкою перешарування серицит-кварцових, серицит-хлорит-кварцових сланців, аргілітів та алевролітів, з прошарками в північній частині дрібнозернистих пісковиків у нижній частині стратиграфічного підрозділу з покривом толеїтових порфірових базальтів.

Стратиграфічне розміщення, будова та склад конгломератів

Конгломерати розвинені з-поміж утворень нижньобілокоровицької підсвіти, де утворюють два горизонти, пов'язані з різними стратиграфічними рівнями [2, 4, 7].

Базальні конгломерати, які залягають у подошві першого ритму седиментації, виявлено лише в середній частині східного борту структури (сверд. 2506) (рис. 1, 2); протяжність тіла конгломератів за її простяганням становить близько 4 км, за потужності – 1,7 м. Розмір тіла за падінням і простяганням точно не визначено. На північ і південь конгломерати фаціально заміщуються гравелітами й гравійними пісковиками. Невеликої потужності (0,2–0,8 м) локальні лінзоподібні тіла конгломератів у подошві першого ритму осади накопичення зафіксовано також у південній частині структури. Але найчастіше в базальній частині нижньобілокоровицької підсвіти трапляються прошарки (до 0,2, інколи до 0,9 м) гравелітів і гравійних пісковиків.

Грубозернистий матеріал у породах слабо обкатаний, дуже поганого ступеня сортування й розміщений без видимого орієнтування. Усе це, а також сама лінзоподібна форма конгломератового тіла засвідчують те, що базальні конгломерати середньої частини структури є продуктами ближнього знесення, очевидно конусом винесення тимчасових гірських струмків.

Базальні конгломерати характеризуються поліміктовим складом. Вони складені уламками яшмоїдів, кварцових порфірів, серицитових сланців, алевритів, кварцито-пісковиків, тонкозернистої

кремнеземистої породи й кварцу (фото 1). При цьому на частку кварцової гальки припадає до 25–30 % від об'єму всіх котунів, загальний уміст яких у породі не перевищує 50 %. Заповнювачем конгломератів є різнозернистий гравійний пісковик на серицит-кварцовому цементі.

Другий горизонт конгломератів розвинений у підшві другого ритму нижньобі-

локоровицької підсвіти. Складається він з трьох окремих тіл. Одне з них міститься в центральній частині східного борту Білокоровицької палеозападини і просторово збігається з вищезазначеним тілом базальних конгломератів (рис. 1, 2). Горизонт “пудингових” конгломератів (конгломератоподібних пісковиків) східного борту структури має чотири прошарки

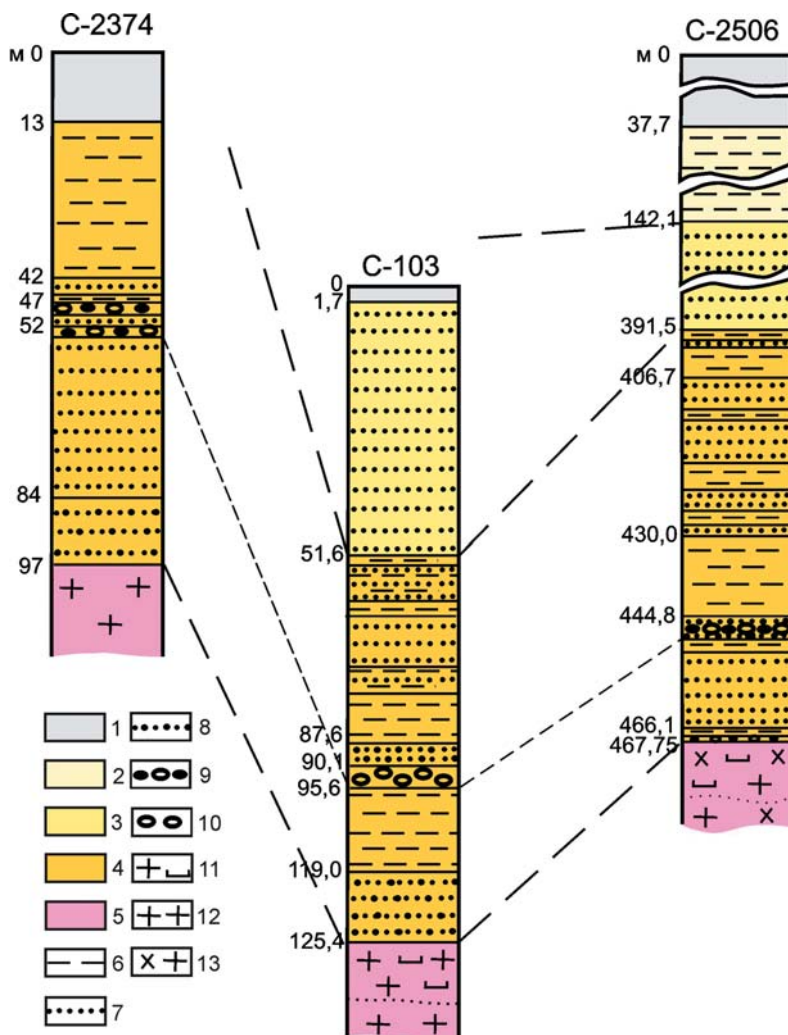


Рис. 2. Геологічні колонки утворень нижньобілокоровицької підсвіти центральної (сверд. 2374, 2506) і південної (сверд. 103) частин Білокоровицької структури

1 – пухкі відклади четвертинної системи; 2–4 – палеопротерозойські утворення топільнянської серії (2 – озерянська світа, 3 – верхньобілокоровицька і 4 – нижньобілокоровицька підсвіти білокоровицької світи); 5 – гранітоїди житомирського комплексу; 6 – аргіліти й сланці філітоподібні; 7 – пісковики; 8 – пісковики гравійні; 9 – конгломерати поліміктові; 10 – конгломерати олігоміктові; 11 – докембрійська кора вивітрянання; 12 – граніти; 13 – гранодіорити

(лінзи) сумарною потужністю 1,8 м, які залягають серед пачки різнозернистих пісковиків. Ширина простягання конгломератів уздовж борту структури сягає 5 км. У свердловинах, розміщених північніше й південніше цього тіла, вони не спостерігаються. Загальний уміст гальки в конгломератах не перевищує 15 %, а величина уламків – 1–2 см.

Друге тіло, майже таких самих розмірів, розміщується на протилежному боці, у західному борті структури (у районі с. Рудня Озерянська) (рис. 1, 2). Конгломератове тіло складається з двох прошарків сумарною потужністю до 2,7 м, розділених пісковиком потужністю до 3 м. Середній уміст гальки в конгломератах становить до 50 %, а розмір уламків за витягнутою віссю сягає 4 см (фото 1).

За складом гальок, ступенем обкатаності і сортуванням уламкового матеріалу, а також за кількістю кварцової гальки конгломерати зазначених тіл другого ритму седиментації подібні до базальних утворень. Відрізняються вони від них тільки наявністю косої шаруватості, зумовленої зорієнтованим розміщенням прошарків (під кутом 20–25° відносно залягання пласта конгломератів).

Зовсім іншими особливостями складу та будови, умовами формування, а також за джерелом знесення уламкового матеріалу відрізняються конгломерати основного тіла другого ритму осадонакопичення, розвинутого в південній частині структури (район сс. Білорочівці, Дуброва) (рис. 1, 2). Ці конгломерати разом з перекривальними їх гравелітами і гравійними пісковиками (фото 2) утворюють єдиний щодо генетики грубоуламковий горизонт, який залягає на товщі аргілітів і філітоподібних сланців. Верхня границя самих конгломератів з гравійними пісковиками поступова і виражається в зменшенні розміру теригенного матеріалу, а нижня з аргілітами і філітоподібними сланцями має різкий контакт.

За площею розмір пласта грубоуламкових порід становить понад 50 км². Потужність цього горизонту досить не ви-

тримана і варіює від 4 до 18 м. При цьому, якщо потужність товщі гравелітів і гравійних пісковиків у ньому є більш-менш витриманою (від 3,5 до 5,0, рідше до 6,0 м), то потужність конгломератової пачки змінюється в широких межах – від 1,0 до 7,5 м, сягаючи інколи 13,5 м. Загалом виділяються три ділянки максимальної потужності конгломератового горизонту і водночас максимального нагромадження грубоуламкового матеріалу (рис. 3). Одна з них розміщена в західному борті Білорочівської грабен-синкліналі (у районі с. Дуброва), яка тягнеться вздовж структури протягом до 1,5 км. Потужність гравійно-конгломератового горизонту загалом змінюється від 6,0 до 18,0 м, а безпосередньо конгломератової товщі – від 6,0 до 13,5 м. Друга ділянка підвищеної потужності конгломератів спостерігається на південному замиканні структури. В її межах виділяються дві зближені ділянки. Одна з них (завширшки до 1,5 км) розміщена на південно-західному замиканні западини. Потужність гравійно-конгломератового горизонту тут змінюється від 7,5 до 11,0 м, а безпосередньо конгломератової пачки в ньому майже скрізь витримана і становить 5,0 м. Інша ділянка (завширшки 2 км) міститься на південно-східному замиканні структури, де потужність конгломератів змінюється від 7,5 до 10,5 м.

Зіставлення потужностей конгломератів на ділянках максимального й мінімального нагромадження галькового матеріалу засвідчує, що потужності цих порід на першій ділянці приблизно в 3–10 разів перевищують потужності на других.

Внутрішня будова конгломератового горизонту досить складна (рис. 4). На фоні грубоуламкового горизонту з одним пластом виділяються лінійно-витягнуті в північному напрямку смуги двошарової і більше шарів будови завширшки до 1 км. Окрім того, меншої ширини смуги такого ж напрямку фіксують ділянки розвитку пісковиків у базальній частині конгломератового горизонту. Усе це підкреслює потокові умови формування конгломератів з різною енергією потоку.

Конгломерати – це сірі й бурувато-сірі, інколи з червонуватим відтінком дрібно-середньогалькові олігоміктові до поліміктових породи (фото 3, 4). Складені галькою сірого, світло-сірого й темно-сірого жильного кварцу, усереднений уміст якої становить 85,6 %, осадових порід (кварцити, пісковики, гравеліти) – до 8 % і вулканогенних (яшмоїди, кварцові

порфіри, альбітофіри, вторинні кварцити) – до 7,4 % (рис. 5). Уміст гальки в конгломератах коливається від 35 до 85 %. Розподіл її безладний. Найпоширеніші конгломерати з умістом гальки 40–60 %. Галька характеризується переважно добрим і задовільним ступенем обкатаності. При цьому, ступінь обкатаності залежить від величини гальок та їх складу. Найкраще обкатана галька



Фото 1. Зовнішній вигляд поліміктових конгломератів

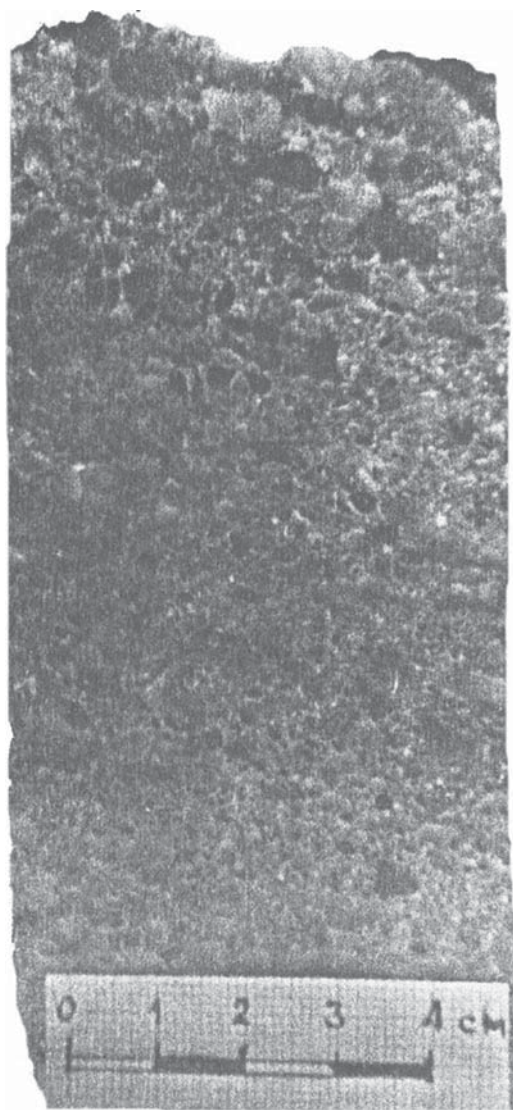


Фото 2. Зовнішній вигляд гравійних пісковиків

кварцу. Уламки яшми і вулканогенних порід обкатані гірше. Узагалі ж поганою обкатаністю характеризуються гальки і гравій розміром до 1 см. Форма більшос-

ті гальок неправильно-округла, рідше витягнута, еліпсоїдна, яйцеподібна; для яшмоїдів характерна кутасто-заокруглена форма.

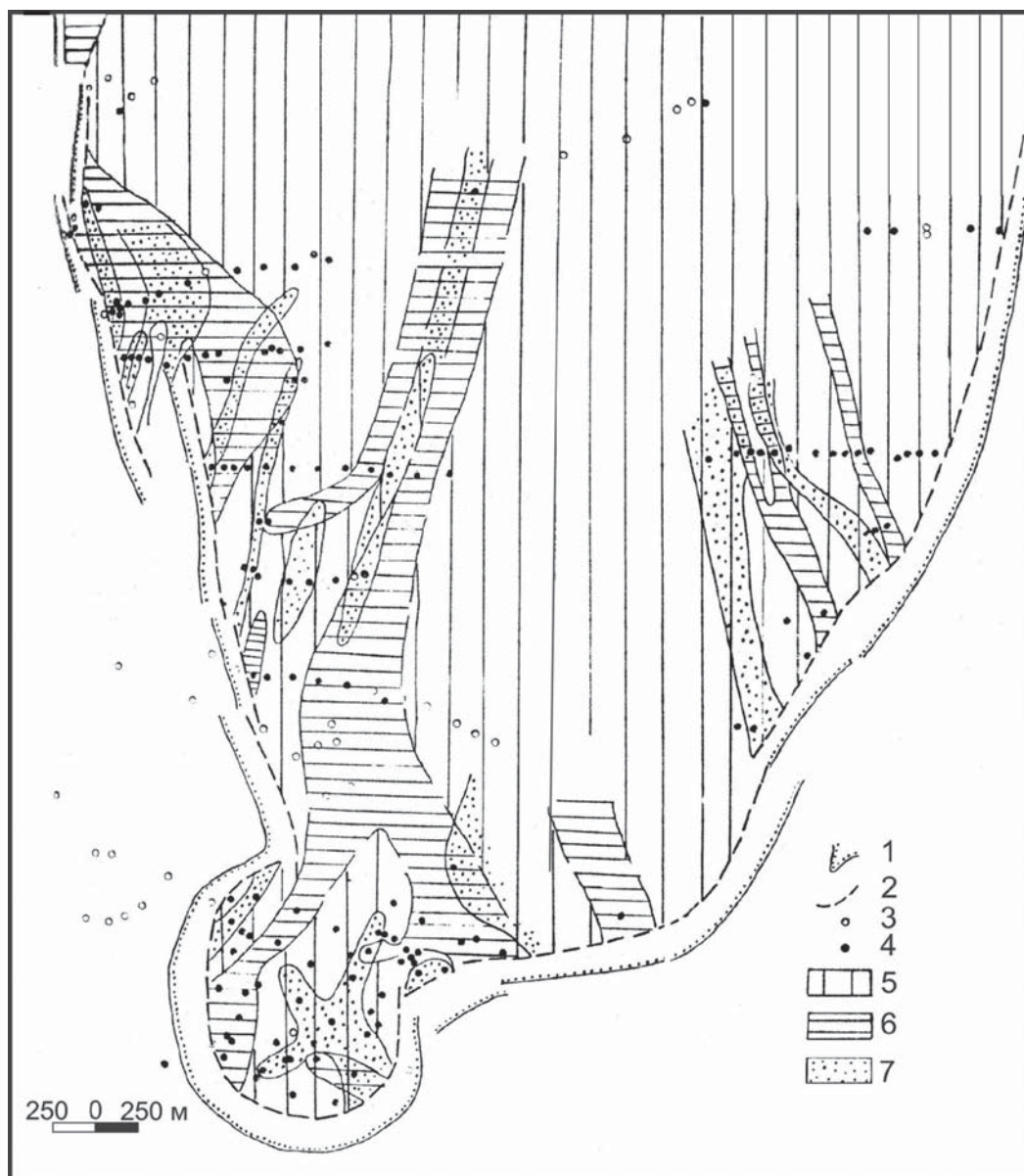


Рис. 3. Схема усередненого вмісту гальки в конгломератах південної частини Білокоровицької структури

1 – контури Білокоровицької структури; 2 – границі виходу підшови конгломератового горизонту на сучасну ерозійну поверхню; 3 – бурові свердловини; 4 – бурові свердловини, які розкрили конгломерати; 5–6 – грубоуламковий горизонт (5 – з одним шаром конгломератів, 6 – з двома і більше шарами конгломератів); 7 – ділянки розвитку пісковиків у базальній частині конгломератового горизонту

Виділяються три різновиди конгломератів: дрібногалькові (розмір гальки 1–2,5 см), середньогалькові (2,5–5,0 см) і змішані дрібно-середньогалькові. Варто зазначити, що в розрізі конгломератового пласта переважають дрібно-середньогалькові породи. Зрідка в них трапляються поодинокі гальки розміром від 5 до 10 см.

Сортування галькового матеріалу за розміром у конгломератах загалом погане (фото 4). Інколи спостерігається зо-

рієнтована укладка гальок в одному напрямку (рис. 6). Загалом галька не зазнала якихось динамо-метаморфічних змін: усі гальки мають згладжені закінчення, хвостатих гальок немає.

Кварц складає основну частину гальок. Він неоднорідний за складом, структурними особливостями і, очевидно, походженням. За кольором переважають кварцові гальки білі й мутнувато-сірі; рідше трапляються темні, рожеві, зеленуваті та ін-



Рис. 4. Схема будови конгломератового горизонту південної частини Білорівницької структури

Умовні позначення див. на рис. 3



Фото 3. Зовнішній вигляд олігоміктових конгломератів



Фото 4. Зовнішній вигляд олігоміктових (переважно кварцових) конгломератів з поганим ступенем сортування грубоуламкового матеріалу (червона галька – яшмоїди)

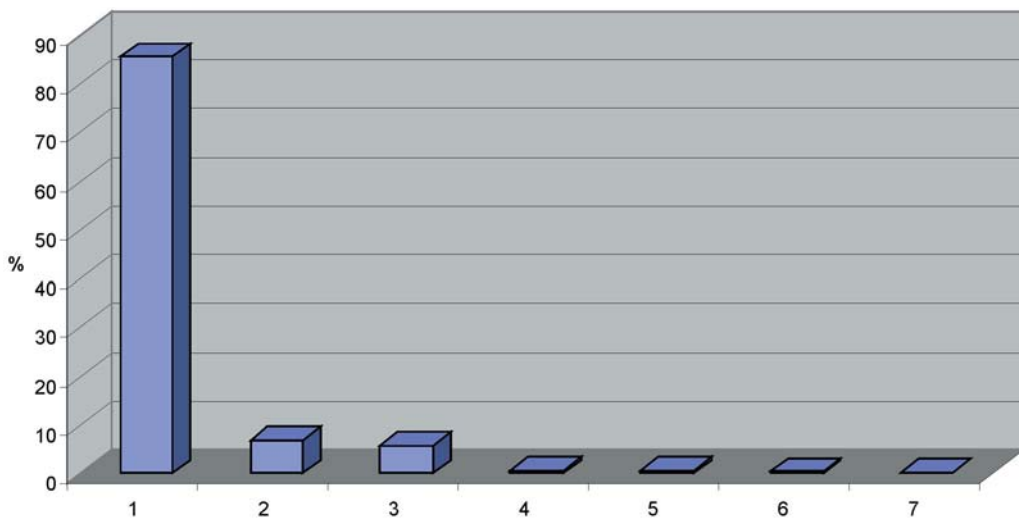


Рис. 5. Гістограма середнього вмісту галькового матеріалу у % за різновидами порід у конгломератах південної частини Білорівницької структури

По осі X показано гальку: 1 – кварцу; 2 – пісковнику, кварцитопісковнику; 3 – яшмоїдів; 4 – скременілих порід; 5 – кристалосланців; 6 – гравелітів і конгломератів; 7 – алевролітів і сланців філітоподібних

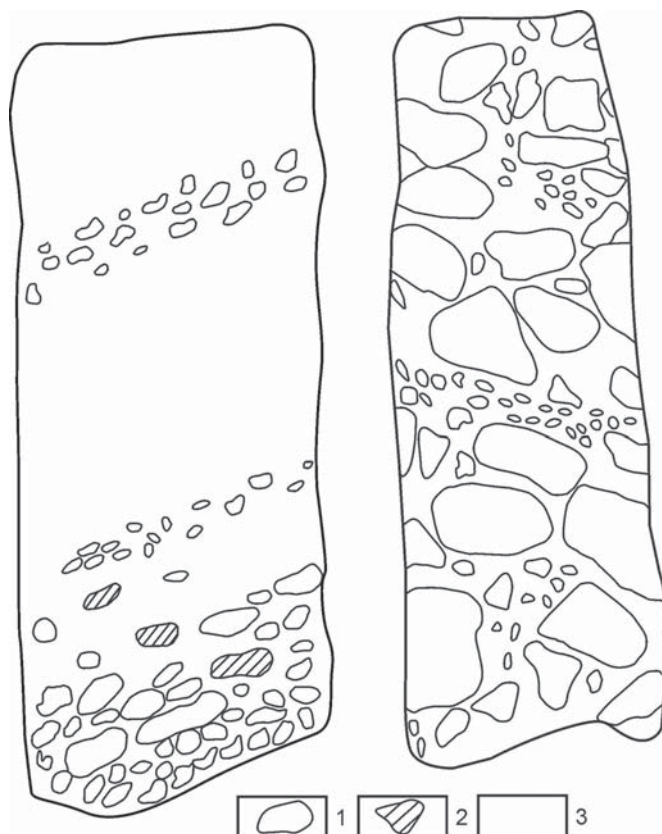


Рис. 6. Фрагмент зорієнтованої укладки гальок і гравію в одному напрямку

1 – галька кварцу; 2 – галька яшмоїдів; 3 – пісковик

ших відтінків. Переважає жильний кварц блочної й дрібнозернистої будови. Нерідко кварц катаклазований і мілонізований, що засвідчує розмиття тектонічних зон, в яких локалізувалися кварцові жили. Кварц монолітний або в його складі відзначаються слюди (мусковіт, серицит) і турмалін.

Особливу групу гальок у конгломератах становлять метаморфізовані теригенні породи. З-поміж них поширені гальки кварцито-пісковиків, кварцових і кременисто-кварцових пісковиків, конгломератів і гравелітів. Гальки округлої, овальної, еліпсоїдальної і злегка сплюсненої форми.

Кварцито-пісковики – це рожево-сірі, світло-сірі, сірі й темно-сірі (залежно від домішок сторонніх, переважно слюдистих мінералів – серициту, мусковіту або пірофіліту) дрібнозернисті, зазвичай зливні породи, які характеризуються гранобластовою структурою, часто з елементами катакластичної структури [13]. Цемент вдавлювання, рідше – регенераційний, кварцовий, інколи слюдистий або кварцово-слюдистий. Трапляються різною мірою перекристалізовані й скварцьовані дрібнозернисті кварцити сірого й світло-сірого кольору – аж до утворення великих гранобластових виділень кварцу з реліктами дрібнозернистого матеріалу в міжгранулярному просторі.

Пісковики за складом близькі до кварцито-пісковиків. Поверхня гальок шорстка, ямчаста, що засвідчує слабшу цементацію порід. Цемент поровий або стикання, кварцовий з домішками серициту. За складом уламків виділяють дві групи пісковиків: світло-сірі, переважно кварцові з добре обкатаними уламками і рожеві до червоних плямисті яшмоїдні з погано обкатаними уламками.

Гальки конгломератів або гравелітів трапляються у вигляді плямистих округлих гальок з ямчастою поверхнею, зумовленою неоднаковою стійкістю складаючих їх зерен. Ці породи поділяються на дві групи: конгломерати, в яких кутасті уламки кварцу зцементовані пісковиком, і

гравеліти, уламковий матеріал яких сформований яшмоїдами.

Зрідка трапляється погано викачана галька сланців кварц-серицитових і турмалін-кварцових з рудними мінералами.

Серед галькового матеріалу досить поширені вторинні кварцити білого, світло- й темно-сірого, рідше – брудно-фіолетового й сіро-жовтого кольору породи, порфірбластової, катакластичної, гетерокристалічної структури. З-поміж них виділяють дві групи: тонкозернисті серицитові чітко сланцюваті породи й зернисті масивні, інколи плямистої текстури, кварцові утворення.

Вулканогенні породи у складі галькового матеріалу представлені метасоматично зміненими породами – кварц-серицитовими метасоматитами по кислих ефузивах, фельзитами по кислій лаві, скварцьованими та скременілими кислими туфами, порфіроїдами по туфах [13]. Найпоширенішими з-поміж них є яшмоїди, які являють собою червону, рожеву й буру мікрозернисту породу, складену агрегатами кварцу й кислого польового шпату. Їхнє забарвлення зумовлене домішками гематитового пилу, який виповнює пори в породі. Загалом це вторинні яшмоїди, які утворилися внаслідок перетворення (заміщення первинних мінералів кремніястими й залізо-кремніястими утвореннями) вулканогенних порід (ефузивних і туфогенних утворень переважно середнього й кислого складу) і зберігають релікти їх первинних структур.

Заповнювачем (матриксом) для конгломератів є світлий, жовтувато-зелений або зеленувато-сірий поліміктковий різнозернистий пісковик, який становить 15–60 % від об'єму породи. Цемент пісковіку різний. Там, де розвинений цемент зіткнення, він кварцовий, кремніястий або кремніясто-серицитовий. Якщо поширений цемент діркового або базального типу, то він зазвичай кремніясто-серицитовий, ділянками карбонатний чи з домішками карбонатного або залізного матеріалу.

Золотоносність конгломератів

Грубоуламкові породи Білорівницької структури належать до формації докембрійських золотоносних конгломератів [2, 7, 8], з якою у Світі пов'язані великі родовища металу. Найбільшими об'єктами – аналогами цього генетичного типу є Вітватерсранд (ЮАР) і менш продуктивні конгломерати Гани, Бразилії, США. Крім золота, як супутні компоненти в них є алмази, платиноїди, уранініт, мінерали рідкісних металів.

Проведеними в різні роки геолого-знімальними та пошуковими роботами (М. С. Супруненко та ін., 1978; Б. Л. Висоцький, М. М. Костенко, 1982) у конгломератах Білорівницької структури визначено наявність золота. Розподіл золота в них нерівномірний, у вигляді гнізд і витягнутих струменів. Уміст золота варіює від міліграмових концентрацій і до 1–2 г/т в окремих пробах (рис. 7).

Як показали дослідження, які провели співробітники Львівського національного університету (У. І. Феношина, Є. М. Сливко, 1982), золото в конгломератах Білорівницької палеозападини за гранулометричними ознаками є видиме й тонкодисперсне. Тонкодисперсне золото (розмір частинок менше 0,01 мм) містяться в розсіяному вигляді в мінералах-носіях, в основному в гальці кварцу й сульфідах. За частотою трапляння гранулометричних класів видимих золотин перше місце займає дуже дрібне, за ним іде – дрібне, пилясте, тонкодисперсне та середньої величини золото (рис. 8).

Нижче характеристику золотин надано за даними У. І. Феношиної і Є. М. Сливко, 1982 р.

За морфологією з-поміж вивчених золотин виділяють ідіоморфні, неправильні й меншою мірою змішані форми.

Ідіоморфні виділення золота – це дрібні, дуже дрібні й пилясті (0,25–0,02 мм) слабозвинені, майже округлі кристалики зазвичай ізометричної форми (фото 5). На крупніших кристаликах проглядаються грані ромбододекаедра, можливо октаедра й куба, на дрібніших – кристалографічні

форми розрізняються важко. В окремих випадках трапляються ізометричні кристалики золота у кварці. Поверхня більшості кристалів шорстка, окремі грані гладкі, часто зі східчастими скульптурами. Золото, найімовірніше, відпрепароване з кварцової гальки, яка так само утворилася під час руйнування кварцових золотоносних жил.

Переважає маса металу представлена золотинами **неправильних форм**, загальною ознакою яких є підпорядкованість порожнинам, що були до початку відкладання золота або утвореними під час його кристалізації. Серед них виділяються тріщинні, цементаційні та інтерстиційні виділення.

Тріщинні виділення нечисленні й представлені дрібними (0,5×0,4–0,2×0,15 мм) золотинками грудкоподібної форми (фото 6). Зазвичай це масивні ізометричні, інколи дещо витягнуті плоскі виділення з невеликими тупими відгалуженнями. Поверхня золотин нерівна, шорстка або дрібноямчаста, інколи з відбитками зерен і кристалів інших мінералів, очевидно кварцу. Інколи такі виділення представляють собою золоті зліпки нерівностей стінок тріщин. Особливості тріщинних золотинок, а також наявність їх зростків з кварцом дають змогу передбачити, що вони занесені в конгломерати разом з кварцовою галькою, а потім були відпрепаровані з неї.

Проте більшість вивчених золотин представлено **цементаційними виділеннями** (фото 7). В основному це різновеликі золотини комірчастої й петлюватої форми. Найкрупніші (від 2,0×0,9 до 0,75×0,5 мм) золотини – об'ємні каркасні грубокомірчасті виділення, які складені зі зростків дрібних ксеноморфних частинок, між якими містяться зерна кварцу розміром 0,4×0,2–0,15×0,1 мм і менше, зрідка величиною 0,15×0,1 мм і менше, інколи трапляються зерна циркону.

Дрібніші золотини (менше 0,5 мм) – це в основному дрібнокомірчасті й петлюваті виділення.

Інтерстиційні виділення в конгломератах мають підлегле значення і харак-

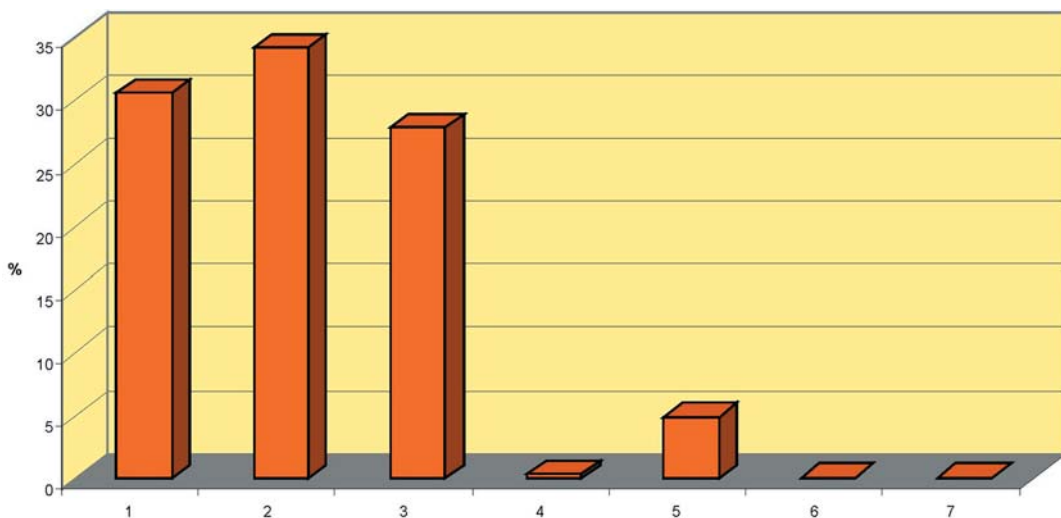


Рис. 7. Гістограма частоти трапляння золота різного рівня вмісту у відібраних пробах з конгломератів Білокоровицької структури

По осі X показано рівні вмісту золота (у g/m): 1 – не виявлено; 2 – 0,003–0,009; 3 – 0,01–0,05; 4 – 0,06–0,09; 5 – 0,1–0,5; 6 – 0,6–0,9; 7 – 1,0–2,0

теризуються дуже дрібними розмірами (0,15–0,05 мм і менше). Це в основному кутасті, часто сплюснуті частки з гостровиклинюючими виступами. У відпрепарованому вигляді мають вигляд ажурних каркасів. Від дрібних тріщинних і цементацийних золотин їх відрізняє наявність рівних поверхонь обмеження – результат

виділення в інтерстиціях агрегатів різних мінералів, в основному кварцу.

Таким чином, цементацийні та інтерстиційні виділення вивченого золота є епігенетичними стосовно до зерен кварцу, і утворилися вони внаслідок інтрамінералізаційних перетворень золота в конгломератах.

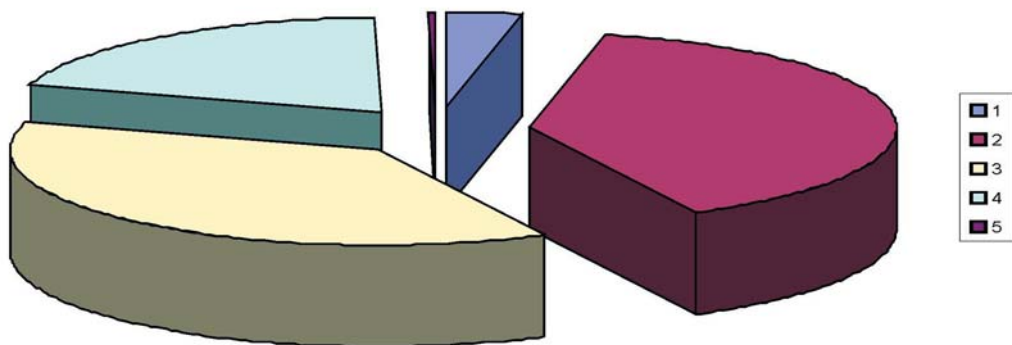


Рис. 8. Діаграма розподілу частинок видимого золота в конгломератах за гранулометричними класами

Гранулометричні класи золота: 1 – пілясте (0,05–0,01 мм), 2 – дуже дрібне (0,1–0,05 мм), 3–4 – дрібне (3 – 0,25–0,1 мм; 4 – 1,0–0,25 мм), 5 – середньої величини (2,0–1,0 мм)

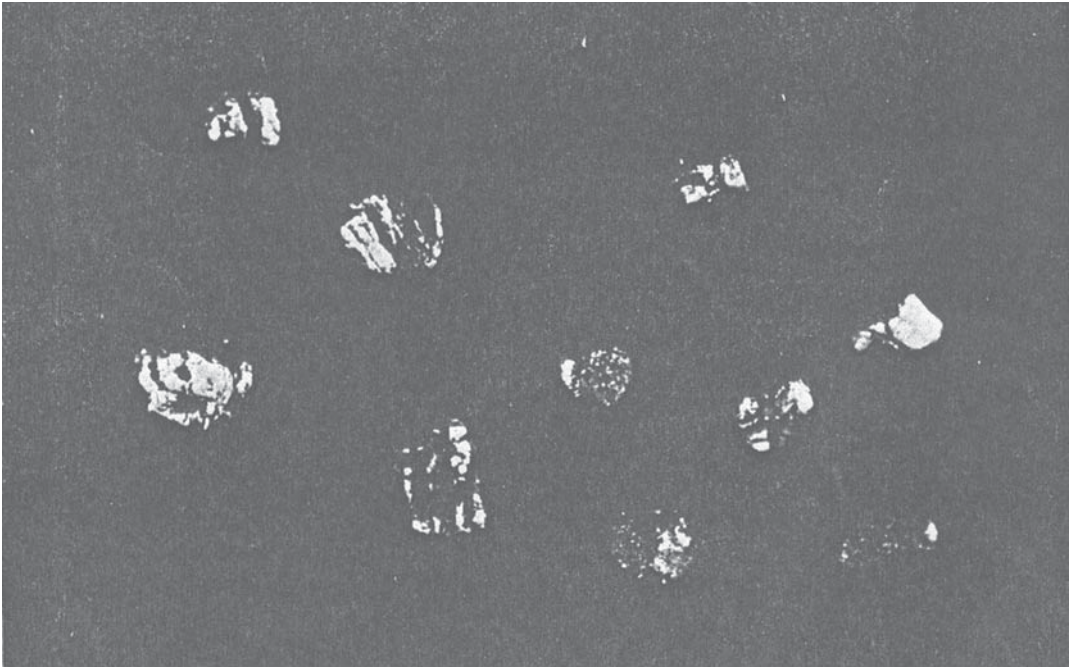


Фото 5. Ідіоморфні виділення золота – слабозвинуті кристалики ізометричної чи близької до неї форми. Вигляд під бінокляром, зб. 50^x

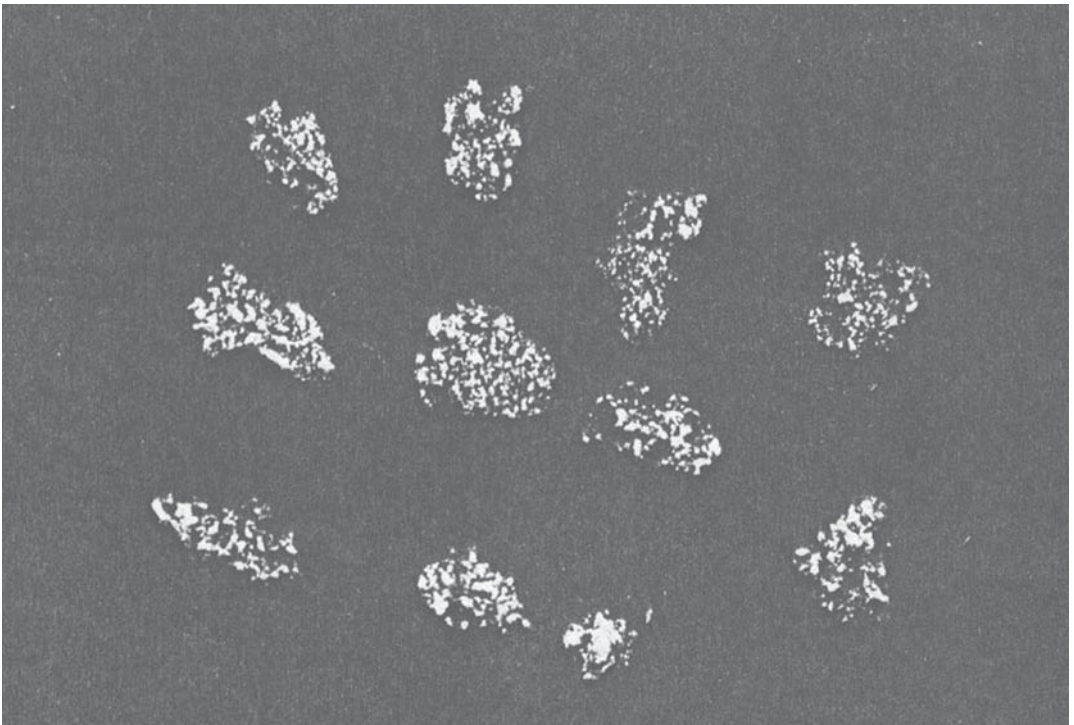


Фото 6. Виділення золота неправильної форми – тріщинні. Вигляд під бінокляром, зб. 40^x

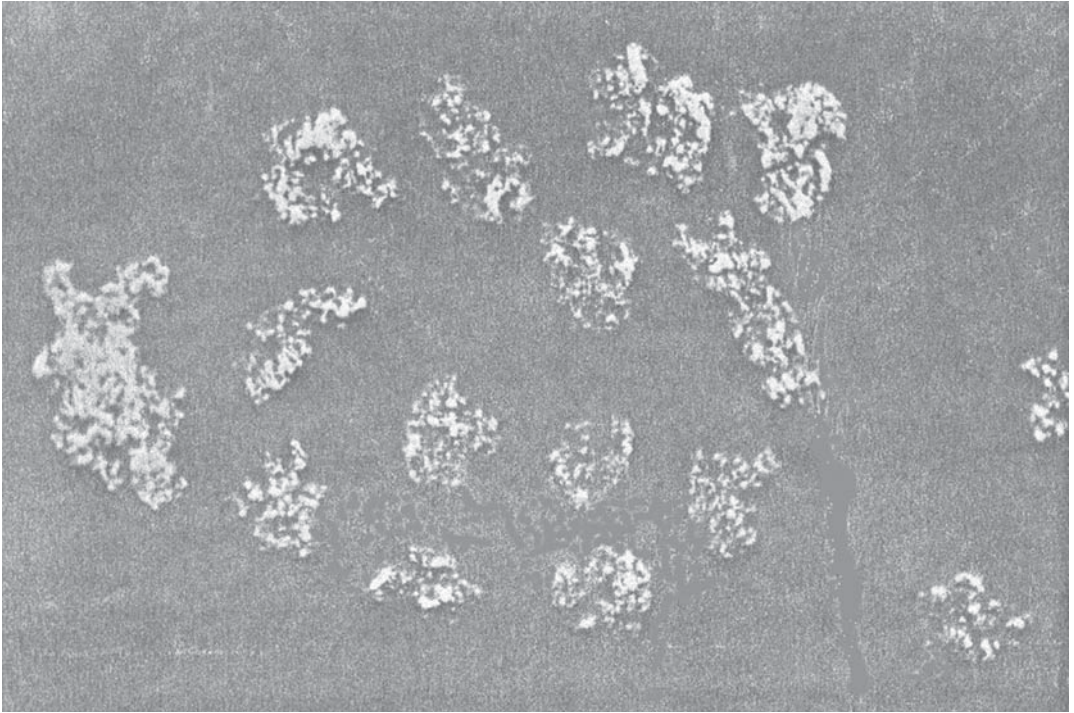


Фото 7. Виділення золота неправильної форми – цементациїні. Вигляд під бінокляром, зб. 80^x

Змішані форми золота нечисленні. Зазвичай це окремі асиметричні золотини тріщинного типу, в яких з однієї сторони – відбиток стінки тріщини, а з іншої – ідіоморфні виділення.

Золото Білокоровицької структури має яскравий золотистий колір, і тільки з-поміж цементациїних виділень трапляються золотинки блідого золотисто-жовтого кольору, зрідка з рожевуватим відтінком. Трапляються також окремі цементациїні виділення, які покриті плівкою гідрооксидів заліза бурого кольору. Колір золота, як відомо, є функцією складу, тобто залежить від концентрації в ньому елементів-домішок. Загалом вивчені золотини збіднені на елементи-домішки: крім постійних елементів – срібла й міді, золото вміщує свинець, а окремі золотини – також титан і марганець (мікроелементний склад визначено за допомогою лазерного мікроспектрального аналізу), що засвідчує надзвичайну чистоту вивчених золотин.

Генезис конгломератів і золота в них

Щодо генезису білокоровицьких конгломератів немає одностайності, оскільки різні дослідники розглядають варіанти алювіального, пролювіально-алювіального, авандельтового, дельто-естуарієвого й континентального прибережно-басейнового їх походження. Проте визначення фаціальних умов на момент їх накопичення має великий науковий і практичний інтерес, оскільки від цього залежать перспективи прогнозу на різні корисні копалини.

Наведені особливості будови і складу поліміктових конгломератів центральної частини структури (базальних і залеглих в основі другого трансгресивного ритму) та їх локальний розвиток дають підстави вважати, що вони являють собою конуси виносу тимчасових гірських струмків. Погані обкатаність і сортування грубоуламкового матеріалу вказує на його близьке перенесення, а сам склад конгломератів – на формування їх переважно розмиттям

давніх вулканогенно-осадових утворень, розвинутих в обрамленні західної та східної бортових частин структури.

Конгломерати основного тіла південної частини структури є більш зрілого (переважно олігоміктового, суттєво кварцового) мінерального складу. Максимальне вивантаження грубоуламкового матеріалу, що спостерігається на двох ділянках – у західній і південній частині тіла, і збільшення кількості й розміру гальки в них, складна будова самого конгломератового пласта (палеорельєф покривлі конгломератів нерівний з окремими лінійно витягнутими “депресіями” й “горбами”) і самих конгломератів на ділянках збільшення їх потужності, де виділяється до чотирьох конгломератових шарів, які перемежуються з прошарками пісковика (що вказує на періодичне зменшення енергії потоку), відсутність швидких фаціальних змін гранулометричного складу порід на невеликих відстанях і водночас велика протяжність (до 10 км) самого конгломератового горизонту за простяганням, погане сортування уламкового матеріалу в породах і наявність гальки різного ступеня обкатаності (від поганої до доброї) дають змогу дійти висновку, що конгломерати у фаціально-генетичному аспекті являють собою пролювіально-алювіальні конуси винесення, тобто вони є потоковими утвореннями. Крім того, ознаками поточкових утворень є струменистий розподіл важких шліхових мінералів у конгломератах. Завдяки підвищеній потужності конгломератів можна виділити дві ділянки розвантаження алювію: у західному борті структури (у районі с. Дуброва) і південній частині (с. Білорівчичі). А це вказує на те, що було дві основних притоки річних систем, очевидно, у дуже мілководний континентальний басейн зі слабкою гідродинамічною активністю, який не призвів до суттєвого перерозподілу псефітового матеріалу. Таким чином, можна сказати, що фаціальні умови накопичення конгломератів відповідають зоні переходу між континентальними наземними алювіальними й мілководно-басейновими (озерни-

ми) фаціями. Згідно зі М. М. Страховим, формування олігоміктових утворень відбувається при знівельованому рельєфі, ослабленій механічній денудації водозбірних ділянок та інтенсивному хімічному вивітрюванні материнських порід в умовах гумідного клімату [11]. Про інтенсивне хімічне вивітрювання того часу засвідчує розвиток метаморфізованої кори вивітрювання на різноманітних кристалічних породах в основі білорівчицької світи, верхня зона якої представлена кварц-серицитовими породами потужністю до 7 м [6].

Конгломерати сформувалися завдяки уламковому матеріалу з двох джерел: вулканогенно-осадової товщі і порід кристалічного фундаменту. Саме наявність гальок метаморфізованих теригенних порід у білорівчицьких конгломератах однозначно засвідчує те, що частина матеріалу, очевидно значна, є перевідкладеною з проміжних колекторів – більш ранніх осадових товщ. Однією з таких товщ вважаються “пугачівські” вулканогенно-теригенні породи (кварцито-пісковики, серицит-кварцові сланці, туфи кислого складу, діабазові й андезитові порфірити) [1], що утворилися завдяки розмиванню метаморфічних утворень хоморської й тетерівської серій та ультраметаморфічних гранітоїдів шереметівського й житомирського комплексів, і фрагменти яких нині спостерігаються у вигляді ксенолітів серед порід Коростенського плутону. Про це засвідчує й наявність великої кількості добре викачаних кластогенних акцесорних і рудних мінералів: окремих різновидів циркону, ільменіту, апатиту, турмаліну та інших, які мають подібні характеристики з “пугачівськими” утвореннями [13].

Другим джерелом знесення грубоуламкового матеріалу і найголовнішим для основного тіла конгломератів були широко розвинені докембрійські кори вивітрювання по кристалічних породах фундаменту, залишки яких виявлено в основі відкладів западини. Хімічному розкладанню підлягали в основному кислі породи. Цей висновок базується на результатах

вивчення галькового матеріалу, з-поміж якого різко переважає кварц і немає уламків слабостійких до вивітрювання порід (гранітів, гнейсів тощо).

Як засвідчує зарубіжна практика, вивчення й розробляння золотоносних конгломератів і проблема генезису зруденіння в них є досить складною й актуальною та залишається дискусійною навіть для самого вивченого району їх розвитку – Вітватерстранду (Південна Африка). Однак завдяки прогнозу, зробленому з уявлень про осадовий генезис зруденіння, африканські геологи отримали блискучі практичні результати.

На основі отриманих даних стосовно морфології, розміру та інших особливостей золота в білокоровицьких конгломератах можна зробити такі висновки:

1) Золото переносилось у басейн осадо накопичення в основному у вигляді суспензії (на це вказує присутність пилюватого й тонкодисперсного золота), а також у кластогенній формі (на це вказує наявність округлих ідіоморфних золотин, зростків золота з кварцом і тріщинних виділень золота, відпрепарованих від зерен кварцу).

2) У подальшому проявлені процеси діагенезу осадків і початкової стадії зеленосланцевого метаморфізму призвели до слабкої міграції золота (через що немає чіткої приуроченості підвищених умістів золота до визначених ділянок конгломератової товщі), нерівномірної сегрегації дрібних частинок і формування виділень золота в цементі і проміжках між зернами кварцу, через що в конгломератах переважним поширенням користуються золотини неправильної губчастої (цементацийної та інтерстиційної) форми. Про це засвідчує також надзвичайна чистота самого золота (визначено обмежений набір елементів-домішок), оскільки відомо, що під дією термічного метаморфізму змінюється не тільки зернистість виділень золота (відбувається укрупнення частинок), а й його форма, колір і склад.

Окрім морфології золота, на користь первинно-осадового його походження

вказують такі факти, які ґрунтуються на геологічних ознаках і мінералогічних особливостях конгломератів:

1. Чіткий стратиграфічний контроль золотої мінералізації та приуроченість підвищених умістів її до конгломератів, за слабкої золотоносності загалом пісковиків і філітоподібних сланців Білокоровицької структури.

2. Відсутність золота в монофракціях піриту, частина якого безсумнівно має гідротермальне походження.

3. Розміщення стійких аномальних умістів золота у вигляді струменів, схожих із золотоносними струменями молодих розсіпів.

4. Приуроченість підвищених концентрацій золота, в основному, до місць розвантаження річкових систем.

5. Наявність зерен золота викачаної форми з гематитовою “сорочкою”.

6. “Стерильність” за вмістом золота кварцових жил, які перетинають теригенні породи Білокоровицької структури.

Алмазоносність конгломератів

За результатами проведення геолого-знімальних та спеціалізованих пошукових і тематичних робіт (В. І. Язвинський та ін., 1980; М. С. Супруненко та ін., 1984; Б. Л. Висоцький та ін., 1985; 1989), окрім золота, в осадових породах Білокоровицької структури знайдено алмази (рис. 9), які за стратиграфічними рівнями розподілено таким чином [2]:

– конгломерати нижньобілокоровицької підсвіти – 42 зерна;

– пісковики базального горизонту нижньобілокоровицької підсвіти – два зерна;

– пісковики верхньобілокоровицької підсвіти – 45 зерен.

Розмір зерен здебільшого невеликий – 0,2–0,3 мм, зрідка – до 0,4–0,5 мм і більше. З-поміж них найбільші зерна алмазів знайдено в конгломератах у південній частині структури: а) алмаз масою 22 мг (розміри 3,0×2,1×1,8 мм); б) 14 мг (розміри 3,25×1,65 мм); в) 12 мг (розміри 1,1×1,0×0,5 мм); г) 10,3 мг (розміри 2,95×1,85×1,4 мм).

За формою зерен алмази класифікують таким чином:

- кристали октаедричного габітусу та їх зростки;
- кристали кубічного габітусу;
- кристали кубо-додекаедричного і додекаедричного габітусу;
- осколки зерен;
- сильно зношені зерна.

Зерна алмазів прозорі до напівпрозорих, зовсім немає непрозорих, безбарвні або зі слабким сірим, зеленуватим і жовтуватим відтінками. Два останні різновиди зумовлені або домішковою, або радіаційною пігментацією. В ультрафіолетових променях вони відсвічують світло-блакитним кольором слабкої інтенсивності.

Алмази з конгломератів характеризуються помітною різноманітністю габітусних форм. Приблизно 30–35 % зерен складають кристали октаедричного та кубічного габітусів, близько 20 % – додекаедроїди, інші представлені двійниками октаедрів за шпінелевим законом. За розмірністю максимальна кількість зерен алмазу припадає на діапазон 0,31–0,40 мм, а максимальних розмірів сягають додекаедроїди та закономірні зростки. За ступенем збереження серед алмазів на частку цілих кристалів доводиться дещо менше 35 % від усіх зерен.

За кольором фотолюмінісценції на частку жовтого, жовтувато-оранжевого, оранжевого й оранжево-червоного світіння в алмазах з конгломератів припадає близько 2/3 усіх зерен. При цьому воно характеризує майже все розмаїття габітусних форм.

На підставі кристаломорфологічних особливостей і характеру фотолюмінесценції співробітники ІМРа (Г. І. Смірнов, Ю. А. Полканов) та ІГФМ АН УРСР (С. Н. Цимбал, С. І. Рибалко, В. Н. Квасниця) зробили спробу поділити вивчені алмази на генетичні типи. Відповідно до цього 75 % усіх вивчених кристалів зараховано до кімберлітового типу (з них до ультраосновних парагенезисів – 50 % та еклогітового – 25 %) [2, 3, 5, 10, 16, 17]. Крім того, 10,4 % припадає на алмази, які

можна зарахувати як до кімберлітового типу (еклогітового парагенезису), так і метаморфогенного типу (еклогіто-гнейсового парагенезису). Лише 14,6 % вивчених алмазів належить до, так званого, метаморфогенного типу першоджерел – еклогіто-гнейсового парагенезису.

Отримані дані дають змогу зробити висновок, що конгломерати Білокоровицької структури є колекторами алмазів переважно з кімберлітових першоджерел. Підставою для цього є факт переважання кристалів октаедричного габітусу, безбарвних або зі слабким жовтуватим відтінком, над октаедрами зеленого кольору з темно-зеленими плямами пігментації. Подібність з алмазами кімберлітового типу підтверджується також і фізичними властивостями зерен: у них чітко діагностуються характерні для цих порід домішкові центри азоту й дефекти структури кристалів.

Переважання ультраосновного парагенезису алмазів підтверджується також наявністю в конгломератах мінералів-супутників – мало- й середньохромистого гранату піропового ряду, відповідного лерцолітовому парагенезису, хромшпінелідів, хромдіопсиду й пікроільменіту.

Мінерали-супутники алмазу визначено за класом – 1 мм під час вивчення електромагнітних фракцій концентратів крупно-об'ємних проб. Діагностику цих супутників підтверджено результатами рентгеноспектральних аналізів, виконаних в ІГГ СО АН СРСР (Новосибірськ) і комплексними дослідженнями в ІГФМ АН УРСР [16] і ІМР [15].

Гранати піропового ряду присутні у вигляді зерен розміром 0,3–0,7 мм. Зерна являють собою неправильні ізометричні та сплюснені осколки з добре притертими краями і дрібними відколами. Поверхня їх дрібногорбиста, ямчаста, жорстка, на відколках гладка. Візуально за кольором вони поділяються на світло-фіолетові, світло-рожеві, світло-бузкові (переважна кількість), світло-малинові, світло-червоні, оранжево-червоні, рожеві й світло-рожеві, іноді жовтувато-рожеві. Показник заломлення варіює в межах 1,740–1,752.

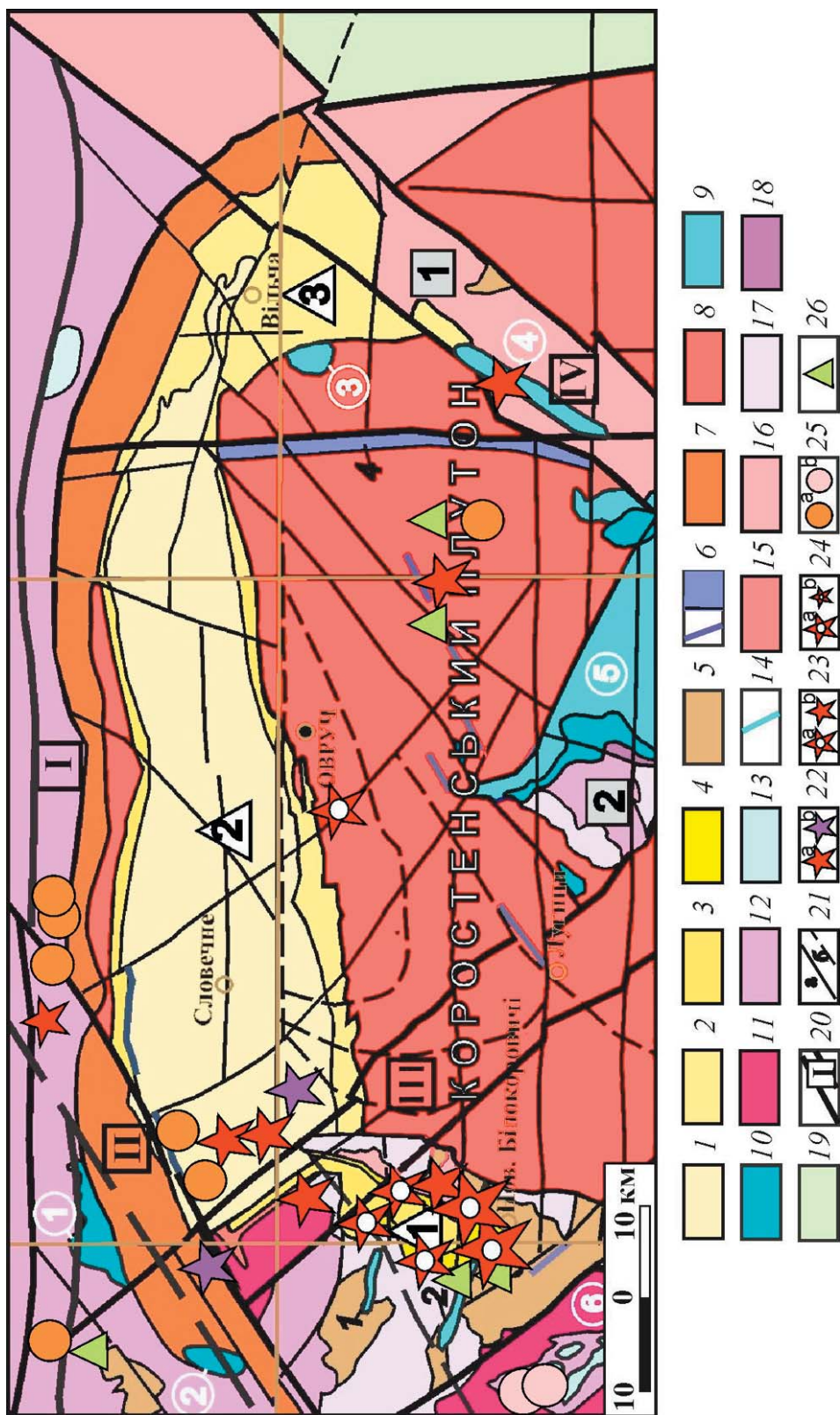


Рис. 9. Схематична карта алмазності північної частини Волинського мегаблока УЩ
 Стратифіковані утворення: Овруцька серія (PR_2 - PR_3): 1 – товчаківська світа (кварцитописковикова формація); 2 – збраньківська світа (формація: бімодальна сублужна базальт-ріолітова і трахібазальт-андезитбазальтова). Топільянська серія (PR_1^{23}): 3 – озерянська світа (алевритго-сланцева

формація); 4 – білокоровицька світа (конгломерат-пісковиково-сланцева формація). *Тетерівська серія* (PR_1): 5 – городська світа (формація: біотитових, двослюдяних і силіманіт-біотитових гнейсів). **Нестрагифіковані утворення** – інтрузивні та ультраметаморфічні комплекси: 6 – посткоростенський дайковий (формація сублужних габродолеритів); 7 – пержанський (формація: лужних метасоматитів, сублужних гранітів та апогранітів); 8–10 – коростенський (формація: 8 – рапаківі-гранітна і 9–10 – габро-анортозитова, 9 – габро-анортозити, 10 – габронорити); 11 – кишинський (формація сублужних гранітів); 12–13 – осницький (габро-діорит-гранодіорит-гранітова формація: 12 – граніти і гранодіорити, 13 – габро); 14 – прутівський (формація толеїтових габродолеритів); 15–16 – житомирський (15 – формація алохтонних гранітів, 16 – граніт-мігматитова); 17 – шереметівський (плагіограніт-плагіомігматитова формація); 18 – ендербіти гайворонського комплексу та гіперстенові гнейси дністровсько-бузької серії; 19 – утворення Росиньско-Тікільського мегаблока; 20 – головні зони розламів Волинського мегаблока УЩ (1 – Південнопріятська (Північноліська), II – Суццано-Пержанська, III – Центральнокоростенська, IV – Тетерівська); 21 – другорядні розлами (а – достовірні, б – імовірні); 22–24 – знахідки алмазів: 22 – генетичні типи алмазів (а – кімберлітові та лампроїтові, б – невизначений), 23 – вік відкладів зі знахідками алмазів (а – докембрійський, б – мезозой-кайнозойський), 24 – класи алмазів за розміром зерен (а – $-4+2$ мм, б – $-1+0,2$ мм); 25 – знахідки піропів з підвищеним умістом Cr_2O_3 , (а – до 5 %, б – 7–12 %); знахідки хроміопсидів

Накладені палеозападни (цифри в трикутниках): 1 – Білокоровицька, 2 – Овруцька, 3 – Вільчанська. Тектонічні блоки в межах Коростенського плутону (цифри у квадратах на світло-сірому фоні): 1 – Недашківський, 2 – Бехинський. Масиви основних порід коростенського комплексу (білі цифри в білих кружках): 1 – Селезівський, 2 – Юрівський, 3 – Давидківський, 4 – Рудня-Базарський, 5 – Чоповицький, 6 – Кишинський гранітний масив. Дайки (цифри курсивом біля тіл): 1 – Замисловицька, 2 – Білокоровицька, 3 – Південнобілокоровицька група дайок, 4 – Звіздаль-Заліська

Детальне вивчення гранатів піропового ряду з кімберлітів Якутії та інших провінцій світу показало, що вони мають низку характерних особливостей складу і фізичних властивостей. До найінформативніших особливостей належать їх хромистість, кальцієвість, залізистість і титанистість. Зокрема, за вмістом хрому й кальцію можна досить упевнено визначати належність гранатів піропового ряду до відомих типів глибинних мінеральних асоціацій і виявляти серед них парагенетичні супутники алмазу. Цей принцип покладено в основу діаграми М. В. Соболева в координатах $CaO-Cr_2O_3$. Піропи з алмазоносних дуніт-гарцбургітів, які є парагенетичними супутниками алмазу, відрізняються високою хромистістю й низькою кальцієвістю (CaO менше 3 %) і як наслідок цього збагачені кнорінгітовою компонентою. Для гранатів піроп-альмандинового складу з алмазоносних еклогітів характерна, за даними М. В. Соболева, наявність постійної домішки оксидів натрію й калію.

Вивчення хімічного складу піропів білокоровицької світи мікрозондовим аналізом показало, що вони містять від 0,43 до 7,34 % Cr_2O_3 і від 3,34 до 6,32 % CaO (рис. 10) (С. М. Цимбал та ін., 1984) [16]. За складом піропи зіставляються з такими самими з ультраосновних порід лерцолітового та вебстеритового парагенезису. Гранати такого складу є найпоширенішими як у вигляді окремих зерен і жовен у кімберлітових концентратах, так і в родинних украленнях піропових лерцолітів, знайдених у багатьох кімберлітових трубках. Зіставлення гранатів піропового ряду з конгломератів з такими ж із ксенолітів ультраосновних та основних порід кімберлітових трубок Якутії дає змогу довести їх належність до рівномірнотермічних і катаклазованих лерцолітів, вебстеритів та еклогітів; причому близько 50 % вивчених зерен належить до піропів рівномірнотермічних лерцолітів, 20 % – до катаклазованих лерцолітів. Піропи вебстеритів складають 18–20 % усіх зерен, а на частку гранатів еклогітів доводиться близько 10 % зерен.

Поряд з піропами в конгломератах Білокоровицької структури визначено гранати альмандин-піропового, піроп-альмандинового, альмандинового і grosулярового рядів [12, 14, 16].

Таким чином, детальне вивчення особливостей складу гранатів, виявлених в нижньобілокоровицьких конгломератах, дає змогу відзначити таке:

I. Серед гранатів з конгломератів виділяється декілька парагенетичних типів, які за своїми типоморфними ознаками, з одного боку, достовірно підтверджують кімберлітову природу знайдених алмазів (хромовмісні піропи, альмандин-піропи і піроп-альмандини), а з іншого – можуть побічно вказувати на напрям знесення в конгломерати уламкового матеріалу псамітової (піщаної) розмірності.

2. Рідкісні знахідки в конгломератах хромовмісного піропу, малі розміри його зерен, як і характер їх поверхні (немає первинних поверхонь), свідчать або про дальність перенесення піщаного матеріалу, або про неодноразове його перевідкладення в проміжних колекторах.

Хромшпінеліди трапляються в конгломератах у вигляді поодиноких дрібних (менше 0,23 мм) обкатаних зерен і кристалів октаедричного габітусу з блискучою гладкою поверхнею.

За параметрами елементарної комірки визначено шпінеліди такого складу:

1. Високохромові складу (Mg,Fe) $(Cr,Al)_2O_4$, ($a_0=8,19-8,28\text{Å}^\circ$).

2. Магнезіохроміт $MgCr_2O_4$ і хроміт $FeCr_2O_4$, ($a_0=8,30-8,38\text{Å}^\circ$).

3. Титанова шпінель (Ульвіє) $FeTiO_2$, ($a_0=8,48\text{Å}^\circ$).

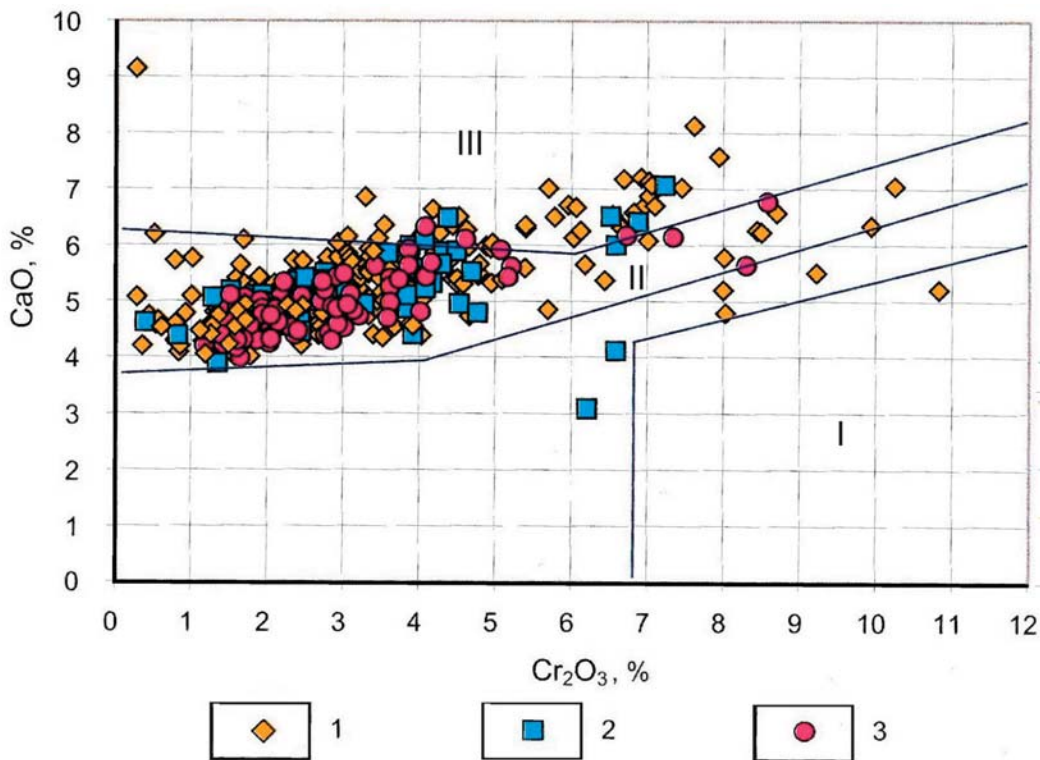


Рис. 10. Склад піропів з базальних горизонтів осадового чохла Новоград-Волинської площі за працею [3]

Піропи з відкладів: 1 – четвертинних; 2 – палеоген-неогенових; 3 – білокоровицької світи. Парагенезиси піропів за М. В. Соболевим: I – дуніт-гарцбургітовий; II – лерцолітовий; 3 – верлітовий

Для визначення складу і формаційної належності визначені шпінеліди діагностовано на рентгенівському мікроаналізаторі в ІГ СО АН СРСР (Новосибірськ). Аналіз отриманих результатів показав велику різноманітність в їх складі вмісту основних компонентів – оксидів хрому, алюмінію, титану й магнію, на підставі чого з-поміж них виділено три групи зерен – високоглиноземисті, високохромисті й високотитаністі. При цьому перші дві групи мінералів за складом і будовою відповідають шпінелідам, а третя – містить зерна ільменіту, рутилу та інших високо-титанових мінералів.

Вивчені зерна шпінелідів за особливостями складу нічим не відрізняються від шпінелідів з кімберлітових трубок (належать переважно до лерцолітового й піроксенітового парагенезисів) [2, 3], однак серед них не виявлено мінерали, сингенетичні алмазовмісним, які вміщують понад 61,5 % Cr_2O_3 .

Як уже відзначалось, у конгломератах є два морфологічні різновиди шпінелідів: обкатані різного ступеня кристалики октаедричного габітусу й зерна неправильно-овальної та округлої форми. Перші за вмістом хрому, алюмінію й титану (високохромисті та малоглиноземисті) близькі до хромшпінелідів з ксенолітів перидотитів у кімберлітових трубках Якутії. Шпінеліди неправильно-овальної та округлої форми зіставляються з шпінелями з глибинних укралень у базальтоїдах і трубках вибуху.

Хромдіоксид – збагачений хромом кальцієвий клінопіроксен ($\text{Cr}_2\text{O}_3=1,4\%$) ізумрудно-зеленого кольору у вигляді добре обкатаних дрібних зерен (0,1–0,3 мм) знайдено в західному борті південної частини Білокоровицької структури [16]. У парагенезисі з піропом, олівіном та ортопіроксеном він зазвичай трапляється в глибинних ультраосновних породах. Мінерал слабостійкий в умовах поверхневого транспортування, а тому сама його наявність у конгломератах засвідчує близькість розміщення його корінних джерел.

Пікроільменіти. У складі важкої фракції конгломератів та інших грубоуламкових утворень Білокоровицької структури в змінних кількостях є ільменіт, часто він є одним з головних її складових [2]. Виявлення з-поміж нього значної кількості ільменіту з негативними значеннями термо-ЕДС свідчить про його походження з алмазоносних корінних джерел (У. І. Феношина та ін., 1984). Численними дослідженнями визначено, що ільменіти з найбагатших алмазами кімберлітів характеризуються мінімальними негативними й позитивними величинами термо-ЕДС (–200+100 мкВ/град); для майже неалмазоносних кімберлітів характерні ільменіти тільки з позитивними значеннями термо-ЕДС (0+200 мкВ/град) за повної відсутності негативних значень.

Перспективна оцінка конгломератів на виявлення розсіпних родовищ золота та алмазів

Варто зазначити, що незважаючи на те, що проведеними раніше в межах Білокоровицької структури пошуковими роботами розсіпних родовищ золота й алмазів в її межах поки що не виявлено, проте вона й надалі залишається високоперспективною територією на виявлення цих корисних копалин.

Однією з причин низької ефективності проведених пошукових робіт у межах цієї структури, на нашу думку, є те, що дослідники недостатньо враховують питання генезису конгломератів. Так, раніше використано методику пошуку розсіпного золота, яка базувалася на уявленні щодо прибережно-басейнових фаціальних умов формування конгломератів і передбачала закладання профілів свердловин навхрест простягання ймовірної берегової лінії басейну седиментації з відстанню між виробками 100 і більше метрів (особливо на південному замиканні структури), тобто яка була орієнтована на виявлення площового характеру великих рудоносних тіл і яка не призвела до виявлення значущих концентрацій металу.

Проте нерівномірний розподіл гальки в конгломератовому горизонті, чергуван-

ня ділянок з максимальною й мінімальною їх потужністю, лінійна витягнутість локальних тіл конгломератів однакової потужності зі складною будовою пласта в субмеридіональному напрямку, струменистий розподіл важких шліхових мінералів у конгломератах, наявність великої кількості проб з умістом золота в десяти частки грамів на тонну, за наявності “сигнальних” проб з грамовими концентраціями, засвідчує пролювіально-алювіальний генезис конгломератів і нерівномірний гніздово-струменистий розподіл золота в них і дає змогу прогнозувати велику кількість вузьких, збагачених металом тіл (завширшки в перші метри), подібних до тих, що були виявлені в аналогічних за складом рифейських конгломератах на Тімані [7]. Отже потрібно змінювати саму методику проведення прогнозно-пошукових робіт на золото відповідно до зазначеного генезису конгломератів і необхідності в пошуку невеликих за розмірами, але збагачених металом струменів. Таким чином, можна лише висловити припущення, що проведеними раніше роботами, за відносно рідкої сітки спостережень, такі струмені, що образно нагадують витягнуті пальці руки, було пропущено; свердловини випадково було пробурено між ними. Для остаточного вирішення цього питання потрібно отримати та детально вивчити безперервний розріз конгломератового горизонту навхрест простягання цих струменів.

Як відомо, головними прогнозно-пошуковими ознаками алмазних родовищ є прямі знахідки алмазів, кімберлітів і мінералів-супутників алмазної субфації. Саме численні знахідки в конгломератах Білокоровицької структури дрібних зерен алмазів за класом – 1 мм, а також найкрупніших класу –4,0+0,2 мм та їх парагенетичних мінералів-супутників кімберліт-лампроїтового генезису (гранату піропового ряду, хромшпінелідів, хромдіопсиду і пікроільменіту) засвідчують наявність тут докембрійських розсіпів алмазів і високу вірогідність виявлення в них крупних кристалів дорогоцінного каміння, які б

становили інтерес для ювелірної промисловості. Додаткові знахідки дрібних алмазів кімберлітового генезису в базальних відкладах нижньобілокоровицької підсвіти і кварцитоподібних пісковиках верхньобілокоровицької підсвіти лише підтверджують “зараженість” усього розрізу білокоровицької світи, що складає палеозападину, і загалом підтверджують високі перспективи виявлення в її межах метаморфізованих розсіпів алмазів на різних стратиграфічних рівнях.

Висновки

Конгломерати розвинені серед утворень нижньобілокоровицької підсвіти, де утворюють два горизонти, приурочені до різних стратиграфічних рівнів: поліміктові базальні конгломерати, які утворюють невеликі тіла в підшві першого ритму седиментації, і поліміктові та переважно олігоміктові (здебільшого кварцового складу) у підшві другого ритму.

У фаціальній-генетичному аспекті конгломерати являють собою пролювіально-алювіальні конуси виносу, про що засвідчує складна морфологія (чергування ділянок з максимальною й мінімальною потужністю) і внутрішня будова конгломератового горизонту, нерівномірний розподіл гальки в конгломератовому горизонті, відсутність швидких фаціальних змін гранулометричного складу порід на невеликих відстанях і водночас велика протяжність (до 10 км) самого конгломератового горизонту за простяганням, погане сортування уламкового матеріалу в породах і наявність гальки різного ступеня обкатаності (від поганої до доброї).

Конгломерати сформувалися завдяки уламковому матеріалу з двох джерел: більш ранньої вулканогенно-осадової товщі (проміжного колектора) і докембрійської кори вивітрювання порід кристалічного фундаменту. Одним з таких проміжних колекторів вважаються “пугачівські” вулканогенно-теригенні породи (кварцито-пісковики, серицит-кварцові сланці, туфи кислого складу, діабазові та андезитові порфірити).

Завдяки проведеним у різні роки геологоснімальним і пошуковим роботам у конгломератах Білокоровицької структури визначено наявність золота. Розподіл золота в них нерівномірний, у вигляді гнізд і витягнутих струменів. Уміст золота варіює від міліграмових концентрацій і до 1–2 г/т в окремих пробах. Золото за гранулометричними ознаками є видиме й тонкодисперсне. За морфологією з-поміж вивчених золотин виділяються ідіоморфні, неправильні (тріщинні, цементацийні та інтерстиційні виділення) і меншою мірою змішані форми.

Золото переносилось у місця осадо-накопичення в основному у вигляді суспензії (на це вказує присутність пилюватого й тонкодисперсного золота), а також у кластогенній формі (на це вказує наявність округлих ідіоморфних золотин, зростків золота з кварцом і тріщинних виділень золота – відпрепарованих від зерен кварцу. У подальшому проявлені процеси діагенезу осадків і початкової стадії зеленосланцевого метаморфізму призвели до слабкої міграції золота (через що немає чіткої приуроченості підвищених умістів золота до визначених ділянок конгломератової товщі), нерівномірної сегрегації дрібних частинок і формування виділень золота в цементі і проміжках між зернами кварцу, через що в конгломератах переважним поширенням користуються золотини неправильної губчастої (цементацийної та інтерстиційної) форми.

Окрім золота, у конгломератах Білокоровицької структури визначено 42 зерна алмазу. Алмази в основному дрібні (менше 1 мм), проте знайдено й три зерна за класом –4+2 мм. Алмази з конгломератів характеризуються помітною різноманітністю габітусних форм: кристали октаедричного габітусу та їх зростки, кубічного габітусу; кубо-додекаедричного й додекаедричного габітусу. За результатами вивчення 75 % кристалів зараховано до кімберлітового типу (з них до ультраосновних парагенезисів – 50 % та еклогітового – 25 %). Переважання ультраосновного парагенезису алмазів

підтверджується також наявністю в конгломератах мінералів-супутників – мало- й середньохромистого гранату піропового ряду, відповідного лерцолітовому парагенезису, хромшпінелідів, хромдіопсиду та пікроільменіту.

Конгломерати Білокоровицької палеозападини й надалі залишаються високopersпективним об'єктом на виявлення родовищ золота та алмазів. Для позитивного вирішення цього питання потрібно змінювати саму методику проведення прогнозно-пошукових робіт на ці корисні копалини. Використана раніше методика їх пошуку, яка базувалася на уявленні щодо прибережно-басейнових фаціальних умов формування конгломератів і передбачала закладання профілів свердловин навхрест простягання ймовірної берегової лінії басейну, тобто яка була зорієнтована на виявлення площового характеру великих рудоносних тіл, себе не виправдала. Відповідно до зазначеного пролювіально-алювіального генезису конгломератів і нерівномірного гніздово-струменистого розподілу золота в них потрібно орієнтуватися на пошуки невеликих за розмірами, але збагачених металом струменів (завширшки в перші метри).

Саме прямі пошукові ознаки – численні знахідки в конгломератах Білокоровицької структури дрібних зерен алмазів за класом – 1 мм, а поряд з ними і трьох найкрупніших зерен класу –4,0+0,2 мм та їх парагенетичних мінералів-супутників кімберліт-лампроїтового генезису (гранату піропового ряду, хромшпінелідів, хромдіопсиду і пікроільменіту) свідчать про наявність у них докембрійських розсипів алмазів і високу вірогідність виявлення крупних кристалів дорогоцінного каміння, які б могли становити інтерес для ювелірної промисловості.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Бухарев В. П.* О пугачевской свите протерозоя северо-западной части Украинского щита//Геологический журнал. – 1969. – Т. 29. – № 3. – С. 104–108.

2. *Висоцкий Б. Л., Язвинский В. И., Костенко Н. М.* и др. Отчет по теме: “Составление карты поисковых признаков и прогноза северной части Украинского щита на алмазы масштаба 1:200 000 с крупномасштабными врезками”. – Киев, 1985.

3. *Гейко Ю. В., Гурский Д. С., Лыков Л. И.* и др. Перспективы коренной алмазности Украины. – Киев-Львов: Центр Европы, 2006. – 200 с.

4. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральнокраїнська серія. Аркуш М-35-ХІ (Коростень)/[Костенко М. М., Мазур С. М., Котвицький Л. Ф. та ін.]. – К.: Мін-во екології та природ. ресурсів України, Північ. держ. регіон. геол. під-во “Північгеологія”, 2001. – 145 с.

5. *Квасниця В. Н.* Мелкие алмазы. – К.: Наукова думка, 1985. – 216 с.

6. *Костенко Н. М., Супруненко Н. С., Висоцкий Б. Л.* Нижнепротерозойская кора выветривания северо-западной части Украинского щита//Геологический журнал. – 1988. – № 3. – С. 42–48.

7. *Костенко М. М.* Перспективи золота та платиноносності північно-західного району Українського щита//Гез. доп. І Наук.-вироб. наради геол.-зйомщ. України “Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-200” (17–22 вересня, м. Гурзуф). – Київ, 2001. – С. 163–167.

8. *Костенко М. М., Гейченко М. В., Міхницька Т. П.* Особливості складу та рудоносності конгломератів Білокоровицької структури//Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій. Збірник матеріалів Міжнародної наукової конференції. 8–13 жовтня 2012, Київ, Україна. – 2012. – С. 46.

9. *Костенко М. М.* Підкидо-насувна тектоніка в докембрії північної частини Українського щита (на прикладі Білокоровицької палеозападини)//Мінеральні ресурси України. – 2011. – № 4. – С. 23–28.

10. *Металіду С. В., Зарицький А. И., Цымбал С. Н.* и др. Первая находка алмазов в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы//Минералогический журнал. – 1982. – 4. – № 3. – С. 20–29.

11. Петрографический словарь/Под ред. В. П. Петрова, О. А. Богатикова, Р. П. Петрова. – М.: Недра, 1981. – 496 с.

12. *Сливко Е. М.* Минералогия и вопросы генезиса докембрийских конгломератов Белокоровичской структуры (Украинский щит): автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Львов, 1986. – 20 с.

13. *Сливко Е. М., Паранько И. С., Литвинович А. Р.* Минералого-петрографические особенности конгломератового горизонта Белокоровичской впадины и их значение при стратификации докембрия северо-западной части Украинского щита//Геологический журнал. – 1988. – № 1. – С. 68–73.

14. *Сливко Е. М., Паранько И. С., Малуц Б. И.* Геология и условия формирования докембрийских конгломератов Белокоровичско-Овручской системы депрессий (северо-западная часть Украинского щита)//Литол. и полезн. ископ. – 1993. – № 3. – С. 132–141.

15. *Смирнов Г. И., Бобриевич А. П., Тарасюк О. Н.* и др. Пироп из разновозрастных терригенных обложений Украины и перспективы поисков коренных кимберлитовых источников алмаза//Труды ЦНИГРИ. – 1988. – Вып. 229. – С. 57–66.

16. *Цимбал С. М., Вишневецький О. А., Вуйко В. І.* Перша знахідка піропу і хромдіопсиду в грубоуламкових породах білокоровицької світи на півночі Українського щита//Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1984. – № 8. – С. 25–29.

17. *Чашка А. И., Тарасюк О. Н., Смирнов Г. И.* и др. Алмазные формации и алмазоносные районы Украины//Труды Международной научно-практической конференции “Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений”. – Симферополь, 2000. – С. 81–89.

REFERENCES

1. *Buharev V. P.* About the Pugachev Formation of the Proterozoic of the North-West part of Ukrainian Shield//Geologicheskij zhurnal. – 1969. – Vol. 29. – № 3. – P. 104–108. (In Russian).

2. *Vysockij B. L., Jazvinskij V. I., Kostenko N. M.* i dr. Report on the topic: “Creating a map of search signs and forecast of the northern part of the Ukrainian Shield for diamonds of scale 1:200 000 with large-scale inserts”. – Kiev, 1985. (In Russian).

3. *Gejko Ju. V., Gurskij D. S., Lykov L. I.* i dr. Prospects of the fundamental diamond-

bearing of Ukraine. – Kiev-Lvov: Centr Evropy, 2006. – 200 p. (In Russian).

4. State geological map of Ukraine. Scale 1:200 000. Central Ukrainian series. Page M-35-XI (Korosten)/Kostenko M. M., Mazur S. M., Kotvytskyj L. F. ta in. – Kyiv: Min-vo ekolohii ta pryrod. resursiv Ukrainy, Pivnich. derzh. rehion. heol. pid-vo “Pivnich-heolohiia”, 2001. – 145 p. (In Ukrainian).

5. *Kvasnica V. N.* Fine diamonds. – Kyiv: Naukova dumka, 1985. – 216 p. (In Russian).

6. *Kostenko N. M., Suprunenko N. S., Vysockij B. L.* The Early Proterozoic crust of the northwestern part of the Ukrainian shield// *Geologicheskij zhurnal.* – 1988. – № 3. – P. 42–48. (In Russian).

7. *Kostenko M. M.* Prospects of gold and platinum in northwestern part of the Ukrainian shield// *Tez. dop. I Nauk.-vyrob. narady heol.-ziomshch. Ukrainy “Rehionalni heolohichni doslidzhennia v Ukraini i pytannia stvorennia Derzhheolkarty-200”* (17–22 veresnia, m. Hurzuf). – Kyiv, 2001. – P. 163–167. (In Ukrainian).

8. *Kostenko M. M., Hejchenko M. V., Mikhnytska T. P.* Features of composition and ore-bearing of conglomerates of Bilokorovychi trough// *Suchasni problemy litolohii osadovykh basiniv Ukrainy ta sumizhnykh terytorii. Zbirnyk materialiv Mizhnarodnoi naukovoï konferentsii. 8–13 zhovtnia 2012, Kyiv, Ukraina.* – 2012. – P. 46.. (In Ukrainian).

9. *Kostenko M. M.* Uplift-thrustig Precambrian tectonics in the northern part of the Ukrainian shield (on example of Bilokorovychi trough)// *Mineralni resursy Ukrainy.* – 2011. – № 4. – P. 23–28. (In Ukrainian).

10. *Metalidi S. V., Zarickij A. I., Cymbal S. N.* i dr. The first discovery of diamonds in the conglomerates of the Late Proterozoic on the territory of the East European Platform// *Mineralogicheskij zhurnal.* – 1982. – 4. – № 3. – P. 20–29. (In Russian).

11. *Petrographic Dictionary*/Pod red. V. P. Petrova, O. A. Bogatikova, R. P. Petrova. – Moskva: Nedra, 1981. – 496 p. (In Russian).

12. *Slivko E. M.* Mineralogy and issues of the genesis of Precambrian conglomerates of the Belokorovychi structure (Ukrainian Shield): *Avtoreferat dis. ... cand. geol.-mineral. nauk.*– Lvov, 1986. – 20 p. (In Russian).

13. *Slivko E. M., Paranko I. S., Litvinovich A. R.* Mineralogical and petrographic features of the conglomerate horizon of the Belokorovychi trough and their significance for the stratification of the Precambrian of the northwestern part of the Ukrainian Shield// *Geologicheskij zhurnal.* – 1988. – № 1. – P. 68–73. (In Russian).

14. *Slivko E. M., Paranko I. S., Maljuk B. I.* Geology and conditions of forming of the Precambrian conglomerates of the Belokorovychi-Ovruch system of troughs (the northwestern part of the Ukrainian Shield)// *Litol. i polezn. iskop.* – 1993. – № 3. – P. 132–141. (In Russian).

15. *Smirnov G. I., Bobrievich A. P., Tarasjuk O. N.* i dr. A pyrope from the different age of terrigenous deposits of Ukraine and the prospects of searching for indigenous kimberlite diamond sources// *Trudy CNIGRI.* – 1988. – Iss. 229. – P. 57–66. (In Russian).

16. *Tsybal S. M., Vyshnevskiy O. A., Vujko V. I.* The first discovery of pyrope and chromdiopside in large rock fragments of Bilokorovychi trough in the north part of Ukrainian shield// *Dop. AN URSS. Ser. B.* – 1984. – № 8. – P. 25–29. (In Ukrainian).

17. *Chashka A. I., Tarasjuk O. N., Smirnov G. I.* i dr. Diamond-bearing formations and Diamond-bearing regions of Ukraine// *Proceedings of the International Scientific and Practical Conference “Forecasting and prospecting of indigenous diamond deposits”.* – Simferopol, 2000. – P. 81–89. (In Russian).

Рукопис отримано 21.03.2017.

Н. М. Костенко, Украинский государственный геологоразведочный институт, nrsggs@ukr.net, ORCID-0000-0002-0781-7318

ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТО- И АЛМАЗОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ БЕЛОКОРОВИЧСКОЙ ПАЛЕОВПАДИНЫ

Конгломераты Белокоровичской палеовпадины (Волынский мегаблок Украинского щита) развиты среди образований нижнебелокоровичской подсвиты на двух стратиграфических уровнях: базальные и в подошве второго ритма седиментации. Выделяются

два типа конгломератов: полимиктовые (образуют небольшие тела) и олигомиктовые (преимущественно кварцевого состава), составляющие основной горизонт. В фациально-генетическом аспекте конгломераты представляют собой пролювиально-аллювиальные конусы выноса. Сформировались они за счет обломочного материала из двух источников: более ранней вулканогенно-осадочной толщи (т. е. промежуточного коллектора) и докембрийской коры выветривания пород кристаллического фундамента. В конгломератах обнаружены золото и алмазы. По гранулометрическим признакам золото – видимое и тонкодисперсное. Алмазы в основном мелкие (менее 1 мм), однако определены и три относительно крупных зерна (в классе $-4+2$ мм). При этом 75 % кристаллов относятся к кимберлитовому типу (из них к ультраосновным парагенезисам – 50 % и эцлогитовому – 25 %).

Конгломераты Белокоровичской палеовпадины и в дальнейшем остаются высокоперспективным объектом на выявление россыпных месторождений золота и алмазов. Именно прямые поисковые признаки алмазности свидетельствуют о наличии в конгломератах докембрийских россыпей алмазов, а присутствие алмазов различных классов по размеру – о высокой вероятности обнаружения в них крупных кристаллов драгоценных камней, которые могли бы представлять интерес для ювелирной промышленности. Для положительного решения этого вопроса необходимо менять саму методику проведения прогнозно-поисковых работ на эти полезные ископаемые. Исходя из указанного пролювиально-аллювиального генезиса конгломератов и неравномерного гнездово-струйчатого распределения золота в них, необходимо ориентироваться на поиски небольших по размерам, но обогащенных металлом (в том числе и алмазами) струй (шириной в первые метры).

Ключевые слова: Волынский мегаблок Украинского щита, докембрий, Белокоровичская палеовпадина, конгломераты олигомиктовые, золото, алмазы.

M. M. Kostenko, Dr. Geol. Science, Ukrainian State Geological Research Institute, nrsrgs@ukr.net, ORCID-0000-0002-0781-7318

GEOLOGY, COMPOSITION AND PROSPECTS OF GOLD-DIAMOND PRECAMBRIAN CONGLOMERATES OF BILOKOROVYCHI TROUGH

Conglomerates of Bilokorovychi trough (Volyn block of Ukrainian shield) are widespread among formations of lower part Bilokorovychi suit on the two stratigraphic levels: basal and in the lower part of second sedimentation cycle. There are two types of conglomerates: polymictic (form small body) and oligomictic (mainly with quartz composition) which form the main horizon. In phase-genetic aspects conglomerates are proluvial-alluvial apron.

They were formed by sediments from two sources: the earlier volcanic-sedimentary strata (interim collector) and Precambrian crust of crystalline basement rocks. The gold and diamonds are found in the conglomerates. Gold is visible by the particle size characteristics. Diamonds are mostly small (less than 1 mm), but also three relatively large grains (in the class $-4 + 2$ mm) are found. Thus 75 % of the crystals belong to the kimberlite type (to ultramafic paragenesis – 50 %, eclogitic – 25 %).

Conglomerates of Bilokorovychi trough continue to be an important object for the detection of gold and diamonds placer deposits. Such direct search diamond features indicate the Precambrian diamonds in conglomerates. Presence of diamonds in various sizes point on a high probability of finding the large crystals of precious stones that could be interesting to the jewelry industry. For a positive solving of this issue it is necessary to change the method of work searching for these minerals. Need to focus on the search of streams by the width in several meters, by small size and enriched by metal, in particular, by diamonds based on the proluvial-alluvial genesis of conglomerates and disproportionate spreading of gold in them.

Keywords: Volyn block of Ukrainian shield, Precambrian, Bilokorovychi trough, conglomerates, oligomictic, gold, diamonds.