

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД УКРАИНСКИМ ЩИТОМ

Цымбал С.Н.¹, Богданова С.В.², Цымбал Ю.С.¹

¹*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина;
igmof@mail.kar.net*

²*Лундский университет, Департамент геологии, Лунд, Швеция; e-mail: Svebog@yandex.ru*

В основу наших представлений о геохимических особенностях верхней мантии под Украинским щитом (УЩ) положены результаты комплексных исследований главным образом кимберлитов и содержащихся в них ксенолитов и ксенокристов глубинных пород. К настоящему времени кимберлиты известны в центральной части Кировоградского геоблока (дайки на Лелековском и Щорсовском участках), западной части Волынского геоблока (Кухотсковопольское, Перекальское и Серховское проявления на Припятском валу) и восточной части Приазовского геоблока (трубки Петровская, Южная, Новоласпинская и Надия, дайки Южная и Новоласпинская). На территории Среднеприднепровского, Подольского, Бугско-Росинского и восточной половины Волынского геоблоков УЩ кимберлиты пока не найдены, но в осадочном чехле установлены индикаторные минералы верхнемантийных пород – алмаз, пироп, хромшпинелиды, хромдиопсид, пикроильменит, омфациит и др. Изучение состава этих минералов позволило определить условия формирования и преобразования их материнских пород. Наиболее ценные данные по геохимии верхнемантийных пород и минералов получены благодаря использованию современных методов и прецизионных приборов, в частности ICP MS, LAM-ICP MS, LAM-MS-ICP MS и масс-спектрометров других модификаций.

Исходя из анализа накопленной информации сделан вывод о том, что верхняя мантия под УЩ неоднородна в геохимическом отношении как по латерали, так и по вертикали. Эта неоднородность обусловлена, с одной стороны, степенью дифференциации и деплетации верхней мантии в процессе ее формирования, а с другой – интенсивностью преобразования уже деплетированной верхней мантии преимущественно лерцолитового состава под действием флюидов глубинного происхождения, вызывающих плавление пород верхней мантии и обогащение их несовместимыми элементами – К, Ti, Р, Nb, Zr, Hf, Та, U, Th, РЗЭ, Ва, Sr и др. При этом высокотемпературный (более 1100-1200° С) метасоматоз мантийного субстрата проявлен лишь в районах известных находок кимберлитов, лампроитов и некоторых других щелочно-ультраосновных пород. Гораздо шире в верхней мантии развит более низкотемпературный (900-1100° С) метасоматоз, называемый иногда метасоматозом флогопитового типа. Геохимические признаки его влияния несут многие мантийные ксенолиты и ксенокристы, а также кимберлиты.

Установлено, что под Среднеприднепровским, Подольским, Бугско-Росинским и Волынским геоблоками преобладает деплетированная верхняя мантия, а под Приазовским и Кировоградским – интенсивно метасоматизированная. Метасоматизированная верхняя мантия предполагается также под западной частью Волынского геоблока.

Приазовский геоблок представляет собой архейский кратон, в разной степени переработанный в палеопротерозое. Интенсивный метасоматоз деплетированной верхней мантии под этим геоблоком произошел около 2100 млн лет в его западной части и около 1800 млн лет – в центральной и восточной. С первым этапом связано формирование Черниговского карбонатитового массива и приуроченных к нему проявлений Р, Nb, Та и других редких металлов, со вторым – Октябрьского щелочного массива с Та-Nb-Zr рудами [1]. Третий этап глубинного метасоматоза приходится на средний палеозой. В этот этап в восточной части Приазовского геоблока образовались Покрово-Киреевский массив щелочных пироксенитов, малиньитов и ювитов, а также кимберлитовые трубки Петровская, Южная, Надия и Новоласпинская.

Кимберлиты относятся к слюдяному типу. Они значительно обогащены TiO₂ (2,4- 5,4 %), K₂O (до 2 % и более), P₂O₅ (0,6-1,7 %) и многими несовместимыми элементами-

примесями (г/т) – Zr (400-610), Hf (10-17), Nb (120-370), Ta (8-19), Th (10-50), U (2-17), Ba (300-4000), Sr (400-1500), РЗЭ (400-1500) [9, 14]. Среди РЗЭ преобладают легкие лантаноиды ($La_N/Yb_N = 42-133$). Геохимические исследования показали, что эти кимберлиты образовались в результате частичного плавления метасоматизированных пироповых перидотитов, развитых в нижней части литосферной мантии. Этот вывод согласуется с данными по составу содержащихся в них мантийных ксенолитов и ксенокристов. Ксенолиты представлены пироповыми и хромшпинель-пироповыми лерцолитами (количественно преобладают), пикроильменитовыми и пикроильменит-флогопитовыми лерцолитами, слюдитами и эклогитами. К сожалению, из-за небольших размеров и сильной измененности они изучены крайне слабо. Но зато получено много данных о составе и геохимических особенностях продуктов их дезинтеграции – пироба, хромшпинелидов, хромдиопсида, пикроильменита, флогопита и др.

Среди пиропов идентифицированы разновидности, принадлежащие гарцбургитам, зернистым лерцолитам (с низким, умеренным и повышенным содержанием клинопироксена), верлитам, порфиридовым катаклазированным лерцолитам, а также вебстеритам. Наиболее широко представлены в кимберлитах пиропы из зернистых лерцолитов с умеренным и низким содержанием хромдиопсида. Пиропы гарцбургитового типа встречаются редко и единичные из них относятся к алмазной ассоциации. Есть также гранаты альмандин-пиропового состава парагенезиса Mg- и Mg-Fe эклогитов.

Изучение пиропов [5] показало, что они в большинстве своем обогащены несовместимыми элементами – Ti (TiO_2 до 0,5-0,6 %), Zr (до 150 г/т), Y (до 30-60 г/т), Sc (до 200 г/т), РЗЭ (до 50-80 г/т). Теми же элементами обогащены и хромдиопсиды [3]. Повышенные содержания Ti, Zr, Nb и Ta установлены в хромшпинелидах [4]. Высокие концентрации Zr, Nb и Ta отмечены в пикроильмените. В одном из его желваков установлено повышенное содержание (г/т) Zr (350), Nb (450), Ta (59), Ba (1060), Sr (12), Hf (140), Sc (25) и Au (20). Зерна пикроильменита часто имеют реакционные каймы, которые обогащены Mn и содержат K- и Ba-прайдерит. Кроме того, в кимберлитах известны находки ксенокристов паргасита, обогащенного хромом ($Cr_2O_3 - 3,7-4,5$ %) и щелочами ($Na_2O - 3,7-4,5$ %, $K_2O - 1,2-1,4$ %).

Таким образом, минералогические и геохимические данные по кимберлитам, а также ксенолитам и ксенокристам глубинных пород однозначно свидетельствуют о том, что в девоне верхняя мантия под восточной частью Приазовского геоблока была метасоматизированна и значительно обогащена несовместимыми элементами – K, Ti, P, Zr, Nb, Ta, Ba, Sr, U, Th и др. Судя по Sm-Nd модельным возрастам кимберлитов, формирование исходных для них расплавов началось 700-800 млн лет назад и связано с заложением в рифее Днепровско-Донецкого палеорифта. Редкие находки в кимберлитах пироба и хромита алмазной ассоциации позволяют считать, что этот очаг плавления находился на глубине более 150 км.

В штокоподобной интрузии Мрия, расположенной в западной части Приазовского геоблока и сложенной калиевыми ультрабазитами (лампроитами миаскитового типа) возрастом около 2000 млн лет (определен K-Ar методом по флогопиту), найдены небольшие ксенолиты хромшпинелевого дунита с интерстициальным флогопитом и амфиболом [6]. Предполагается, что они имеют возраст не менее 2000 млн лет и вынесены с нижней части литосферной мантии. Дуниты обогащены Cr ($Cr_2O_3 - 0,3$ %), Ni (1990 г/т) и Co (162 г/т) и в повышенных количествах содержат K_2O (0,44 %), Na_2O (0,60 %), TiO_2 (0,11 %), P_2O_5 (0,05 %), Zr (146 г/т), РЗЭ (138 г/т), Ba (110 г/т). Среди РЗЭ преобладают легкие лантаноиды ($La_N/Yb_N = 8,6$). Вместе с тем, эти дуниты крайне бедны Y, Rb, Sr, Nb, Ta, Ga.

Отмеченные геохимические особенности дунитов указывают на то, что исходные для них расплавы генерировались из слабометасоматизированного мантийного субстрата без привноса флюидами Nb, Ta и других несовместимых элементов. В то же время породы Черниговского карбонатитового массива, расположенного в 40-45 км севернее интрузии Мрия, содержат промышленные концентрации P, Nb, Ta и других редких металлов.

Среднеприднепровский геоблок – типичный архейский кратон. Здесь широко развиты породы гранит-зеленокаменных формаций возрастом 2500-3200 млн лет. В отличие от других геоблоков он не подвергался существенной переработке в протерозое и фанерозое и под ним могла сохраниться деплетированная архейская мантия с характерным набором когерентных элементов – Cr, Ni, Co и др. На территории геоблока не известны щелочные породы ультраосновного и основного состава и это косвенно подтверждает такое предположение. Однако наличие в Желтореченском и других районах щелочных метасоматитов возрастом 1800-1900 млн лет с оруденением U, PЗЭ, Sc, Zr, Y, приуроченных к зонам глубинных разломов, позволяет все же считать, что в конце палеопротерозоя верхняя мантия локально испытала метасоматоз и обогащение несовместимыми элементами.

Кировоградский геоблок кратонизирован в палеопротерозое и в течение неопротерозоя и фанерозоя был неоднократно активизирован. На его площади в верхней части коры исключительно широко развиты метасоматические процессы. Их мы рассматриваем как отражение метасоматических процессов в верхней мантии, наиболее интенсивно проявленных под центральной частью геоблока. Намечается две эпохи глубинного метасоматоза: 2100-2000 и 1900-1800 млн лет. Важнейшей из них является вторая. С ней связано формирование оруденения U, Th, Sc, Y, Zr и PЗЭ. Возраст большинства месторождений урана 1850-1800 млн лет. С этой эпохой глубинного метасоматоза связано, видимо, также образование даек слюдястых кимберлитов вблизи г. Кировоград. Датирование кимберлитов K-Ar методом по флогопиту и Rb-Sr методом по флогопиту и породе показало, что они имеют возраст около 1800 млн лет [11, 15]. Sm-Nd возраст кимберлитов, рассчитанный по модели деплетированной мантии, составил 2110-2040 млн. лет [15].

Кировоградские кимберлиты значительно обогащены K_2O (0,4-3,4 %), TiO_2 (0,9-4,5 %) и P_2O_5 (до 1-2 %). Кроме того, в них установлены высокие концентрации (г/т) Nb (170-385), Zr (до 500), Ta (до 20), PЗЭ (500-1500), Th (5-50), U (до 20), Ba (до 6050), Sr (до 4600) и других несовместимых элементов [9]. По геохимическим особенностям они во многом подобны кимберлитам Коиду (Сьерра Леоне) и лампроитам Австралии. Судя по изотопным данным, протокимберлитовые расплавы образовались в результате воздействия на деплетированную верхнюю мантию ($\epsilon Nd = 1,1-5,6$) высокотемпературных флюидов, обогащенных некогерентными элементами.

В кировоградских кимберлитах широко представлены ксенолиты перидотитов графит-пироповой и шпинель-пироксеновой фаций, а также глиммеритов, эклогито- и гранулитоподобных пород и их минералов [10]. Преобладают ксенолиты хромшпинелевых дунитов и перидотитов. Температура равновесия дунитового парагенезиса $1100-1150^\circ C$, лерцолитового – $850-900^\circ C$, давление – до 25 кбар и более. Среди ксенолитов выделяются слабо- и сильно метасоматизированные разновидности, отличающиеся между собой по содержанию Nb, Ta, Th, U, PЗЭ и других несовместимых элементов. Менее всего изменены метасоматическими процессами ксенолиты высокоглиноземистых хромшпинелевых ультрабазитов существенно пироксенового состава. Для них $\epsilon Nd = 2,58$. Sm-Nd возраст, рассчитанный по модели деплетированной мантии исходя из возраста кимберлитов 1800 млн лет, составил 1890 млн лет. Для ксенолитов свежих и метасоматически измененных хромшпинелевых дунитов $\epsilon Nd = 6,57$ и $2,49$, а Sm-Nd модельный возраст 1890 и 1635 млн лет соответственно.

Изотопные характеристики хромшпинелевых дунитов и высокоглиноземистых ультрабазитов из кировоградских кимберлитов указывают на то, что они представляют собой верхнемантийные образования палеопротерозойского возраста. Низкие содержания в них таких наиболее несовместимых элементов, как Nb, Ta, U, Th, PЗЭ, позволяют заключить, что около 1900 млн лет назад верхняя мантия была деплетированной. Интенсивные изменения ее процессами глубинного метасоматоза и обогащение некогерентными элементами произошли, видимо, в период 1850-1800 млн лет.

Подольский геоблок – это архейский кратон, ремобилизованный в палеопротерозое. В его пределах кимберлиты и лампроиты не установлены, но их индикаторные минералы широко развиты в осадочном чехле. Из глубинных магматитов здесь известны щелочно-ультраосновные породы Проскуровского и Антоновского массивов возрастом 2000-2100 млн лет [1] и слюдястые перидотиты Ждановской, Малокутищенской, Немировской, Кармелюковской и других малых интрузий возрастом 1900-2000 млн лет. Для обоих типов этих пород исходными были мантийные расплавы, крайне бедные Nb, Ta, Zr и другими несовместимыми элементами. Кроме того, в центральной части Подольского геоблока есть многочисленные дайки кайнотипных субщелочных габбро-диабазов возрастом 1200-1440 млн лет (определен K-Ar методом по породе). Они обогащены $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (4,1-5,6 %) и TiO_2 (2,0-3,8 %) и в несколько повышенных количествах содержат Nb, Zr, Y, Th, U, PЗЭ. ϵ Nd их варьирует от + 1,1 до – 3,5. Предполагается, что в позднем протерозое в пределах геоблока мог проявиться кимберлитовый магматизм, типоморфные минералы которого (алмаз, пироп и др.) образуют многочисленные ореолы в терригенных отложениях кайнозойского возраста. Изучение элементов-примесей в пиробах из ореолов показало, что верхняя мантия под Подольским геоблоком сложена деплетированными породами [8, 12]. Элементы-индикаторы глубинного метасоматоза отмечены в небольшом количестве в наиболее высокотемпературных разновидностях пиропов. В некоторых из них диагностированы включения лаверингита и матиассита, содержащих до 3,5 % ZrO_2 , до 4,5 % UO_2 , до 1,3 % K_2O , а также Ba, Sr, PЗЭ. Для земной коры Подольского геоблока характерно широкое распространение гранулитов и очень слабое развитие метасоматитов, приуроченных к разломам.

Волынский геоблок своей восточной половиной расположен в пределах Украинского щита, а западной – в пределах Волыно-Подольской плиты. Почти на всей его территории земная кора имеет палеопротерозойский возраст. Стабилизация геоблока завершилась формированием крупного Коростенского плутона, сложенного породами габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитной формаций возрастом 1800-1740 млн лет. С платформенным этапом развития геоблока связано образование Овручской, Белокоровичской и Вильчанской грабен-синклинальных структур рифтогенного типа, выполненных вулканогенными и осадочными породами позднего протерозоя. В пределах блока значительно развиты разновозрастные основные породы дайкового комплекса, в т. ч. субщелочные их разновидности. Известны также Городницкая и Глумчанская малые интрузии и дайки щелочно-ультраосновных пород возрастом 2100 ± 50 млн лет [2, 13] и прогнозируются кимберлиты возрастом 1500-1700 млн лет. Изотопные и геохимические исследования основных, ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород возрастом древнее 1740 млн лет показали, что исходные для них расплавы формировались за счет плавления деплетированной верхней мантии. Все эти породы бедны несовместимыми элементами-примесями, особенно Nb (10-15 г/т).

Вместе с тем, в северной части Волынского геоблока, где его пересекает Суцано-Пержанская зона разломов, установлены субщелочные граниты, щелочные сиениты и натрий-калиевые метасоматиты возрастом около 1700 млн лет, которые обогащены Be, Zr, Nb, Ta, PЗЭ, Th, Hf, Li и другими некогерентными элементами. Близкие по возрасту метасоматиты закартированы и на других участках этого геоблока.

В осадочном чехле имеются находки алмаза и многочисленные ореолы его минералов-спутников – пироба, хромшпинелидов, хромдиоксида, омфацита и др. Наиболее древними отложениями, в которых найдены эти минералы, являются песчаники и конгломераты белокоровичской свиты верхнего протерозоя (древнее 1500 млн лет). Результаты изучения пироба, хромдиоксида и других минералов верхнемантийных парагенезисов указывают на то, что они происходят из деплетированной мантии [12]. Признаки слабых метасоматических изменений несут лишь наиболее высокотемпературные их разновидности. На основании имеющихся данных можно заключить, что изначально деплетированная верхняя мантия под восточной половиной Волынского геоблока была

метасоматически обогащена несовместимыми элементами (и то, видимо, локально) только в конце палеопротерозоя – начале неопротерозоя. Индикаторными элементами этого метасоматоза являются Be, Nb, Ta, Li, U, PЗЭ.

В западной части Волынского геоблока фундамент сложен в основном интрузивными породами (граниты, диориты, габброиды) осницкого комплекса (1980-1970 млн лет) и метаморфизованными кислыми вулканитами (лептитамы) клесовской серии (2020-1970 млн лет). Особенность этого района – широкое распространение и большая мощность базальтов и туфов трапповой формации нижнего венда (550-600 млн лет), по составу соответствующих внутриплитным толеитам нормального ряда. Базальты бедны Cr, Ni, Co и большинством несовместимых элементов (г/т): Zr – 115-175; Hf – 3,1-4,8; PЗЭ – 115-140; Nb – 9-11; Ta – 0,3-0,6; Th – 1,2-2,6; U – 0,2-0,5; Y – 28-40; Ga – 20-24; Ba – 310-430; Sr – 320-370; Rb – 5-35. PЗЭ слабо фракционированы ($La_N/Yb_N = 4,3-5,8$). ϵNd базальтов изменяется от – 2,2 до – 5,6.

В этом районе на значительной площади развиты силлы субщелочных габбро-диабазов мощностью до 60 м, залегающие в толще песчаных отложений полесской серии (средний-поздний рифей). Вероятнее всего они имеют позднерифейский возраст. От базальтов нижнего венда они отличаются несколько более высоким содержанием $Na_2O + K_2O$ (до 5 %), TiO_2 (до 3-4 %) и несовместимых элементов (г/т): Zr – 150-190; Nb – 19,5-21,5; Ta – 1,0-1,2; Ba – 500-820; Sr – 490-525. $La_N/Yb_N = 5-8$, а ϵNd варьирует от – 0,9 до – 2,7.

Близость геохимического и изотопного состава субщелочных габбро-диабазов и базальтов и пространственная совмещенность их позволяют предполагать, что исходные для них расплавы происходят из общего магматического очага, находящегося в нижней части литосферной мантии, вблизи области устойчивости алмаза. Этот очаг образовался в результате плавления деплетированных пород верхней мантии под действием высокотемпературного плюма, обедненного некогерентными элементами.

В западной части Волынского геоблока известны три проявления кимберлитовых брекчий девонского возраста [7]. Кимберлиты представлены высокомагнезиальными разновидностями с низким содержанием TiO_2 (< 1 %), K_2O (0,3-0,8 %) и P_2O_5 (< 0,3 %). Некогерентные элементы-примеси в них составляют (г/т): Zr – 115-130; Ta – 7-8; Nb – 83-97; Hf – 2-3; Y – 8-9; Th – 10-11; U – 2-3; Rb – 18-23; Sr – 445-525; Ba – 635-1100, PЗЭ – 230-260. Среди PЗЭ значительно преобладают легкие лантаноиды ($La_N/Yb_N = 7,2-8,2$).

В кимберлитах обнаружены ксенолиты пироповых и ильменитовых перидотитов, слюдитов, Mg- и Mg-Fe эклогитов, а также ксенокристы пироба, пикроильменита, хромшпинелидов, хромдиопсида и др. Среди пиропов выделены разновидности, типоморфные для алмазонасных дунитов и гарцбургитов, а также неалмазонасных лерцолитов, верлитов, пироксенитов и эклогитов. Среди хромшпинелидов также есть хромиты алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового типа. Изучение элементов-примесей в минералах мантийных парагенезисов показало наличие как сильно деплетированных разновидностей, так и обогащенных несовместимыми элементами. Среди последних ведущую роль играют Ti, Zr, Sc, Y, PЗЭ. В пиробах содержание достигает (г/т): Sc – 100-200; Zr – 100-180; PЗЭ – 90; Nb – 1-2, а в пикроильменитах составляет: Zr – 70-820; Nb – 180-2060; Ta – 20-260; Hf – до 30.

Таким образом, кимберлиты девонского возраста и содержащиеся в них ксенокристы минералов верхнемантийных парагенезисов обогащены несовместимыми элементами-примесями. Это позволяет считать, что в девоне верхняя мантия под северо-западной частью Волынского геоблока была переработана процессами плавления и глубинного метасоматоза в связи с формированием Припятской ветви Днепровско-Донецкого палеорифта.

Бугско-Росинский геоблок рассматривается как архейский кратон, переработанный в палеопротерозое. В южной части его широко развиты гнейсы, кристаллосланцы, кальцифиры и другие метаморфические породы днестровско-бугской (палеоархей) и бугской (неоархей) серий, а в северной – гнейсы и амфиболиты росинско-тикичской серии неоархей и гранитоиды палеопротерозоя. Магматические породы основного и ультраосновного состава представлены капитановско-деренюхинским и юровским комплексами архей.

В пределах геоблока не известны кимберлиты, лампроиты и другие щелочно-ультраосновные породы, но в терригенных отложениях мезозойского и кайнозойского возраста во многих местах найдены алмаз и другие индикаторные минералы верхнемантийных пород перидотитового и эклогитового парагенезисов. К сожалению, мы не располагаем данными об элементах-примесях в этих минералах и можем лишь предполагать, что верхняя мантия под геоблоком деплетированная.

Литература

1. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. – 407 с.
2. *Кривдик С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитобразования // Минера. журн. – **25**, № 5/6. – С. 57-69.
3. *Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б.* Хромдиопсиды кимберлитов Приазовского кристаллического массива Украинского щита // Доклады НАН Украины. – 1999. – № 12. – С. 131-135.
4. *Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б.* Особенности состава хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Приазовья // Минерал. журн. – 1999. – **21**, № 2/3. – С. 53-60.
5. *Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б.* Р-Т условия образования хромпиروпа из кимберлитов Украинского щита // Доклады НАН Украины. – 2000. – № 3. – С. 137-143.
6. *Раздорожный В.Ф., Кривдик С.Г., Цымбал С.Н.* Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья – интрузивные аналоги лампроитов // Минерал. журн. – 1999. – **21**, № 2/3. – С. 79-96.
7. *Цымбал С.Н.* Кимберлиты центральной части Припятского вала (Украина) // Минерал. журн. – 2003. – **25**, № 5/6. – С. 70-87.
8. *Цымбал С.Н.* Состав верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов и их индикаторных минералов) // Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр Земли. – Киев: Министерство геологии и охраны недр Украины, 1996. – С. 177-180.
9. *Цымбал С.Н., Богданова С.В., Кривдик С.Г.* Геохимические типы кимберлитов Украинского щита // Материалы науч.-техн. совещания "Состояние, перспективы и направления геологоразведочных работ на алмазы в Украине". – Киев, 2003. – С. 132-136.
10. *Цымбал С.Н., Кривдик С.Г.* Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1999. – **21**, № 2/3. – С. 97-111.
11. *Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Кирьянов Н.Н., Макивчук О.Ф.* Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1999. – **21**, № 2/3. – С. 22-38.
12. *Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С.* Состав верхней мантии и перспективы алмазности северо-западной части Украинского щита // Минерал. журн. – 2003. – **25**, № 5/6. – С. 40-56.
13. *Цымбал С.Н., Щербатов И.Б., Кривдик С.Г., Лабунный В.Ф.* Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (северо-запад Украинского щита) // Минерал. журн. – 1997. – **19**, № 3. – С. 61-80.
14. *Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А. и др.* Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимическая характеристика их источников // Петрология. – 2004. – **12**, № 2. – С. 159-175.
15. *Юткина Е.В., Кононова В.А., Цымбал С.Н., Левский Л.К., Кирьянов Н.Н.* Изотопно-геохимическая специализация мантийного источника кимберлитов кировоградского комплекса (Украинский щит) // Доклады РАН. 2005. – **402**, № 1. – С. 87-41.