

ISSN 1561-8323 (Print)  
ISSN 2524-2431 (Online)

**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**

УДК 551+550.4 (476)  
<https://doi.org/10.29235/1561-8323-2020-64-5-599-608>

Поступило в редакцию 12.06.2020  
Received 12.06.2020

**О. Ф. Кузьменкова<sup>1</sup>, А. Г. Лапцевич<sup>1</sup>, А. А. Носова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Научно-производственный центр по геологии, Минск, Республика Беларусь  
<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук, Москва, Российская Федерация

**ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ  
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БЕЛАРУСИ**

*(Представлено членом-корреспондентом Р. Е. Айзбергом)*

**Аннотация.** Впервые по результатам петролого-геохимического изучения пород Припятско-Днепровской области магматизма (северо-западная часть Припятско-Днепровско-Донецкой магматической провинции) на юго-западе Восточно-Европейской платформы с применением принципов структурно-вещественного анализа и с учетом ранее проведенных исследований авторами выделен латерально-временной ряд магматических комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма на юго-востоке Беларуси. Ряд состоит из четырех комплексов, сформированных в ходе этапов магматической активности, разделенных временными промежутками: жлобинского (речицкое время, начало позднего франа), уваровичского (поздневоронежское время, середина позднего франа), припятского (сколодинское (сколодинско-чернинское?) время, конец позднего франа) и лоевского (елецкое (елецко-петриковское?) время раннего фамена). Породы жлобинского комплекса принадлежат к щелочно-ультрамафитовой (карбонатит-кимберлит-нефелинитовой) формации; уваровичского комплекса – к щелочно-мафитовой формации (базальтоидов и фонолитов); припятского комплекса – к щелочно-мафическо-салической формации (трахиандзитов); лоевского комплекса – к щелочно-ультрамафитовой (нефелинитовой) формации.

**Ключевые слова:** девон, Припятско-Днепровская область магматизма, латерально-временной ряд, магматический комплекс

**Для цитирования:** Кузьменкова, О. Ф. Верхнедевонские магматические комплексы юго-восточной Беларуси / О. Ф. Кузьменкова, А. Г. Лапцевич, А. А. Носова // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2020. – Т. 64, № 5. – С. 599–608. <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2020-64-5-599-608>

**Oksana F. Kuzmenkova<sup>1</sup>, Alla G. Laptsevich<sup>1</sup>, Anna A. Nosova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Research and Production Centre for Geology, Minsk, Republic of Belarus  
<sup>2</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,  
Moscow, Russian Federation

**THE UPPER DEVONIAN MAGMATIC COMPLEXES OF THE SOUTH-EAST BELARUS**

*(Communicated by Corresponding Member Romma Ye. Aizberg)*

**Abstract.** For the first time, the authors determined lateral-temporal series of magmatic complexes of the Late Frasnian-Early Famennian Pripyat-Dnieper Magmatic Area according to the results of petrological and geochemical study of rocks of the Pripyat-Dnieper Magmatic Area (north-western part of the Pripyat-Dnieper-Donetsk Magmatic Province) in the south-west of the East European Platform using the principles of structural-material analysis and taking into account previous studies. The series consists of four complexes, formed during stages of magmatic activity, separated by time intervals: Zhlobin Complex (Rechitsa Time, the beginning of the Late Frasnian), Uvarovichi complex (Late Voronezh Time, the middle of the Late Frasnian), Pripyat Complex (Skolodin (Skolodin-Chernin?) Time, the end of the Late Frasnian) and Loev complex

(Yelets (Yelets- Petrikov?) Time, Early Famennian). The rocks of the Zhlobin Complex belong to the alkaline-ultramafic (carbonatite-kimberlite-nephelinite) formation; Uvarovich Complex – to the alkaline-mafic formation (basaltoids and phonolites); Pripyat Complex – to the alkaline-mafic-salic formation (trachyandesites); Loev Complex – to the alkaline-ultramafic (nephelinite) formation.

**Keywords:** devonian, Pripyat-Dnieper Magmatism Area, lateral-time series, magmatic complex

**For citation:** Kuzmenkova O. F., Laptsevich A. G., Nosova A. A. The upper devonian magmatic complexes of the South-East Belarus. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 2020, vol. 64, no. 5, pp. 599–608 (in Russian). <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2020-64-5-599-608>

**Введение.** Магматические породы позднедевонского возраста на северо-востоке Припятского грабена и севере Брагинско-Лоевской седловины известны с 1960-х годов, когда они были вскрыты нефтепоисковыми и нефтеразведочными скважинами на глубинах от 1 до 4 км и более. Позднее вулканиты были выявлены гидрогеологическими скважинами в зоне сочленения Припятского прогиба и Воронежской антеклизы (скв. Центролит-К2, скв. Васильевка 1). На основании изучения вулканитов были выделены две вулканогенные толщи – нижняя евлановско-чернинского возраста и верхняя елецкого возраста, разделенные терригенно-карбонатной толщей домановичско-задонского возраста [1]. В 1990–2000-х годах при поисках алмазов магматические породы были вскрыты на Жлобинской седловине, Северо-Припятском плече и Гомельской структурной перемычке [2; 3]. Позднедевонский возраст вулканитов обоснован фаунистическими и палинологическими данными для вмещающих их осадочных толщ и для ксенолитов осадочных пород из трубок взрыва Жлобинского поля [4], а также изотопной датировкой роговой обманки из ксенолита горнблендита из ксенотуфов диатрем Жлобинского поля  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом в  $381 \pm 2$  Ма [5].

Тем не менее, точное положение свит, содержащих вулканогенный материал, в разрезе остается не совсем определенным. На изданных госгеолкартах масштаба 1 : 200000 номенклатурных листов N-36-XXXI (Гомель) (1976) и N-36-XXV (Жлобин) (1977) они не указаны, а в действующей в Беларуси стратиграфической схеме девонских отложений 2010 г. их положение дискуссионно. Петрографический состав пород, слагающих вулканогенные толщи, также не указан, магматические комплексы отсутствуют [4; 6]. На протяжении многих лет магматические образования рассматривались дискретно в пределах тектонических структур, а не в пределах магматических полей [3], что также затрудняло понимание последовательности этапов проявления магматизма и трактовку природы магматических источников. В [5; 7; 8] для расплавов предполагалось, как минимум, два типа источников: древняя обогащенная литосферная мантия EM1 типа и плюмовые расплавы. Помимо этого, не исключалась возможность появления магм из метасоматизированной литосферной мантии с возможной коровой контаминацией в ходе эволюции расплавов [7]. В настоящее время в связи с проведением на этой территории глубинного геологического картирования масштаба 1 : 200000 решение проблемы уточнения стратиграфического положения девонского вулканизма весьма актуально.

Целью настоящего исследования явилось обоснование выделения магматических комплексов и разработка предложения о внесении их в действующую региональную стратиграфическую схему девонских отложений Беларуси 2010 г. Задачи, которые были решены – уточнение классификации и геохимической принадлежности девонских магматических пород и их положения в разрезе и на площади.

**Материалы и методы исследований.** Авторами выполнен пересмотр первичных геолого-геофизических материалов и данных по ранее пробуренным и новым скважинам с проведением детальных исследований обширной петрографической коллекции В. П. Корзуна, Н. В. Веретенникова, Н. Д. Михайлова. Проведен анализ и обобщение большого блока геохимических (в том числе изотопных) анализов пород как ранее опубликованных [1; 3; 5; 7; 8], так и полученных нами [9]. По результатам петролого-геохимических и литологических исследований с применением принципов структурно-вещественного анализа выделен латерально-временной ряд генетически родственных магматических комплексов, составлена карта Припятско-Днепровской области магматизма с элементами петролого-геохимической зональности [9].

**Припятско-Днепровская область магматизма.** Магматические образования позднедевонского возраста юго-востока Беларуси принадлежат к Припятско-Днепровской области магматизма

(ПДОМ), которая является северо-западной частью крупной Припятско-Днепровско-Донецкой магматической провинции (ПДДМП). Провинция пространственно и генетически связана с Припятско-Днепровско-Донецкой внутриконтинентальной палеорифтовой зоной, сформированной на юго-западе Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на герцинском этапе ее геологической эволюции. В современном структурном плане ей соответствуют Донецкое складчатое сооружение (и его восточное погребенное продолжение – кряж Карпинского), Днепровский, Припятский прогибы и разделяющая их Брагинско-Лоевская седловина [10; 11].

Магматическая деятельность проявилась на всех этапах формирования Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой зоны и практически на всем ее протяжении, причем как в осевой части рифта, так и на его бортах. Это обусловило появление сложной системы латеральных и временных рядов магматических комплексов ПДДМП [1; 3; 5; 7; 8; 12; 13].

ПДОМ расположена в пределах следующих тектонических структур, выделяемых в современном структурном плане по поверхности кристаллического фундамента: Жлобинской седловины, Припятского прогиба (в составе Припятского грабена и Северо-Припятского плеча), Гомельской структурной перемычки, Брагинско-Лоевской седловины, Днепровского прогиба.

Магматические образования ПДОМ развиты в пределах верхнефранско-фаменского структурного этажа верхнего девона платформенного чехла, сложенного терригенно-карбонатными и сульфатно-карбонатными отложениями. Отложения накапливались в условиях формирующейся Припятско-Днепровско-Донецкой внутриконтинентальной рифтовой зоны, поэтому мощность структурного этажа на исследуемой территории имеет значительные вариации: максимальные значения (до 4–4,5 км) – в Припятском грабене, минимальные, вплоть до полного выклинивания – на Жлобинской седловине [3].

**Магматические комплексы (положение, состав, генезис).** Под *магматическим комплексом* понимается базовое петрографическое подразделение эндогенных образований, объединяющее совокупность конкретных геологических тел, принадлежащих к одному классу глубинности, развитых в пределах одной структурно-вещественной зоны и сформированных в течение одного этапа развития этой зоны [6].

Латерально-временной ряд позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма состоит из четырех магматических комплексов, сформировавшихся в течение четырех этапов магматической активности, разделенных временными промежутками, во время которых происходило ее затухание. Формирование вулканогенных толщ происходило преимущественно в аквальных условиях, одновременно с терригенно-карбонатным осадконакоплением в пределах существовавших на данной территории морских бассейнов. Каждый магматический комплекс локализован в пределах магматических полей, которые либо разобщены в пространстве, либо налегают друг на друга вверх по разрезу (рисунок).

*Жлобинский магматический комплекс* сформировался в течение I этапа магматизма в речичское время (начало позднего франа) в пределах Жлобинского поля трубок взрыва площадью более 600 км<sup>2</sup>. В современном структурном плане поле расположено в пределах Еленецкого блока Жлобинской седловины. Здесь выделено четыре куста трубок взрыва диаметром около 10–15 км каждый, контролируемых глубинными разломами северо-западного простирания (Жлобинским, Рогачевским и др.). Трубки взрыва имеют диаметр не более 1 км [3; 4].

Породы жлобинского комплекса принадлежат щелочно-ультрамафитовой формации (карбонатит-кимберлит-нефелинитовой) и представлены пирокластическими, эффузивными, субвулканическими и жерловыми взрывно-обломочными образованиями мадорской свиты D<sub>3</sub>md и гипабиссальными образованиями жлобинского комплекса ε<sub>1</sub>D<sub>3</sub>zl. Породы имеют ультраосновной состав с калиевым типом щелочности (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0,11–0,90). В незначительном количестве присутствуют жильные несиликатные магматические породы (карбонатиты, жлобинский комплекс ε<sub>1</sub>D<sub>3</sub>zl) [3]. Породы в большинстве своем высокотитанистые и содержат ΣPЗЭ = 294–376 г/т. В юго-западной части Жлобинского поля распространены преимущественно породы, наиболее близкие к первичным расплавам астеносферной (плюмовой?) природы (кимберлиты, карбонатиты, фельдшпатоидные пикриты, мелилититы). Они имеют высокоррадиогенные изотопные отношения неодима (εNd(t) = 2,1–4,3), высокую степень фракционирования редкоземельных элемен-



тов ( $(La/Yb)_n = 47-64$ ) и сильно деплетированы в области тяжелых редких земель ( $(Gd/Yb)_n = 4,6-5,5$ ). В северо-восточной части поля распространены породы, генезис которых может быть обусловлен смешением глубинных расплавов с нижнекоровым веществом (меланефелиниты, мелалейцититы и мелилитовые пикриты) или вкладом выплавов из литосферной мантии. Породы имеют низкорadioгенные изотопные отношения неодима ( $\epsilon Nd(t) = -0,7-3,4$ ) и менее фракционированный спектр РЗЭ ( $(La/Yb)_n = 27$ ,  $(Gd/Yb)_n = 3,7$ ). Низкотитанистые разности (меланефелиниты LT) с очевидным вкладом корового компонента в расплавы (обогащение Pb, невысокая  $\Sigma РЗЭ = 152$  г/т) содержат нижнекоровые ксенолиты гранатовых гранулитов [5]. Наличие отрицательной аномалии Nb в РМ-нормализованном спектре пород комплекса может указывать на вклад корового вещества в генезис расплавов. Близость изотопного состава Nd ксенолитов горнблендитов и вмещающих их пород указывает на кумулятивную природу этих ксенолитов [9].

Синхронно I-му (жлобинскому) этапу магматизма ПДОМ в раннеречицкое время вулканизм проявился и в других смежных структурах Припятско-Днепровско-Донецкой магматической провинции – Днепровском сегменте палеорифта [13] и Воронежском кристаллическом массиве [14]. Пепловый материал этих вулканов и (или) вулканов Жлобинского поля осаждался в субаэральных условиях на экспонированной закарстованной поверхности карбонатных пород семилукского горизонта франского яруса верхнего девона, а затем в ходе позднеречицкой морской трансгрессии со стороны Палеотетиса был «вмыт» в карстовые полости и преобразован в зеленые глины гидрослюдистого состава [15]. Также в основании карбонатно-терригенной толщи речицкого горизонта на территории Брагинско-Лоевской седловины, восточной части Припятского прогиба и зоне его сочленения с Воронежской антеклизой отмечаются прослои туфов, что позволило выделить эти отложения в михальковскую свиту [4]. Наличие маломощных туфовых прослоев (менее 1,5 м) ставит под сомнение валидность михальковской свиты и требует рассмотрения. Терригенно-карбонатные отложения речицкой и михальковской свит имеют сходное литологическое строение (состав и структурно-текстурные особенности), характеризуются единым комплексом миоспор и отвечают общему трансгрессивно-регрессивному циклу осадконакопления.

*Уваровичский магматический комплекс* сформировался в течение II этапа магматизма в поздневоронежское время (середина позднего франа) в пределах одноименного магматического поля площадью около 600 км<sup>2</sup>. В северной части поля распространены породы экструзивно-обломочной и субвулканической фаций магматизма, в южной – эффузивной и субвулканической, в меньшей степени эксплозивно-обломочной фаций. Вулканические постройки диаметром 3–7 км сгруппированы в цепочки вулканов северо-западного простирания, пространственно связанные с глубинными разломами (Жлобинским, Буда-Кошелевским, Малиновско-Глазовским, Городокским). В современном структурном плане Уваровичское магматическое поле расположено в пределах зоны сочленения Жлобинской седловины на севере, Припятского прогиба (восточного окончания Северо-Припятского плеча) на юге и Воронежской антеклизы (восточного окончания Суражского погребенного выступа и Клинецовского грабена) на востоке.

Породы уваровичского комплекса принадлежат к щелочно-мафитовой формации (базальтоидов и фонолитов) и представлены эффузивными, субвулканическими и эксплозивно-обломочными жерловыми образованиями уваровичской свиты D<sub>3uv</sub> мощностью до 200 м в пределах вулканических построек и гипабиссальными образованиями уваровичского комплекса  $\epsilon D_{3uv}$ . Породы имеют ультраосновной (в центральной части поля) и основной (в периферийных частях поля) состав, варьирующий по щелочности от умереннощелочного до щелочного. В незначительном количестве присутствуют карбонатиты (уваровичский комплекс  $\epsilon D_{3uv}$ ) [3; 8]. В равной степени распространены разности с К типом щелочности (мелалейцититы, лейцититы, вогезиты) ( $Na_2O/K_2O = 0,39-1,07$ ) и К–Na типом щелочности (трахибазальты, трахидолериты) ( $Na_2O/K_2O = 0,94-1,75$ ).

В южной части Уваровичского поля распространены высокотитанистые (НТ) породы (мелалейцититы НТ и трахидолериты НТ), наиболее близкие по своим характеристикам к первичным расплавам астеносферной (плюмовой?) природы. Они имеют высокорadioгенные изотопные отношения неодима ( $\epsilon Nd(t) = 2,4$ ), высокую степень фракционирования редкоземельных элементов ( $(La/Yb)_n = 35-49$ ,  $(Gd/Yb)_n = 3,9-7,3$ ) и высокое суммарное содержание РЗЭ в породах 545–902 г/т.

В северной части поля распространены низкотитанистые (LT) породы (мелалейцититы LT, амфиболовые трахибазальты и трахидолериты LT, вогезиты LT, лейцититы LT) с низкорadioгенными изотопными отношениями неодима ( $\epsilon\text{Nd}(t) = -1,5$ ) и менее фракционированным спектром РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 14-24$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 2,8-4,6$ ,  $\sum\text{РЗЭ} = 169-383$  г/т). Как и LT породы жлобинского комплекса, LT породы уваровичского комплекса содержат схожие ксенолиты горнблендитов кумулятивной природы, а также нижнекоровые ксенолиты гранатовых гранулитов, что является признаком коровой контаминации [9].

Жлобинский и уваровичский магматические комплексы сформировались последовательно в пределах пространственно разобщенных одноименных магматических полей в позднефранское время – речицкое (на северо-западе ПДОМ, I этап магматизма) и поздневоронежское (на юго-востоке ПДОМ, II этап магматизма) соответственно в раннюю стадию развития Припятско-Днепровско-Донецкой внутриконтинентальной палеорифтовой зоны. Положение Жлобинского и Уваровичского магматических полей контролируется разломами северо-западного простирания (Жлобинским, Буда-Кошелевским и др.), которое характерно для сопредельного звена Северного краевого разлома Днепровского грабена. Магматизм I и II этапов может маркировать следы детачмента, соответствующего глубинному сейсмическому рефлектору, плоскость которого, согласно исследованиям по проекту ЕВРОБРИДЖ-97, погружается с северо-востока на юго-запад [11].

*Припятский магматический комплекс* сформировался в течение III этапа магматизма в сколодинское (сколодинско-чернинское?) время (конец позднего франа) в пределах одноименного магматического поля протяженностью около 70 км в субмеридиональном направлении и не менее 40 км – в субширотном (площадью более 2500 км<sup>2</sup>). Истинный масштаб магматизма этого этапа определить сложно, поскольку изученность южной и восточной частей поля буровыми скважинами незначительная, но можно предполагать его развитие далее в юго-восточном направлении в пределах Брагинско-Лоевской седловины и Днепровско-Донецкой впадины [1; 3; 4; 13]. По объему извергнутого и внедрившегося в кристаллическое основание и платформенный чехол гипабиссального материала припятский комплекс является наиболее крупным в пределах ПДОМ.

В современном структурном плане Припятское магматическое поле расположено в пределах зоны сочленения Припятского прогиба на западе, Воронежской антеклизы на северо-востоке и Брагинско-Лоевской седловины на юго-востоке. Поле имеет субмеридиональное простирание, вулканические постройки тяготеют к узлам пересечения разломных зон северо-западного, субмеридионального и субширотного простирания.

Породы припятского комплекса принадлежат к щелочно-мафическо-салической формации (трахиандезитов) и представлены толщей эффузивных и эксплозивно-обломочных пород васильевской свиты  $D_3vs$  мощностью до 750 м (возможно, более) и гипабиссальными образованиями припятского комплекса  $\epsilon aD_3rg$ . Породы имеют средний состав, варьирующий по щелочности от умереннощелочного до щелочного [1; 3; 13] К-го ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,08-0,60$ ) и К-Na-го типа ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,78-3,48$ ). Породы содержат много РЗЭ ( $\sum\text{РЗЭ}$  до 366 г/т) с высокой степенью их фракционирования ( $(\text{La}/\text{Yb})_n$  до 36); имеют отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}(t) = -3,9...-4,5$ , низкое отношение  $\text{Nb}/\text{Th} = 2,87-11,67$ . Характерная особенность пород комплекса – обилие ксенолитов. Часть ксенолитов представляет весь спектр встречающихся здесь вмещающих пород верхней консолидированной коры района (гранитоиды, глиноземистые гнейсы, метагаббро), другая часть представлена предположительно кумулатами ультраосновной магмы (клинопироксеновые горнблендиты), что подтверждается тем, что состав амфиболов из ксенолитов горнблендитов идентичен составу амфибола (титанистой базальтической роговой обманки) фенокристаллов вмещающих их средних пород [9]. Такие геохимические особенности пород комплекса и обилие ксенолитов не исключают наряду с мантийными расплавами значительное участие выплавки из нижней и средней коры и указывают на доминирование сжимающих напряжений в геодинамике III этапа магматизма.

*Лоевский магматический комплекс* сформировался в течение IV этапа магматизма в елецкое (елецко-петриковское?) время (ранний фамен) в пределах Припятско-Лоевского магматического

поля площадью более 2000 км<sup>2</sup>. Как и для припятского комплекса, истинный масштаб магматизма лоевского комплекса сложно определить, поскольку изученность этого поля буровыми скважинами фрагментарная. Можно предполагать более обширное его развитие в юго-восточном направлении в пределах Брагинско-Лоевской седловины и далее – в Днепровском прогибе [1; 3; 13]. Вулканические постройки диаметром 3–10 км сгруппированы в цепочки вулканов, сформировавшихся в условиях регионального растяжения вдоль глубинных разломов субширотного простирания (Червонослободско-Малодушинским, Артуковским, Речицко-Вишанским, Александровским, Северо-Припятским, Городокским, Малиновско-Глазовским); структурный контроль геохимической зональности в пределах поля осуществляется Червонослободско-Малодушинским разломом северо-западного простирания и Лоевским разломом субмеридионального простирания. В современном структурном плане магматическое поле расположено в пределах зоны сочленения Припятского прогиба на западе, Воронежской антеклизы на северо-востоке и Брагинско-Лоевской седловины на юго-востоке.

Породы лоевского комплекса принадлежат к щелочно-ультрамафитовой формации (нефелинитовой) и представлены эффузивными, субвулканическими и эксплозивно-обломочными образованиями шарпиловской свиты D<sub>3</sub>shg мощностью до 800 м и более и гипабиссальными образованиями лоевского комплекса ε13D<sub>3</sub>lv. Породы имеют ультраосновной, реже основной состав, варьирующий по щелочности от нормальнощелочного до умереннощелочного и щелочного [1; 3]. Преобладают разности с K–Na типом щелочности: нормальнощелочные пикриты, биотитовые пикриты (развиты в центральной части поля) и меланефелиниты; щелочные нефелиниты (наиболее широко распространены) и меланефелиниты (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0,94–1,75). Породы с K типом щелочности – лампрофиры (уачититы, вогезиты, минетта-вогезиты) (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0,39–1,07) приурочены к восточным звеньям Речицко-Вишанского и Северо-Припятского глубинных разломов субширотного простирания. Породы комплекса высокотитанистые НТ, за исключением щелочных нефелинитов, которые имеют низкотитанистые разности ЛТ. Нефелиниты ЛТ с низкими содержаниями РЗЭ (ΣРЗЭ = 144–172) и (La/Yb)<sub>n</sub> = 28–34) имеют высокую степень фракционирования легких РЗЭ ((La/Sm)<sub>n</sub> = 12,8–16,2) и практически нефракционированные тяжелые РЗЭ ((Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1,3–1,6). Схожая тенденция проявлена в меланефелинитах НТ (ΣРЗЭ = 183–254), (La/Yb)<sub>n</sub> = 9,74–10,27, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1,0–1,9), которые значительно обогащены тяжелыми РЗЭ. Положительные аномалии Sr, Zr и Hf на РМ-нормализованных спектрах нефелинитов могут указывать на присутствие амфибола в источнике. Пикриты НТ и умереннощелочные магнезиальные биотит-оливиновые меланефелиниты НТ имеют высокие содержания РЗЭ (ΣРЗЭ = 972–1076 г/т и ΣРЗЭ = 417–466 г/т соответственно) при значительном фракционировании их спектра ((La/Yb)<sub>n</sub> = 40–49, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 8,3–11,1 и (La/Yb)<sub>n</sub> = 52–55, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 6,0–8,3 соответственно). Для пород характерны низкое Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO = 0,5–0,9 и слабая Zr аномалия, что указывает на большую глубину выплавления первичных расплавов и их существенно силикатный состав. Наличие пород К-типа с повышенным содержанием Ti и ряда редких элементов может быть связано с плавлением флогопит-содержащих жил в метасоматизированной литосфере.

Геохимические характеристики магматических пород лоевского комплекса (высокие концентрации Nb, εNd(t) = 1,9–5,2) указывают на плюмовую природу его магматического источника. При этом в отличие от пород жлобинского (Ti/Yb = 5481–13541, Nb/Th = 11,42–13,61) и уваровичского (Ti/Yb = 5297–10661, Nb/Th = 7,8–13,71) комплексов ранней стадии рифтогенеза, породы лоевского комплекса главной стадии рифтогенеза предполагают значительное фракционирование расплавов (Ti/Yb = 3935–17127, Nb/Th = 5,03–78,54).

Припятский и лоевский магматические комплексы сформировались последовательно в сколодинское (сколодинско-чернинское?) время (III этап магматизма) и раннеелецкое время (IV этап магматизма) в пределах пространственно совмещенных обширных Припятского и Припятско-Лоевского магматических полей соответственно в главную стадию развития Припятско-Днепровско-Донецкой внутриконтинентальной палеорифтовой зоны. Развитие магматических полей в северной части Брагинско-Лоевской седловины и области ее сочленения с Припятским и Днепровским прогибами может маркировать положение головы плюма. Воздействие плюма на нижнюю–среднюю кору могло привести к подслаиванию в нее расплавов и формированию так называемой

Западно-Днепровской рифтовой подушки, которая в современных физических полях выражена в виде высокоскоростного тела и гравитационной аномалии [11]. Магматизм припятского этапа проявился в условиях поперечных сжимающих напряжений, вызванных горизонтальным выдавливанием в северном направлении Брагинского индентора в ходе формирования крупных клинообразных раздвигов – Припятского рифта на фоне левостороннего и Днепровского рифта – на фоне правостороннего вращения мегаблоков литосферы [11]. Магматизм лоевского этапа проявился в условиях регионального растяжения вдоль глубинных разломов субширотного простирания.

**Заключение.** Впервые выделен латерально-временной ряд магматических комплексов поздне-франско-раннефаменской ПДОМ, сформированных в ходе дискретных этапов магматической активности. Жлобинский комплекс пород щелочно-ультрамафитовой (карбонатит-кимберлит-нефелинитовой) формации (I этап магматизма, речицкое время, начало позднего франа), уваровичский комплекс пород щелочно-мафитовой формации (базальтоидов и фонолитов) (II этап магматизма, поздневоронежское время, середина позднего франа), припятский комплекс пород щелочно-мафическо-салической формации (трахиандезитов) (III этап магматизма, сколодинское (сколодинско-чернинское?) время, конец позднего франа) и лоевский комплекс пород (IV этап магматизма, елецкое (елецко-петриковское?) время, ранний фамен).

В пределах магматических полей выявлена геохимическая зональность, отражающая глубинное строение региона, положение и состав магматических очагов. Магматические источники расплавов ПДОМ имеют мантийную природу: магматизм жлобинского и уваровичского комплексов вероятно имеет плюмовую природу с участием обогащенной литосферной мантии EM1 типа; лоевского комплекса – плюмовую природу при значительном фракционировании расплавов и возможного вклада метасоматизированной литосферной мантии; магматическим источником припятского комплекса являются выплавки нижней и средней коры при участии источника плюмовой природы. Процессы коровой контаминации играли значимую роль в формировании расплавов жлобинского и уваровичского комплексов, в то время как для лоевского комплекса вклад контаминации коровых материалов несущественен.

В связи с обоснованным выделением латерально-временного ряда магматических комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма авторы предлагают внести уточнения и дополнения в действующую Стратиграфическую схему девонских отложений Беларуси 2010 года.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность коллегам за обсуждение и оказанные ценные консультации С. А. Кручеку, Д. П. Плаксу, Е. Ю. Голубковой и Г. Д. Стрельцовой. Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № X18P-109) и Российского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-55-00006).

**Acknowledgements.** The authors are grateful to colleagues for the discussion and valuable advice provided to S. A. Kruchek, D. P. Plax, E. Y. Golubkova and G. D. Streltsova. The work was sponsored by the Belarusian Republican Foundation for Fundamental Research (project no. X18R-109) and by the Russian Republican Foundation for Fundamental Research (project no. 18-55-00006).

### Список использованных источников

1. Корзун, В. П. Верхнедевонская щелочная формация Припятской впадины / В. П. Корзун, А. С. Махнач. – Минск, 1977. – 154 с.
2. Хомич, П. З. Новая область развития кимберлитового магматизма на западе Восточно-Европейской платформы / П. З. Хомич, Е. А. Никитин, А. И. Гришко // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 1993. – Т. 37, № 1. – С. 83–86.
3. Веретенников, Н. В. Платформенный магматизм / Н. В. Веретенников, В. П. Корзун, А. С. Махнач // Геология Беларуси / под ред. А. С. Махнача [и др.]. – Минск, 2001. – С. 437–458.
4. Девонская система / Т. Г. Обуховская [и др.] // Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / под ред. С. А. Кручека [и др.]. – Минск, 2010. – С. 98–114.
5. Markwick, A. The Lower Crust of S. E. Belarus: Petrological, Geophysical and Geochemical Constraints from Xenoliths / A. Markwick, H. Downes, N. Veretennikov // Tectonophysics. – 2001. – Vol. 339, N 1–2. – P. 215–237. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(01\)00040-3](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(01)00040-3)
6. Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О. А. Богатикова [и др.]. – СПб., 2009. – 200 с.

7. Первов, В. А. Ультраосновные щелочные вулканы Жлобинского поля (Республика Беларусь): источники и эволюция магм / В. А. Первов, Е. А. Никитин, Л. К. Левский // *Петрология*. – 2004. – Т. 12, № 2. – С. 354–373.
8. Михайлов, Н. Д. Изотопный состав Sr и Nd щелочных магматических пород девона Беларуси / Н. Д. Михайлов, А. Г. Лапцевич, Н. В. Владыкин // *Литасфера*. – 2011. – № 2 (35). – С. 113–122.
9. Латерально-временной ряд породных комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма / О. Ф. Кузьменкова [и др.] // *Литасфера*. – 2020. – № 1(52). – С. 3–20.
10. Гарецкий, Р. Г. Герцинский структурный комплекс / Р. Г. Гарецкий, В. С. Конищев, Р. Е. Айзберг // *Геология Беларуси* / под ред. А. С. Махнача [и др.]. – Минск, 2001. – С. 502–507.
11. Айзберг, Р. Е. Припятский ареал позднедевонского магматизма и его связь с плюмом-тектоникой днепровского сегмента литосферы / Р. Е. Айзберг // *Докл. Нац. акад. наук Беларуси*. – 2019. – Т. 63, № 5. – С. 597–607. <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2019-63-5-597-607>
12. Генезис и эволюция мантийных расплавов девонских мафит-ультрамафитовых пород Восточного Приазовья (Днепровско-Донецкий рифт, Украина) по данным изучения геохимии клинопироксена / Л. В. Сазонова [и др.] // *Петрология*. – 2019. – Т. 27, № 6. – С. 690–714.
13. Wilson, M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform / M. Wilson, Z. M. Lyashkevich // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 268, N 1–4. – P. 65–81. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00234-x](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00234-x)
14. Быков, И. Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы / И. Н. Быков. – Воронеж, 1975. – 134 с.
15. Гулис, Л. Ф. Соотношение отложений семилукского и речичского горизонтов в центральной нефтеперспективной зоне Припятского прогиба / Л. Ф. Гулис, Г. Д. Стрельцова, В. В. Гулис // *Поиски и освоение нефтяных ресурсов Республики Беларусь*. – Гомель, 2004. – Ч. I. – С. 80–85.

## References

1. Korzun V. P., Makhnach A. S. *Upper Devonian alkaline formation of the Pripyat Depression*. Minsk, 1977. 154 p. (in Russian).
2. Khomich P. Z., Nikitin E. A., Grishko A. I. The new area of the development of kimberlite magmatism in the west of the East European Platform. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 1993, vol. 37, no. 1, pp. 83–86 (in Russian).
3. Veretennikov N. V., Korzun V. P., Makhnach A. S. Platform magmatism. Makhnach A. S., ed. *Geologiya Belarusi* [Geology of Belarus]. Minsk, 2001, pp. 437–458 (in Russian).
4. Obukhovskaya T. G., Kruchek S. A., Pushkin V. I., Nekryata N. S., Obukhovskaya V. Yu. Devonian System. Kruchek S. A., ed. *Stratigraficheskie skhemy dokembriiskikh i fanerozoiskikh otlozhenii Belarusi: ob'yasnitel'naya zapiska* [Stratigraphic schemes of Precambrian and Phanerozoic deposits of Belarus: explanatory note]. Minsk, 2010, pp. 98–114 (in Russian).
5. Markwick A., Downes H., Veretennikov N. The Lower Crust of SE Belarus: Petrological, Geophysical and Geochemical Constraints from Xenoliths. *Tectonophysics*, 2001, vol. 339, no. 1–2, pp. 215–237. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(01\)00040-3](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(01)00040-3)
6. Bogatikov O. A., Morozov A. F., Petrov O. V., eds. *Petrographic code of Russia: magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations*. Saint Petersburg, 2009. 200 p. (in Russian).
7. Pervov V. A., Nikitin E. A., Levsky L. K. Ultrabasic alkaline volcanics of the Zhlobin field (Republic of Belarus): sources and evolution of magmas. *Petrologiya = Petrology*, 2004, vol. 12, no. 2, pp. 354–373 (in Russian).
8. Mikhailov N. D., Laptsevich A. G., Vladykin N. V. Sr and Nd isotopic composition of Devonian alkali igneous rocks of Belarus. *Litasfera = Lithosphere*, 2011, no. 2(35), pp. 113–122 (in Russian).
9. Kuzmenkova O. F., Laptsevich A. G., Aizberg R. Ye., Nosova A. A., Volkova G. D., Mankevich S. S., Yutkina E. V. Lateral-temporal sequence of rock complexes of the late Frasnian-early Fammenian Pripyat-Dnieper magmatism area. *Litasfera = Lithosphere*, 2020, no. 1(52), pp. 3–20 (in Russian).
10. Garetsky R. G., Konischev V. S., Aizberg R. Ye. Hercynian structural complex. Makhnach A. S., ed. *Geologiya Belarusi* [Geology of Belarus]. Minsk, 2001, pp. 502–507 (in Russian).
11. Aizberg R. Ye. Pripyat area of the late-devonian magmatism and its association with the plume tectonics of the Dnieper lithosphere segment. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 2019, vol. 63, no. 5, pp. 597–607 (in Russian). <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2019-63-5-597-607>
12. Sazonova L. V., Nosova A. A., Yutkina E. V., Kondrashov I. A., Shumlyansky L. V. Genesis and evolution of mantle melts of the devonian mafic-ultramafic rocks from the Eastern Azov region (Dnieper-Donets rift, Ukraine): Evidence from clinopyroxene geochemistry. *Petrology*, 2019, vol. 27, no. 6, pp. 633–654. <https://doi.org/10.1134/s0869591119060055>
13. Wilson M., Lyashkevich Z. M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics*, 1996, vol. 268, no. 1–4, pp. 65–81. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00234-x](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00234-x)
14. Bykov I. N. *Upper Devonian basalts of the South-Eastern part of the Voronezh Antecline*. Voronezh, 1975, 134 p. (in Russian).
15. Gulis L. F., Streltsova G. D., Gulis V. V. The ratio of deposits of the Semiluki and Rechitsa Regional stages in the central oil-promising zone of the Pripyat Trough. *Poiski i osvoenie neftyanyh resursov Respubliki Belarus = Searches and development of oil resources of the Republic of Belarus*. Gomel, 2004, part I, pp. 80–85 (in Russian).

**Информация об авторах**

*Кузьменкова Оксана Федоровна* – канд. геолого-минералог. наук, вед. науч. сотрудник. Научно-производственный центр по геологии (ул. Купревича, 7, 220141, Минск, Республика Беларусь). E-mail: kuzmenkovaof@mail.ru.

*Лапцевич Алла Геннадьевна* – канд. геолого-минералог. наук, вед. науч. сотрудник. Научно-производственный центр по геологии (ул. Купревича, 7, 220141, Минск, Республика Беларусь). E-mail: allaptsevich@gmail.com.

*Носова Анна Андреевна* – д-р геолого-минералог. наук, заведующий лабораторией. Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (Старомонетный пер., 35, 119017, Москва, Российская Федерация). E-mail: nosova@igem.ru.

**Information about the authors**

*Kuzmenkova Oksana F.* – Ph. D. (Geology), Leading researcher. Research and Production Centre for Geology (7, Kuprevich Str., 220141, Minsk, Republic of Belarus). E-mail: kuzmenkovaof@mail.ru.

*Laptsevich Alla G.* – Ph. D. (Geology), Leading researcher. Research and Production Centre for Geology (7, Kuprevich Str., 220141, Minsk, Republic of Belarus). E-mail: allaptsevich@gmail.com.

*Nosova Anna A.* – D. Sc. (Geology), Head of the Laboratory. Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (35, Staromonetny Lane, 119017, Moscow, Russian Federation). E-mail: nosova@igem.ru.