

УДК 550.4+552.11+552.31

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-436-450

## Новые данные о составе и возрасте долеритов оюского комплекса хр. Ямб-Пэ, Северо-Западный Пай-Хой

© 2019 г. П. С. Жегунов<sup>1,2</sup>, Е. В. Старикова<sup>2</sup>, Д. А. Петров<sup>1</sup>, П. А. Львов<sup>2</sup><sup>1</sup>Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ), 199106, г. Санкт-Петербург, 21-я линия ВО, 2,  
e-mail: pavel.zhegunov@bk.ru<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСГЕИ),  
199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Поступила в редакцию 29.06.2018 г., принята к печати 06.12.2018 г.

**Предмет исследований.** Приводятся данные о геологической позиции пород оюского гипабиссального долеритового комплекса, их минералого-петрографическая и петрологическая характеристика, результаты изотопного датирования. **Материалы и методы.** Материал для исследований был получен в ходе геолого-съемочных работ по объекту ГДП-200 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь). Полевое изучение и опробование оюского комплекса проводилось в южной части хр. Ямб-Пэ. Последующему изучению подвергнуты 21 образец долеритов (петрографическое описание, методы РСФА, ICP-MS) и 26 зерен циркона, выделенных из одной пробы для изотопного датирования (метод SHRIMP-II). **Полученные результаты.** Породы оюского комплекса установлены в нижне-палеозойском разрезе лемвинской зоны Пай-Хоя, где образуют пластовые тела мощностью первые метры – десятки метров и протяженностью от 100 м до 1.5–2 км. Интрузии залегают в средне-позднеордовикских отложениях хенгурской и тальбейтивисской свит и вскрыты в структурах хребта Ямб-Пэ и правобережья р. Бол. Ою. Породы комплекса имеют отчетливый гипабиссальный облик, выражающийся в широком развитии миндалекаменных текстур, порфировых и стекловатых структур. По петрографическим данным выделено две разновидности – долериты и лейкодOLERиты, описаны вторичные изменения – пропилитизация и альбитизация. Породы комплекса обогащены SiO<sub>2</sub> (43.05–51.10 мас. %) и соответствуют субщелочной серии (натриевый, реже калиево-натриевый тип щелочности). Оюские долериты обогащены LIL-элементами (Rb, Ba, K, Sr) и обеднены HFS-элементами (Th, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf). Суммарное содержание редкоземельных элементов (La + Sm + Yb) составляет 21.17 (13.57–33.65) г/т, тренд распределения нисходящий, европиевая аномалия не выражена. По результатам изотопного датирования цирконов (SHRIMP-II) получен абсолютный возраст долеритов оюского комплекса – 313.2 ± 2.6 млн. лет. **Выводы.** Проведено сопоставление полученных данных с характеристиками габбро и габбро-долеритов хенгурского гипабиссального комплекса, обоснована парагенетическая связь очагов магмообразования оюских и хенгурских интрузий. Высказана гипотеза, связывающая продукты субмаринной гидротермальной деятельности (палеогидротермальные постройки типа “белых курильщиков”, гидротермально-осадочные залежи баритов), распространенные в разрезе ниже-среднекарбонных отложений лемвинской зоны, с процессами становления оюского комплекса.

**Ключевые слова:** оюский гипабиссальный долеритовый комплекс, хенгурский гипабиссальный габбро-долеритовый комплекс, палеозойский магматизм Пай-Хоя

## New data on the composition and age of gabbro-dolerites of the Oyu complex of the Yambpe Ridge, north-west Pai-Khoi

Pavel S. Zhegunov<sup>1,2</sup>, Elena V. Starikova<sup>2</sup>, Dmitrii A. Petrov<sup>1</sup>, Pavel A. Lvov<sup>2</sup><sup>1</sup>Saint-Petersburg Mining University, 2 21-st VO line, St.Petersburg, 199106 Russia  
e-mail: pavel.zhegunov@bk.ru<sup>2</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 74 Srednii Av., St.Petersburg, 199106 Russia

Received 29.06.2018, accepted 06.12.2018

**Research subject.** The article presents the geological position of the Oyu hypabyssal complex. The mineralogical, petrographic and petrological characteristics of dolerites were shown and the results of isotope dating were presented. **Materials and methods.** The material for research was obtained during the course of geological field works on the object of the geological mapping in scale 1 : 200 000 of sheets R-41-XX, XXI (Amderminskaya Square). Field research and sampling of the Oyu complex was carried out in the southern part of the ridge Yambpe. 21 samples of dolerites (petrographic description, XRF

**Для цитирования:** Жегунов П.С., Старикова Е.В., Петров Д.А., Львов П.А. (2019) Новые данные о составе и возрасте долеритов оюского комплекса хр. Ямб-Пэ, Северо-Западный Пай-Хой. *Литосфера*, 19(3), 436-450. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-436-450

**For citation:** Zhegunov P.S., Starikova E.V., Petrov D.A., Lvov P.A. (2019) New data on the composition and age of gabbro-dolerites of the Oyuusii complex of the Yambpe Ridge, north-west Pai-Kho. *Litosfera*, 19(3), 436-450. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-436-450

and ICP-MS methods) and 26 grains of zircon isolated from a single sample for isotopic dating (SHRIMP-II method) were subjected to study. **Results.** The rocks of the Oyu complex were established in the Lower Palaeozoic sequences of the Lemva zone of Pai-Khoi, where swarm of layered bodies and dykes are formed with the thickness of the first meters–tens of meters with a length from 100 m to 1.5–2 km. The intrusions are located in the Middle-Late Ordovician sequences of the Khengur and Talbeytyvis formations in the structures of the Yambpe and the right bank of the river Bol'shaya Oyu. The rocks of the complex have a distinct hypabyssal appearance, expressed in the broad development of amygdaloidal structure, porphyry and glassy textures. According to petrographic data, two varieties of rocks have been identified as dolerites and leucodolerites, secondary changes have been described as propylitization and albitization. The rocks of the complex are enriched with  $\text{SiO}_2$  (43.05–51.10 wt %) and correspond to the subalkaline series (sodium and potassium-sodium type of alkalinity). Oyu dolerites are enriched in LILE (Rb, Ba, K, Sr) and are depleted in HFSE (Th, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf). The total content of REE (La + Sm + Yb) is 21.17 (13.57–33.65) ppm, the distribution trend is downward, the Eu-anomaly is not pronounced. Based on the results of isotope dating of zircons (SHRIMP II), the absolute age of the dolerites of the Oyu complex is  $313.2 \pm 2.6$  Ma. **Conclusions.** The obtained data are compared with the characteristics of the gabbro and gabbrodolerites of the Khengur hypabyssal complex, the paragenetic connection of the magmatic chambers of the Oyu and Khengur intrusions is substantiated. A hypothesis has been proposed that links submarine hydrothermal processes with the intruded of hypabyssal dolerites bodies. The result of the processes of hydrothermal activity are paleohydrothermal structures of "white smokers" and barite hydrothermal-sedimentary ore bodies, which are localized in the Lower-Middle Carbon Lemva formation.

**Keywords:** Oyu hypabyssal dolerite complex, Khengur gabbro-dolerite complex, Palaeozoic magmatism of Pai-Khoi

## ВВЕДЕНИЕ

В результате изучения геологического строения Пай-Хоя в 60–70-х гг. прошлого века в палеозойских отложениях, формирующих осевую часть кряжа, было выделено два гипабиссальных комплекса основного состава: хенгурский и оюский. Наиболее широко распространены интрузии габбро и габбро-долеритов позднедевонского хенгурского комплекса, в части публикаций известного также под названием центрально-пайхойского базальтоидного. Он объединяет многочисленные (более 400 тел) силы долеритов и габбродолеритов, картирующиеся среди отложений ордовика–нижнего-среднего девона в центральной части Пайхойского шарьяж-антиклинория. Строение, состав, металлоносность и возраст интрузий хенгурского комплекса изучались широким кругом специалистов как производственных организаций в ходе геолого-съемочных работ (К.В. Давыдов, О.В. Заборин, А.С. Микляев, Х.Т. Шляхова, ПГО "Полярноуралгеология" (г. Воркута), М.А. Шишкин, ФГБУ "ВСЕГЕИ"), так и научных организаций в процессе тематических исследований (Б.А. Осташенко, Р.И. Шайбеков, Н.П. Юшкин, Ин-т Геологии Коми фил. АН СССР (ныне ИГ Коми НЦ УрО РАН), г. Сыктывкар). Результаты исследований отражены в производственных отчетах, а также в достаточно большом количестве публикаций [Заборин, 1972, 1976; Юшкин и др., 1972, 2007; Осташенко, 1979; Государственная геологическая карта..., 2012; Шайбеков, 2012, 2013].

Породы оюского комплекса установлены в северо-западной части Пайхойского шарьяж-антиклинория в бассейне среднего течения р. Бол. Ою: наибольшее число гипабиссальных интрузий картируется на ее левобережье, где они приурочены к осевой части антиклинали хр. Ямб-Пэ. К этому же

комплексу отнесена группа тел правого берега реки, вскрывающаяся в ядре небольшой синклинали. Комплекс изучен при геологической съемке масштаба 1:50 000, проводившейся с 1968 по 1977 г. под руководством А.С. Микляева (1971 г.), О.В. Заборина и Ю.В. Жукова (1971, 1977 гг.). Основанием для выделения этих пород в самостоятельный гипабиссальный комплекс послужили установленные минералогические и петрохимические отличия от хенгурских габбродолеритов, а также предположение об их приуроченности к другой (Бельско-Елецкой) структурно-формационной зоне. Кроме этого, в качестве отличительных признаков оюских пород названными авторами отмечено, что в наиболее древних (ордовикских) частях разреза тела имеют меньшие размеры и явно выраженный субвулканический облик, кроме того, в них отсутствуют дифференцированные разности. Возраст комплекса по геологическому положению был принят как средне- и позднедевонский. После указанных работ 1970-х гг. изучение этих пород не проводилось и в открытую печать попало крайне мало информации [Заборин, 1972, 1976].

За прошедшие 50 лет исследователями территории неоднократно (преимущественно в производственных отчетах) проводился анализ взаимоотношений комплексов, обсуждались их географическое распространение, геологическая приуроченность, возраст, выполнялась корреляция с магматическими образованиями соседних территорий, однако единого непротиворечивого мнения по вопросу их принадлежности к одному или разным этапам магматической активности так и не возникло. Более того, часто переинтерпретация исходных фактических материалов вносила путаницу, добавляла необоснованные датировки и излишние наименования. Ситуация осложнялась еще и тем, что в районе развития оюских интрузий на северо-

восточном крыле Ямбэйской антиклинали среди ордовикских отложений распространены эффузивы близкого состава, что позволило обсуждать комагматичность этих образований, обосновывая тем самым среднеордовикский возраст долеритов [Давыдов и др., 1972].

Обоснованность выделения двух палеозойских магматических комплексов сходного состава и предположительно близкого возраста поставлена под сомнение и в одной из последних региональных работ по созданию “Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000” [2012], авторы которой объединили обсуждаемые гипабиссальные интрузии в составе хенгурского габбро-долеритового комплекса. В этой же работе получены абсолютные датировки базитов Центрального Пай-Хоя (верховья р. Хенгорью, проявление “участок Первый”), попавшие в интервал франского яруса (SHRIMP-II)  $374.6 \pm 2.0$  и  $381.4 \pm 2.0$  млн лет [Государственная..., 2012]; близкие значения получены для единичных цирконов из габбродолеритов междуречья рек Хенгорью и Хэйяха (проявление “Сопча”) –  $369.8 \pm 2.27$  млн лет [Шайбеков, 2012]. Эти датировки хорошо соответствуют представлениям о позднедевонской тектоно-магматической активизации региона, отразившейся в многочисленных проявлениях базитового магматизма на Пай-Хое, западном склоне Урала, Тимане, о-ве Вайгач и Новоземельском архипелаге [Корреляция..., 1988; Юдин, 1994; Тимонин, 1998; Тимонин и др., 2004; Юшкин и др., 2007; Государственная..., 2012]. Таким образом, возраст хенгурского комплекса принят позднедевонским и в настоящий момент считается надежно обоснованным. Абсолютных определений возраста долеритов оюского комплекса до настоящего времени получено не было. Приводимые в производственных отчетах датировки, основывающиеся на геологических данных и корреляции с магматическими образованиями смежных областей, варьируют от среднего ордовика до позднего девона–раннего карбона. В легенде Вайгач-Пайхойской серии листов ГК-200, подготовленной в 1999 г. одним из авторов первого описания оюских интрузий, А.С. Микляевым, был принят среднеордовикский возраст комплекса на основании представления о комагматичности долеритов и базальтов хенгурской свиты, вскрытых на северо-восточном крыле Ямбэйской антиклинали.

В 2012–2016 гг. на территории Пай-Хоя силами ЗАО “Поляргео” (Санкт-Петербург) проводились работы по ГДП-200 и последующему изданию Госгеокарты-200 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь), в ходе которых вопрос о взаимоотношениях между оюским и хенгурским магматическими комплексами вновь приобрел актуальность. В процессе этих работ получены материалы, легшие в основу настоящей статьи.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЙ-ХОЯ

Палеозойские магматические образования Пай-Хоя картируются в составе глубокоководных отложений Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоны, объединяющей карбонатно-кремнистые и глинисто-карбонатно-кремнистые образования склона и подножья континентальной окраины (рис. 1). В большинстве работ по геологии Пай-Хоя данный комплекс осадков объединяется под названием “лемвинские фации”, или Лемвинский (Карский, сланцевый) аллохтон. В современной структуре лемвинские отложения преимущественно имеют аллохтонное залегание и обнажаются в пределах Пайхойского шарьяж-антиклинория, формирующего осевую часть Пайхойского кряжа. Низы разреза, вскрытые в ядре структуры, сформированы нижнепалеозойским батинальным комплексом осадков хенгурской ( $C_3-O_2hn$ ), тальбейтывисской ( $O_{2-3}tb$ ), сопчинской ( $O_{3sp}$ ) и оюской ( $S_1-D_{1os}$ ) свит с заключенными в них пластовыми телами гипабиссальных интрузий (силлов) габбродолеритов хенгурского ( $v\beta D_3h$ ) и оюского ( $v\beta o$ ) комплексов. Верхнепалеозойские отложения обнажаются на крыльях антиклинория: в западной и центральной частях преимущественное развитие имеют метаосадки ливановской ( $D_1lv$ ) и падейской ( $D_{1-2pd}$ ) свит, а в восточной и северо-восточной распространены также более молодые путьюская ( $D_2pt$ ), громашорская ( $D_3gr$ ), силовая-хинская ( $D_3-C_1sl$ ), карская ( $C_1kr$ ) и карасиловская ( $C_2-P_1ks$ ) свиты.

Выходы магматических пород образуют вытянутую на 150 км вдоль осевой плоскости шарьяж-антиклинория широкую (до 20 км) полосу. По форме интрузий преобладают силлы, реже встречаются дайки. Мощность тел варьирует от первых до 150–200 м, протяженность наиболее крупных силлов достигает 15–20 км. Основная часть полос выходов сформирована телами габбродолеритов хенгурского гипабиссального комплекса, группа тел на крайнем северо-западе (район среднего течения р. Бол. Ою) объединена в составе оюского (оюско-вайгачского, [Корреляция..., 1988]) гипабиссального долеритового комплекса. Обе группы магматических пород имеют сходные условия залегания и морфологию тел. Внедрение хенгурских силлов фиксируется в диапазоне от хенгурской ( $C_3-O_2$ ) до ливановской ( $D_1$ ) свит с тенденцией сокращения их количества вверх по разрезу, оюские интрузии установлены только в низах палеозойского разреза в пределах верхнехенгурской и тальбейтывисской свит ( $O_{2-3}$ ).

В составе хенгурского комплекса выделяют недифференцированные и дифференцированные интрузии. Наиболее распространены недиф-



ференцированные разности, имеющие однородное или симметрично-зональное строение: наблюдается закономерная смена пород от эндоконтактовых микродолеритов и долерит-порфириров через мелко- и среднезернистые кварцсодержащие гломеропорфиновые и порфировидные долериты к крупнозернистым габбродолеритам и габбро со шлирами пегматоидных разновидностей в центральных частях тел. Мелкие тела обычно полностью сложены микродолеритами или порфиrowыми долеритами. Дифференцированные интрузии распространены ограниченно в нижних горизонтах ордовика и имеют наибольшие размеры. Слагающие их разновидности образуют вертикальную последовательность (снизу вверх): долеритовые порфириты кварцсодержащие–долериты гломеропорфиrowые мелкозернистые–габбро биотит-оливиновые–долериты оливинсодержащие порфировидные–долериты кварцсодержащие крупнозернистые, пегматоидные–такситовый горизонт–долериты мелкозернистые–микродолериты эндоконтактовые [Юшкин и др., 1972, 2007; Заборин, Осташенко, 1979; Государственная..., 2012]. С дифференцированными интрузиями генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение. Экзоконтактовые изменения выражены зонами ороговикования и скарнирования, мощность которых зависит от размеров интрузивного тела и варьирует от сантиметров–первых метров по периферии маломощных даек до десятков метров на контактах крупных силлов.

В составе оюского комплекса картируются сближенные дайки и силлы долеритов, локализованные в средне- и позднеордовикских отложениях хенгурской и тальбейтивисской свит в бассейне р. Бол. Ою. Мощности тел составляют первые метры–десятки метров, редко достигают первых сотен метров. Прослеженная протяженность групп сближенных тел достигает 15–17 км. В составе комплекса установлены только недифференцированные интрузивные тела, структура и строение которых определяются скоростью охлаждения расплава. Первыми исследователями этих пород (А.С. Микляев, К.В. Давыдов, 1971 г.) в силлах мощностью более 50 м отмечены признаки зональности от плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых порфиритов в краевых частях до пегматоидных долеритов и габбродолеритов в центре. Более мелкие тела имеют отчетливый гипабиссальный облик, выражающийся в широком развитии миндалекаменных текстур, порфиrowых и стекловатых структур. Мощность зон контактового метаморфизма не превышает первых метров.

В 2016 г. авторами было проведено полевое доизучение интрузивных тел оюского комплекса в южной части хр. Ямб-Пэ (см. рис. 1). В осевой зоне хребта (ядро Ямбпэйской антиклинали) долериты образуют серию пластовых тел мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров и про-

тяженностью от 100 м до 1.5–2.0 км в поле развития среднеордовикских пород верхней хенгурской подсвиты ( $O_2hn_3$ ), представленной здесь углеродистыми глинисто-кремнистыми сланцами. Контакты с вмещающими отложениями наблюдались в единичных обнажениях (т.н. 4103). Интрузии характеризуются субсогласным характером залегания с резкими границами, местами осложненными брекчированием, включениями ксенолитов сланцев, редко – небольшими апофизами во вмещающих породах. В экзоконтактах магматических тел устанавливаются маломощные (5–50 см) зоны закалки и ороговикования. Здесь же обнаженность позволила выявить зональность тел, отмеченную предшественниками, выражающуюся в увеличении степени кристалличности, уменьшении количества и размеров миндалин и порфиrowых вкрапленников по направлению к центральным частям тел, а также установить незначительную асимметрию такой зональности, связанную с положением подошвы и кровли межпластовой интрузии.

На восточной периферии скопления тел оюского комплекса по северо-восточному крылу Ямбпэйской антиклинали наблюдаются протяженные поля развития вулканитов основного состава миндалекаменной текстуры, порфиrowой, реже афировой структуры, участками с подушечной отдельностью, отнесенные к верхам разреза верхнехенгурской подсвиты. Эталонный разрез этой толщи по руч. Ядхымальяха (левый приток р. Бол. Ою) (см. рис. 1, т.н. 4105) в предшествующие годы изучался также А.С. Микляевым (1971 г.) и сотрудниками “Поляргео” А.В. Ганелиным и А.А. Романовым (2012 г.). Здесь вскрыта мощная (свыше 1000 м, вероятно, сдвоенная за счет надвига) вулканическая толща, представляющая собой серию потоков, местами разделенных маломощными пачками черных сланцев. В целом по разрезу преобладают массивные базальты с участками миндалекаменного строения. В верхней части разреза распространены подушечные лавы, отдельность в которых подчеркивается концентрически-зональным распределением миндалин. Ограниченное развитие, преимущественно в низах разреза, имеют долериты, слагающие внутренние зоны наиболее мощных (10–20 м) потоков.

В предшествующие годы было высказано предположение о комагматичности базальтов верхнехенгурской подсвиты и оюских долеритов [Давыдов и др., 1972], на основании чего принят среднеордовикский возраст комплекса. Однако в ходе работ ГДП-200 (ЗАО “Поляргео”, 2012–2016 гг.) на правобережье р. Бол. Ою в ядре Меретаяхинской синклинали выходы оюских долеритов были закартированы в районе распространения более молодых отложений тальбейтивисской свиты ( $O_{2,3tb}$ ) (см. рис. 1). Непосредственного контакта интрузивов и вмещающих сланцев по условиям обнажен-





**Рис. 1.** Геологическая карта Пай-Хой (масштаб 1 : 1 000 000) [Государственная..., 2012] с участком детализации (масштаб 1 : 200 000) (по материалам ЗАО "Поляргео").

1, 2 – палеозойские магматические комплексы: 1 –  $v\beta D_3h$  – хенгурский комплекс габбро-долеритовый, 2 –  $v\beta o$  – оюский комплекс долеритовый; 3–5 – геологические границы (а – наблюдаемые, б – предполагаемые): 3 – согласное залегания, 4 – несогласное залегания, 5 – границы астроблем; 6, 7 – разрывные нарушения (а – наблюдаемые, б – предполагаемые): 6 – шарьяг, 7 – надвиги, 8, 9 – разломы без разделения по морфокинематическим особенностям: 8 – главные, 9 – второстепенные; 10 – зоны распространения покровов базальтов в хенгурской свите на хр. Ямб-Пэ; 11 – пункты опробования пород оюского комплекса и номера проб, изученных в настоящей работе; 12 – пункты опробования на абсолютный возраст (1 – оюского комплекса, проба 4102/2, наст. работа; 2, 3 – хенгурского комплекса: 2 – по [Шайбеков, 2012], 3 – по [Государственная..., 2012]).

Геологические подразделения Лемвинской структурно-формационной зоны (Карский район) (цветом показаны подразделения, вмещающие палеозойские магматические комплексы):  $C_3-O_2hn$  – хенгурская свита ( $O_2hn_3$  – верхняя хенгурская подсвита),  $O_2_3tb$  – тальбейтвиская свита,  $O_3sp$  – сопчанская свита ( $O_3sp_1$  – нижняя сопчанская подсвита),  $S_1-D_{os}+lv$  – оюская и ливановская свиты объединенные,  $D_1_2pd$  – падейская свита,  $D_3-C_{pt-sl}$  – падейская, гро-машорская и силваяхинская свиты нерасчлененные,  $D_3gt+gt$  – падейская и гро-машорская свиты объединенные,  $D_3-C_{sl}$  – силваяхинская свита,  $C_1-P_{kr+ks}$  – карская и карсилловская свиты объединенные.

**Fig. 1.** Geological map of Pai-Khoi (scale 1 : 1 000 000) [Gosudarstvennaya..., 2012] with a site of detail (scale 1 : 200 000) [according to "Polargeo"].

1, 2 – Palaeozoic igneous complexes: 1 –  $v\beta D_3h$  – Khengur complex gabbro-dolerite, 2 –  $v\beta o$  – Oyu complex dolerite; 3–5 – geological boundaries (a – observed, b – assumed): 3 – consistent occurrence, 4 – inconsistent occurrence, 5 – astringible boundaries; 6, 7 – faults (a – observed, b – assumed): 6 – nappes, 7 – thrusts, 8, 9 – faults without separation according to morpho-kinetic features: 8 – major, 9 – secondary; 10 – zones of distribution of basalt covers in the Khengurskaya Formation on the ridge Yambpe; 11 – sampling points for Oyu complex rocks and sample numbers (present work); 12 – sampling points for the absolute age (1 – Oyu complex, sample 4102/2, current work; 2, 3 – Khengur complex: 2 – according to [Shaibekov, 2012], 3 – according to [Gosudarstvennaya..., 2012]).

Geological subdivisions of the Lemva structural-formational zone (Kara region) (the color of the subdivisions containing the Palaeozoic magmatic complexes is shown):  $C_3-O_2hn$  – Khengur Formation: ( $O_2hn_3$  – upper Khengur Subformation);  $O_2_3tb$  – Tal'beityvis Formation;  $O_3sp$  – Sopcha Formation ( $O_3sp_1$  – lower Sopcha Subformation);  $S_1-D_{os}+lv$  – Oyu and Livanova Formations combined;  $D_1_2pd$  – Padeya Formation;  $D_3-C_{pt-sl}$  – Put'yus, Gromashor and Silovayakha formations not divided;  $D_3gt+gt$  – Put'yus and Gromashor formations are united;  $D_3-C_{sl}$  – Silovayakha Formation;  $C_1-P_{kr+ks}$  – Kara and Karasilova formations combined.

ности установлено не было, тем не менее, этот факт послужил еще одним поводом для выполнения изотопно-геохронологических исследований долеритов оюского комплекса.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Микроскопическое изучение пород оюского комплекса, вмещающих сланцев и контактовых роговиков выполнено на кафедре минералогии, кристаллографии и петрографии Санкт-Петербургского горного университета на оптическом микроскопе LEICA DM750 P. Химический состав пород изучался на базе Центральной лаборатории ВСЕГЕИ: петрохимические данные получены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на приборе ARL-9800, определение количества двухвалентного железа выполнено титрованием, содержания редких элементов установлены методом ICP-MS на приборе Elan 610.

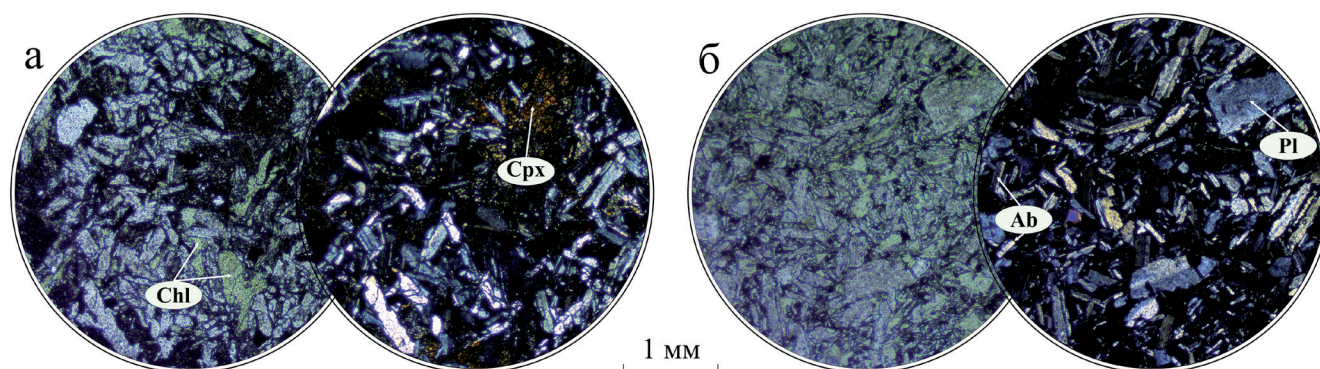
Для выделения цирконов на изотопные исследования была отобрана проба неизмененных долеритов массой 10.3 кг. В секторе пробоподготовки ЦЛ ФГБУ ВСЕГЕИ после цикла дробления-сепарации была выделена монофракция цирконов в количестве 26 зерен. Абсолютное датирование цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II, аналитик П.А. Львов. Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной И.С. Вильямсом [Williams, 1998], с использованием программ обработки SQUID [Ludwig, 2000] и Isoplot/Ex [Ludwig, 2001]. Pb-U отношения нормализовались по отношению 0.0665 для  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту  $416.7 \pm \pm 1.30$  млн лет (2σ) [Black et al., 2003].

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОЮСКОГО КОМПЛЕКСА

Изученные образцы пород оюского комплекса были отобраны в осевой части южного окончания хр. Ямб-Пэ (см. рис. 1). В результате петрографических исследований среди них выделены две разновидности: долериты и лейкодолериты; последние характерны для тел малой мощности.

Долериты имеют мелкозернистое строение, офитовую и пойкилофитовую микроструктуру (рис. 2а). Нередко в результате метасоматических изменений проявлена бластопойкилофитовая структура. Текстура массивная, с элементами миндалекаменной, миндаины заполнены хлоритом. Наблюдается высокая степень вторичных изменений (до 60%), представленных пропилитизацией. Породообразующими минералами выступают плагиоклаз (45%) и пироксен (45%), однако в наиболее измененных разностях также значительны содержания хлорита (до 10%). Плагиоклаз № 30-55





**Рис. 2.** Микроструктуры основных петрографических разновидностей пород оюского комплекса (фото шлифов, слева – без анализатора, справа – с анализатором).

а – долерит пойкилофитовой структуры с элементами бластопойкилофитовой структуры (обр. 4102/1); б – лейкодолерит порфировидной структуры (обр. 4103/7). Обозначения минералов: *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз (№ 30-55), *Ab* – альбит, *Chl* – хлорит.

**Fig. 2.** Microtextures of main petrographic varieties of the Oyu complex (photo of the thin section, on the left without analyser; on the right with the analyser).

а – dolerite with poikilitic texture with elements of the blastopoikilitic (sample 4102/1); б – leucodolerite of the Oyu complex with porphyry texture (sample 4103/7). Mineral symbols: *Cpx* – clinopyroxene, *Pl* – plagioclase (№ 30-55), *Ab* – albite, *Chl* – chlorite.

образует идиоморфные призматические кристаллы размером от 0.02 до 0.75 (в среднем около 0.2 мм), часто сосюртитизирован и альбитизирован, местами наблюдается серицитизация. Пироксен (авгит) представлен призматическими и короткопризматическими ксеноморфными зернами размером до 0.75 мм различной степени хлоритизации и амфиболитизации. Акцессорный рудный минерал полностью лейкоксенизирован. Образует рассеянный по породе агрегат субизометричных или удлинённых зерен размером до 0.5 мм.

Лейкодолериты обладают микродолеритовой или порфировидной структурой с элементами гломеропорфировых срастаний порфировых вкрапленников плагиоклаза (рис. 2б). Текстура массивная, с элементами миндалекаменной. Миндалины размером до первых миллиметров выполнены хлоритом и (или) карбонатом. Наблюдается высокая степень вторичных изменений (до 50–60%), представленных пропилитизацией и карбонатизацией. Среди породообразующих минералов преобладает плагиоклаз (до 75%). Порфировые вкрапленники плагиоклаза представляют собой широкие идиоморфные таблицы размером около 0.5 (до 1.2) мм. Наблюдается также новообразованный альбит-олигоклаз, занимающий интерстициальное положение относительно плагиоклаза первой генерации, представленный игольчатыми лейстами размером от 0.06 до 0.2 мм, часто серицитизированными. Пироксен в основной массе представлен редкими (до 25%) ксеноморфными зернами размером около 0.7 (до 1) мм, большая часть которых замещена тонкозернистым агрегатом хлорита и амфиболов тремолит-актинолитового ряда.

В незначительном количестве в породе установлены зерна окисленных сульфидов.

Породы оюского комплекса на эпигенетическом этапе были пропилитизированы с образованием типичной для этих метасоматитов ассоциации хлорит, альбит, карбонат, актинолит, серицит, халцедон. На то, что это именно процессы пропилитизации, а не региональный метаморфизм низкой степени, указывают слабые изменения вмещающих глинистых сланцев, которые интенсивно пропилитизированы лишь в экзоконтактах интрузий.

Наиболее полная петро- и геохимическая характеристика пород оюского и хенгурского комплексов, полученная на представительном материале по работам ЗАО “Поляргео” (2009–2016 гг.), выполнена А.А. Романовым и А.В. Ганелиным [2019], в статье которых проводятся сопоставление геохимических особенностей пород данных комплексов и интерпретация геодинамических условий их формирования. Здесь мы кратко остановимся на некоторых особенностях изученных пород.

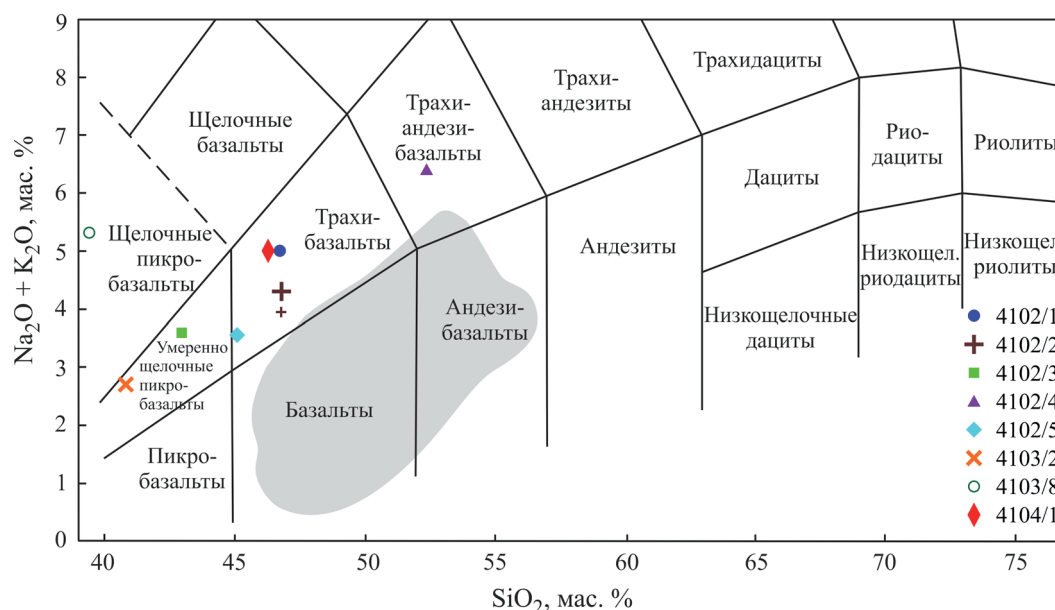
Исследуемые долериты оюского комплекса характеризуются умеренными и высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (43.05–51.10 мас. %) и преимущественно натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности (табл. 1). На TAS-диаграмме (рис. 3) точки составов долеритов располагаются в полях, соответствующих породам субщелочной серии, в отличие от составов пород хенгурского комплекса, попадающих в поле пород нормальной щелочности. В расположении точек долеритов оюского комплекса на диаграмме наблюдается тренд от умеренно щелочных пикробазальтов к трахианде-зигбазальтам. Однако при анализе петрохимических



Таблица 1. Химический состав долеритов оюского комплекса

Table 1. Chemical composition of dolerites of the Oyu complex

Компонент	№ пробы							
	4102/1	4102/2	4102/3	4102/4	4102/5	4103/2	4103/8	4104/1
	1	2	3	4	5	6	7	8
Петрогенные элементы, мас. %								
SiO <sub>2</sub>	48.8	48.9	45.4	54.1	47.2	44.4	43.7	48.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.4	16.8	15.9	16.8	15.7	16.7	15.9	16
TiO <sub>2</sub>	2.13	1.45	1.5	1.33	1.75	1.42	1.46	2.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.33	1.6	1.95	1.67	1.63	2.32	1.61	2.24
FeO	7.56	6.12	7.78	5.26	7.06	7.2	5.76	7.2
MnO	0.13	0.16	0.18	0.1	0.13	0.11	0.17	0.16
MgO	6.9	7.52	9.95	5.25	8.12	8.99	4.36	8.99
CaO	5.93	8.43	8.08	5.4	10.2	7.6	11.1	4.35
Na <sub>2</sub> O	4.97	3.95	2.74	5.97	3.22	1.38	5.66	4.77
K <sub>2</sub> O	0.23	0.53	1.04	0.62	0.47	1.57	0.22	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.35	0.31	0.36	0.22	0.34	0.39	0.35
П.п.п.	3.25	3.65	4.05	2.61	3.63	7.19	9.07	3.6
Сумма	99.9	100	99.6	100	100	100	100	99.8
Микрокомпоненты, г/т								
V	226	205	214	186	258	209	203	272
Cr	153	192	373	112	238	218	137	173
Co	29.9	32.4	49.8	27.6	38.4	36.4	21	37.1
Ni	48.8	83.3	120	62.2	69.3	109	39.7	43.9
Cu	11.6	21.3	7.17	13.9	18.2	12.2	4.25	20.9
Zn	69.5	50.7	68.1	58.2	41.3	69.2	45.8	48.9
Ga	16.6	18.6	16.6	19.4	16.4	19.8	15.1	16.7
Rb	3.27	8.07	19.4	8.32	5.39	41.70	4.62	8.39
Sr	118	102	215	169	104	151	169	184
Y	33.8	27.8	29.4	32.2	28.1	27.8	26.4	35.4
Zr	187	148	144	178	110	143	143	157
Nb	12	8.54	8.94	8.89	4.97	7.94	9.92	8.15
Mo	0.75	0.86	0.87	1.03	<0.6	0.73	<0.6	<0.6
Sn	1.66	1.10	1.43	1.73	1.48	1.28	1.17	1.39
Cs	0.23	0.61	1.06	0.65	0.44	2.66	0.17	0.80
Ba	283	383	1410	395	244	672	108	1200
La	16.3	17.1	12.1	24.9	7.44	13.80	7.51	9.05
Ce	37.3	37.7	28.6	51.5	18.4	31.4	18.3	23.5
Pr	5.09	5.05	4.05	6.59	2.79	4.24	2.65	3.55
Nd	22.7	21.9	18.2	26.6	13.5	18.5	12.3	17.5
Sm	5.56	5.10	4.61	5.66	3.87	4.60	3.34	4.98
Eu	1.74	1.61	1.57	1.68	1.41	1.49	1.09	1.74
Gd	6.0	5.42	5.04	5.89	4.80	4.99	4.07	5.98
Tb	0.99	0.85	0.84	0.96	0.77	0.79	0.69	1.0
Dy	6.0	5.03	5.22	5.67	4.92	4.84	4.56	6.30
Ho	1.21	0.98	1.07	1.10	1.01	0.98	0.96	1.28
Er	3.57	2.75	3.01	3.28	2.93	2.89	2.80	3.67
Tm	0.49	0.42	0.42	0.47	0.43	0.39	0.41	0.53
Yb	3.32	2.60	2.86	3.09	2.73	2.67	2.72	3.44
Lu	0.49	0.39	0.41	0.47	0.41	0.40	0.41	0.51
Hf	4.24	3.33	3.38	4.37	2.79	3.26	3.34	3.73
Ta	0.74	0.50	0.52	0.57	0.31	0.48	0.59	0.51
Th	1.39	1.12	0.79	2.29	0.53	1.07	0.83	0.73
U	0.63	0.48	0.35	1.06	0.24	0.53	0.55	0.33



**Рис. 3.** Классификационная TAS-диаграмма [LeMatre et al., 1989] для долеритов оюского комплекса.

Серое поле – габбродолериты хенгурского комплекса по [Шайбеков, 2013], цветные значки – долериты оюского комплекса.

**Fig. 3.** Classification TAS diagram for rocks [Le Matre et al., 1989].

Gray field – gabbrodolerites of the Khengur complex of Central Pai-Khoi by [Shaibekov, 2013], colour signs are dolerites of Ouy complex.

данных следует учитывать, что долериты оюского комплекса подверглись процессу альбитизации, в результате которого могло произойти перераспределение петрогенных элементов (в частности, обогащение щелочами). Существенное повышение содержания натрия в оюских долеритах, возможно, обусловлено вовлечением в гидротермальные процессы морской воды, поскольку становление гипабиссального комплекса происходило в пределах континентального склона и подножия.

Долериты оюского комплекса обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как Rb, Ba, K, Sr, и обеднены высокозарядными элементами – Th, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, HREE (см. табл. 1, рис. 4). В спектрах большинства образцов наблюдается слабо выраженная отрицательная Nb аномалия, что является отличительной чертой континентальных траппов [Reichow et al., 2004]. Хенгурские габбродолериты характеризуются сходным спектром распределения редких элементов с более значительным обеднением высокозарядными катионами; различия наблюдаются и в поведении крупноионных литофилов – Rb, Ba, Sr, что, вероятно, связано с вторичными изменениями. Суммарное содержание редкоземельных элементов (La + Sm + Yb) в долеритах оюского комплекса составляет 21.17 (13.57–33.65) г/т. Для исследуемых пород наблюдается нисходящий тренд распределения REE – обеднение тяжелыми редкими землями относительно легких (La/Yb = 4.63 (2.63–8.06)). Среднее зна-

чение La-Yb отношения близко к значению, характерному для толеитовых базальтов: La/Yb = 4.10, в то время как для натровых базальтов щелочной серии это отношение втрое выше (13.10) [Абрамович и др., 1989]. Европиевая аномалия преимущественно не выражена. По отношению к габбродолеритам хенгурского комплекса изучаемые породы в большей степени обогащены редкоземельными элементами, однако для обоих комплексов характерно обеднение тяжелыми редкими землями относительно легких. Кроме того, стоит отметить различное поведение Eu в породах сравниваемых комплексов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

В ходе доизучения пород оюского комплекса было выполнено U-Pb датирование магматических цирконов методом SHRIMP-II. Материал для исследования (всего 26 зерен) был получен из пробы долеритов центральной части крупного пластового тела осевой зоны хр. Ямб-Пэ (проба 4102/2).

Фракция циркона представлена преимущественно бесцветными и желтоватыми, прозрачными и полупрозрачными зернами. Преобладают субидиоморфные и идиоморфные призматические кристаллы, для которых характерны хорошо развитая осцилляторная зональность и относительно высокая интенсивность свечения в катодной люминесценции (рис. 5а). Также имеется несколько обломков. В зернах присутствуют темные включения,

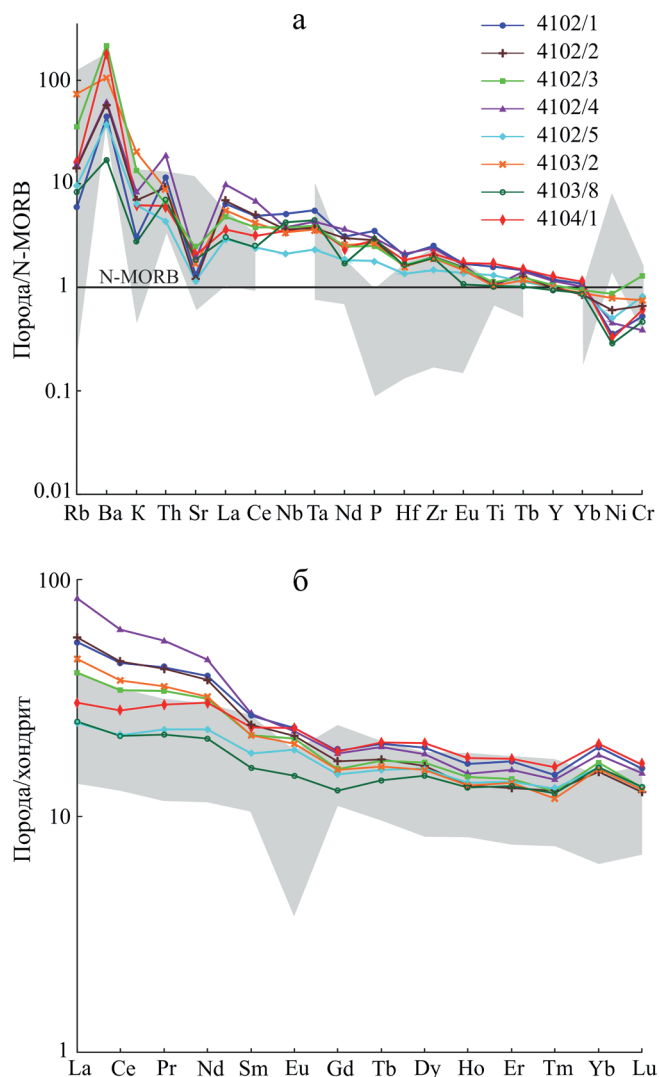
трещины. Длина кристаллов от 125 до 270 мкм, коэффициент удлинения 1.2–3.4.

Было выполнено 15 измерений, результаты приведены в табл. 2, график конкордии – на рис. 5б. Для 10 зерен получен конкордантный возраст  $313.2 \pm \pm 2.6$  млн лет, соответствующий средней части карбона (башкирский – московский ярусы). В измеренных зернах концентрации урана и тория составляют 386–978 (1294 в точке 4102/2\_14) и 156–485 г/т соответственно. Отношение  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  варьирует в диапазоне от 0.21 до 0.73. В пробе установлены и более древние палеозойские цирконы, возраст которых совпадает с этапами тектоно-магматической активизации региона. Это раннекарбоновая датировка  $355 \pm 5$  млн лет (4102/2\_12), близкая ко времени формирования гипабиссальных тел хенгурского комплекса, и два ордовикских значения  $456 \pm \pm 6$  (4102/2\_5) и  $471 \pm 6$  млн лет (4102/2\_2), приближающиеся к эпохе излияния базальтов хенгурской свиты. Возможно, данные цирконы были захвачены при подъеме расплава к месту кристаллизации. Два зерна, имеющие наиболее молодой возраст (4102/2\_1, 4102/2\_3), – это, вероятно, следствие техногенного засорения пробы.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. Гипабиссальные тела хенгурского комплекса широко распространены в осевой части Пайхойского поднятия, в то время как оюские долериты развиты только в его северо-западном окончании. Породы двух комплексов занимают различное положение в разрезе: внедрение хенгурских силлов фиксируется в диапазоне от хенгурской ( $\text{C}_3\text{--O}_2$ ) до ливановской ( $\text{D}_1$ ) свит; оюские интрузии установлены только в низах палеозойского разреза в пределах верхнехенгурской ( $\text{O}_2$ ) и тальбейтивисской свит ( $\text{O}_{2,3}$ ). В составе хенгурского комплекса выделяются недифференцированные (или слабо дифференцированные) и дифференцированные интрузии габбро и габбродолеритов; оюский комплекс формируют только недифференцированные тела долеритов. Различная степень дифференциации обусловлена вариациями мощности магматических тел и скоростью охлаждения расплава. С телами оюских долеритов связаны маломощные зоны ороговикования и пропилитизации вмещающих пород, для хенгурских габбродолеритов характерны более мощные роговики и скарны.

2. Исследованные образцы пород оюского комплекса представлены долеритами и лейкодолеритами, для них характерно широкое развитие эпигенетических процессов с образованием типичной метасоматической ассоциации (хлорит, альбит, карбонат, актинолит, серицит, халцедон). На основании петрохимических данных и с учетом петрографических наблюдений предполагается, что повышенное содержание натрия может быть связано с альбитизацией, которой породы подверглись на эпигенетическом этапе. Хенгурские и оюские породы характеризуются сходным спектром распределения редких элементов с обеднением высокозарядными катионами, слабо выраженной отрицательной Nb аномалией и несколько отличным поведением крупноионных литофилов, подвижных при наложенных процессах.



**Рис. 4.** Спектры распределения элементов-примесей, нормированные по N-MORB [Sun, McDonough, 1989] (а) и редкоземельных, нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] (б) в долеритах оюского комплекса.

Серое поле – габбродолериты хенгурского комплекса [Шайбеков, 2013].

**Fig. 4.** Distribution spectra of impurity elements, normalized to N-MORB [Sun, McDonough, 1989] (a) and rare-earth elements, normalized by chondrites [Sun, McDonough, 1989] (b) for rocks of the Oyu complex.

Gray field – gabbrodoleserites of the Khengur complex [Shaibekov, 2013].



**Таблица 2.** Результаты определения абсолютного возраста по цирконам (U-Pb SHRIMP-II) для долеритов оюского комплекса (проба 4102/2)**Table 2.** Results of the determination of absolute age for zircons (U-Pb SHRIMP-II) for dolerites of the Oyu complex, Yambpe ridge (sample 4102/2)

Точка	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ воз- раст (млн лет)		(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Err corr
4102/2_1	0.75	147	51	0.36	2.06	103.4	±2	0.1010	10.0	0.01617	2.0	.192
4102/2_2	0.05	1083	262	0.25	70.6	471.1	±5.9	0.5855	1.6	0.07582	1.3	.794
4102/2_3	0.10	357	89	0.26	12.5	257.3	±3.7	0.2911	2.8	0.04072	1.5	.530
4102/2_4	0.04	684	485	0.73	29.3	313.4	±4.2	0.3579	2.0	0.04982	1.4	.685
4102/2_5	1.03	968	230	0.25	61.5	455.5	±5.8	0.5720	2.7	0.07322	1.3	.485
4102/2_6	0.04	939	355	0.39	41.1	320.6	±4.1	0.3691	1.8	0.05099	1.3	.721
4102/2_7	0.72	978	401	0.42	42.3	314.6	±4.1	0.3590	3.0	0.05002	1.3	.451
4102/2_8	0.21	679	237	0.36	28.8	310.6	±4.1	0.3525	2.6	0.04935	1.4	.523
4102/2_9	0.05	613	199	0.34	25.8	307.9	±4.2	0.3537	2.1	0.04892	1.4	.667
4102/2_10	0.09	679	233	0.35	29.7	319.4	±4.3	0.3679	2.1	0.05079	1.4	.656
4102/2_11	0.08	386	156	0.42	16.4	310.2	±4.4	0.3583	2.4	0.04930	1.4	.594
4102/2_12	0.58	608	265	0.45	29.7	354.6	±5	0.4220	3.8	0.05656	1.5	.379
4102/2_13	0.20	752	202	0.28	32.3	313.5	±4.1	0.3635	2.5	0.04984	1.4	.547
4102/2_14	0.16	1294	265	0.21	56.3	318.2	±4.1	0.3675	2.0	0.05060	1.3	.674
4102/2_15	0.00	745	354	0.49	31.1	305.4	±4	0.3511	1.9	0.04852	1.3	.707

Примечание. Все ошибки приведены для интервала 1-сигма;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; 1-сигма ошибка калибровки стандарта – 0.52%; (1) коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; Err corr – коэффициент корреляции ошибок.

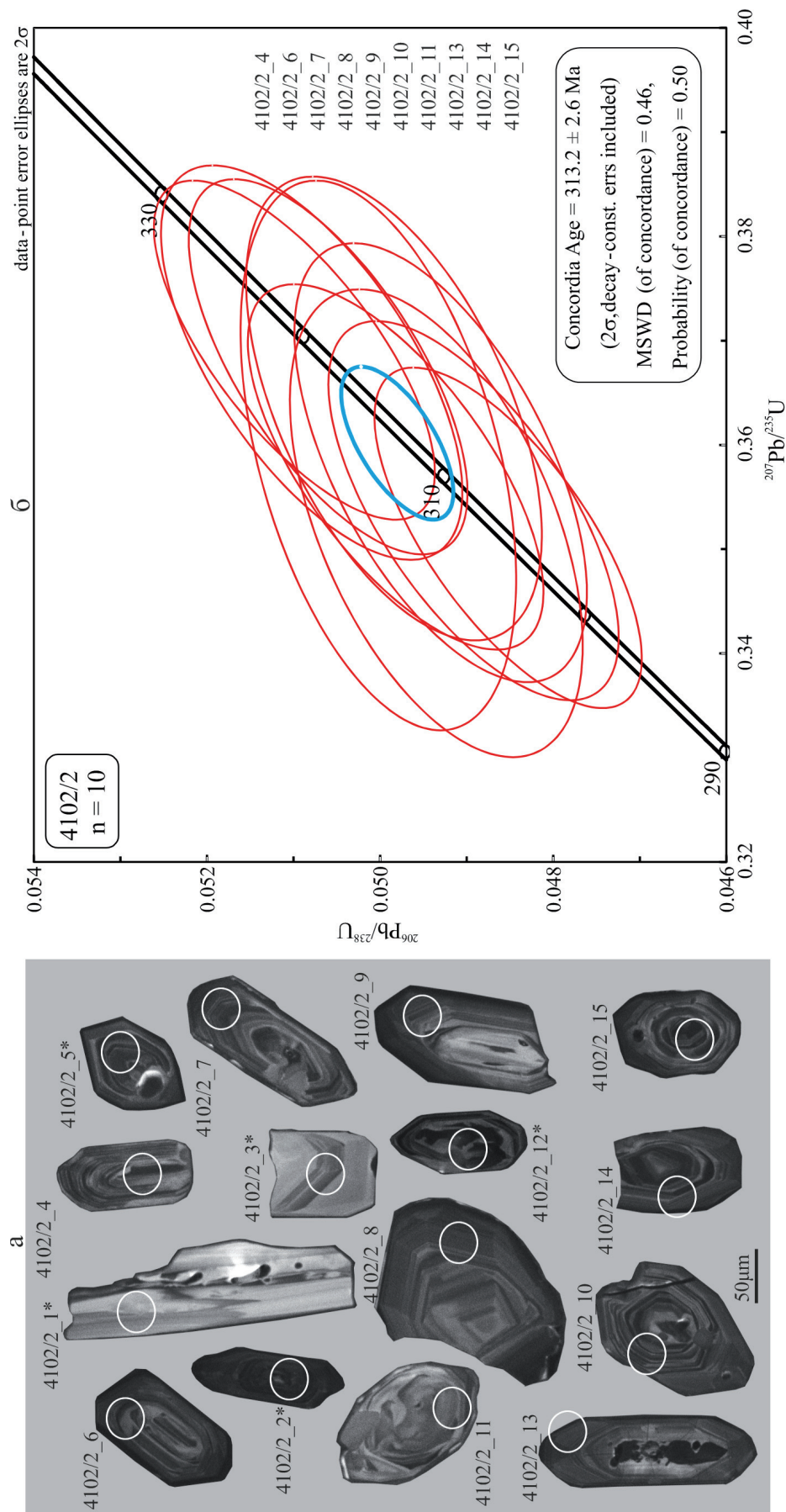
Note. All errors are for the 1-sigma interval;  $\text{Pb}_c$  and  $\text{Pb}^*$  – the shares of ordinary and radiogenic lead, respectively; 1-sigma standard calibration error – 0.52%; (1) correction for ordinary lead was carried out according to the measured  $^{204}\text{Pb}$ ; Err corr is the error correlation coefficient.

Суммарный уровень редкоземельных элементов для долеритов оюского комплекса несколько повышен относительно хенгурских пород, отмечается различие и в поведении Eu, однако для обоих комплексов наблюдаются сходные тренды распределения REE (обогащение LREE и обеднение HREE).

3. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из пробы долеритов оюского комплекса показали наличие кластера из 10 зерен, конкордантный возраст которого составляет  $313.2 \pm 2.6$  млн лет (средний карбон). Магматические образования среднекарбового возраста в пределах Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ пока не известны, хотя карбовые датировки отмечались и ранее в единичных зернах цирконов из пробы хенгурских долеритов (кластер из 5 зерен с конкордантным возрастом  $336.2 \pm 2.14$  млн лет [Шайбеков, 2012]). Особого внимания заслуживает тот факт, что в стратифицированных отложениях этого времени на границе карской и карасиловской свит ( $\text{C}_{1-2}$ ) фиксируется участие гидротермальных растворов, возможно, связанных с магматическими очагами, приводящее к обогащению осадков баритом, вплоть до рудных концентраций (Карское баритовое месторождение) [Юшкин и др., 2007; Государственная..., 2012; и др.] и образованию специфических мраморизованных известняков и палеогидротермальных построек типа “белых курильщиков” [Журавлев, 2012, 2014].

Сопряженные с позднедевонским тектоно-магматическим этапом гидротермально-осадочные образования Пай-Хоя хорошо известны [Микляев, 1991, 1994; Микляев, Беляев, 1994; Юдович и др., 1998; Юшкин и др., 2007; Старикова, 2014]. Это протяженная (свыше 100 км) фаменская марганцевосная кремнистая формация, сложенная мощным (до 50 м) горизонтом яшмоидов, обогащенных марганцем, железом и цветными металлами. Подробная ее характеристика с обоснованием генетических воззрений и связи с позднедевонским магматизмом приводилась нами ранее [Старикова, 2014]. Объяснения субмаринной гидротермальной деятельности, проявившейся в разрезе нижнего-среднего карбона, ранее предложено не было. Полученные данные позволяют увязать появление достаточно экзотических стратифицированных образований с развитием эндогенных процессов в регионе.

4. На основании сказанного мы предполагаем, что породы оюского и хенгурского комплексов образовались из парагенетически связанных глубинных очагов долгоживущей магматической системы. Внедрение хенгурских интрузий происходило в период наиболее масштабной тектоно-магматической активизации, связанной с наложенным рифтообразованием, которое ассоциируется с формированием зоны спрединга в пределах Баренцевоморского региона [Аплонов, 1996; Тимонин, 1998; Тимонин и др., 2004; Юшкин и др., 2007]. Продукты это-



**Рис. 5.** Результаты определения абсолютного возраста по цирконам (U-Pb SHRIMP-II) из долеритов оюского комплекса, хр. Ямб-Пэ (проба 4102/2).

а – катодолуминесцентные изображения цирконов с позициями точек измерения (\*измерения, исключенные из расчета конкордантного возраста); б – кластер из 10 точек с конкордантным возрастом  $313.2 \pm 2.6$  млн лет на графике конкордии.

**Fig. 5.** Results of the determination of absolute age for zircons (U-Pb SHRIMP-II) from dolerites of the Oyu complex, Yambpe ridge (sample 4102/2).

а – cathodoluminescent images of zircons with positions of measurement points (\*measurements excluded from calculation of concordant age); б – cluster of 10 points with a concordant age of  $313.2 \pm 2.6$  Ma on the graph of concordia.

го (позднедевонского) этапа широко развиты среди палеозойских разрезов Пай-Хоя и прилегающих территорий. Среднекаменноугольный этап магматизма, результатом которого стало внедрение оюских интрузий, очевидно, был не столь интенсивным и, вероятнее всего, стал проявлением наиболее поздней фазы магмообразования, связанной с локальным возобновлением активности остаточных глубинных магматических очагов затухающих частей рифтогенной системы на южном продолжении зоны спрединга Восточно-Баренцевоморского бассейна.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И.И., Бурдэ А.И., Вознесенский В.Д. и др. (1989) Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований). Л.: Недра, 278 с.
- Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. (1996) Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным). *Геотектоника*, 4, 58-76.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 (Амдерма) (2012). М.А. Шишкин, Е.В. Молчанова, С.И. Шкарубо, Д.В. Чудакова, А.В. Сотникова и др. СПб: Картофабрика ВСЕГЕИ.
- Давыдов К.В., Микляев А.С., Давыдова Э.И. (1972) Субвулканические тела плагиоклазовых порфиритов возвышенности Ямб-Пэ (Пай-Хой). *Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя*. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 42-44.
- Журавлев А.В. (2014) Новый тип гидротермально-осадочных образований в нижнем карбоне Северо-Востока Пай-Хоя. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Мат-лы XVI Геологического съезда Республики Коми. 2, Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 243-244.
- Журавлев А.В. (2012) Условия формирования раннекаменноугольных отложений Центрального Пай-Хоя. *Ленинградская школа литологии. Мат-лы Всерос. литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина*. СПб: СПбГУ, 2, 182-184.
- Заборин О.В. (1972) Диабазовая формация Пай-Хоя. *Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя*. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 41-42.
- Заборин О.В. (1976) Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛПИ, 25 с.
- Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий (1988) Свердловск: УрО АН СССР, 56 с.
- Микляев А.С. (1991) Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. *Геология девона северо-востока европейской части СССР*. Тезисы докладов. Сыктывкар, 52-53.
- Микляев А.С. (1994) Стратиграфия и перспективы рудоносности палеозойских отложений Лемвинской зоны юго-восточного Пай-Хоя. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России*. Тезисы Всерос. геол. конф. Сыктывкар, 1, 170-173.
- Микляев А.С., Беляев А.А. (1994) Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения сланцевой зоны юго-восточного Пай-Хоя. Обоснование границ стратиграфических подразделений. Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, (82), 27-34.
- Осташенко Б.А. (1979) Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л.: Наука, 113 с.
- Романов А.А., Ганелин А.В. (2019) Геохимическая характеристика оюского и хенгурского магматических комплексов и интерпретация геодинамических условий их формирования (Югорский полуостров). *Литосфера* (в печати).
- Старикова Е.В. (2014) Фаменская марганценосная формация Пай-Хоя. *Литосфера*, (1), 58-80.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. (2004) Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 225 с.
- Шайбеков Р.И. (2012) Новые данные о возрасте пород габбро-долеритового комплекса Пайхойского антиклинория (Россия, Ненецкий автономный округ). *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, (4), 67-73.
- Шайбеков Р.И. (2013) Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 108 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ Наука, 285 с.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. (1998) Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб: Наука, 366 с.
- Юшкин Н.П., Давыдов В.П., Осташенко Б.А. (1972) Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности. *Вопросы петрографии Северного Урала и Тимана*. Тр. Института геол. Коми фил. АН СССР, 17, Сыктывкар, 3-34.
- Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Тимонин Н.И. (2007) Минерализация Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 292 с.
- Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M. et al. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 200 (5), 155-170.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Ludwig K.P. (2000) SQUID 1.00. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2, 17 p.
- Ludwig K.P. (2001) Isoplot/Ex. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center. 1a, 56 p.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Perm-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79, 425-452.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. (Eds: A.D. Saunders and M.J. Norry) *Geol. Soc.*



Lond., **42**, 313-345.

Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley) *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.

## REFERENCES

- Abramovich I.I., Burde A.I., Voznesenskii V.D. et al. (1989) *Geodinamicheskie rekonstruktsii (Metodicheskoe posobie dlya regional'nykh geologicheskikh issledovaniy)* [Geodynamic reconstruction (Methodological manual for regional geological researches)]. Leningrad, Nedra Publ., 278 p. (In Russian)
- Aplonov S.V., Shmelev G.B., Krasnov D.K. (1996) Geodynamics of the Kara-Barents Sea shelf (by geophysical data). *Geotektonika*, **4**, 58-76. (In Russian)
- Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M. et al. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**(5), 155-170.
- Davydov K.V., Miklyaev A.S., Davydova E.I. (1972) Subvolcanic bodies of plagioclase porphyrites of the upland Yambpe (Pai-Khoi). *Magmatism, metamorfizm i metallogeeniya severa Urala i Pai-Khoya* [Magmatism, metamorphism and metallogeny of the north of the Urals and Pai-Khoi]. Syktyvkar, Komi filial Akad. Nauk SSSR, 42-44. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Yuzhno-Karskaya. List R-41 (Amderma) [State Geological Map of the Russian Federation scale 1 : 1 000 000 (the third generation). Series South-Kara. Sheet R-41 (Amderma)]. (2012) S.I. Shkarubo, D.V. Chudakova, A.V. Sotnikova et al. St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. (In Russian)
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canada. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- Korrelyatsiya magmaticheskikh kompleksov severa Urala i prilegayushchikh territorii [Correlation of magmatic complexes in the north of the Urals and adjacent territories]. (1988) Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 56 p. (In Russian).
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Ludwig K.P. (2000) SQUID 1.00. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center, **2**, 17 p.
- Ludwig K.P. (2001) Isoplot/Ex. A User's Manual. Berkeley, CA, USA: Berkeley Geochronology Center. **1a**, 56p.
- Miklyaev A.S. (1991) Upper Devonian deposits of the Pai-Khoi shale zone and prospects for their ore-bearing. *Geologiya devona severo-vostoka evropeiskoi chasti SSSR. Tezisy dokladov*. [Geology of Devonian of Northeast European part of the USSR. Abstracts]. Syktyvkar, 52-53. (In Russian)
- Miklyaev A.S. (1994) Stratigraphy and prospects of mineralization of the Palaeozoic deposits of the Lemva zone of south-eastern Pai-Khoi. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Evropeyskogo severo-vostoka Rossii. Tezisy Vsesoyuznoi geol. konf.* [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. Abstracts Vseross. geol. conf.]. Syktyvkar, **1**, 170-173 (In Russian)
- Miklyaev A.S., Belyaev A.A. (1994) Upper Devonian and Lower Carboniferous deposits of the shale zone of South-eastern Pai-Khoi. Justification of the boundaries of stratigraphic subdivisions. *Trudy Inst. Geol. Komi NTs UrO RAN*, **82**, Syktyvkar, 27-34. (In Russian)
- Ostashchenko B.A. (1979) *Petrologiya i orudnenie Tsentral'no-Paykhoiskogo bazal'toidnogo kompleksa* [Petrology and mineralization of the Central Pai-Khoi basaltoid complex]. Leningrad, Nauka Publ., 1113 p. (In Russian)
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, **79**, 425-452.
- Romanov A.A., Ganelin A.V. (2019) Geochemical characteristics of the Oyu and Hengur magmatic complexes and interpretation of the geodynamic conditions for their formation (Ugra peninsula). *Litosfera*. In press. (In Russian)
- Shaibekov R.I. (2012) New data on the age of gabbro-dolerite complex in the Pai-Khoi anticlinorium (Russia, Nenets Autonomous District). *Izvestiya Komi HTs UrO RAN*, **4**, 67-73. (In Russian)
- Shaibekov R.I. (2013) *Platinosul'fidnaya mineralizatsiya v gabbro-doleritakh Pai-Khoya* [Platinum-sulfide mineralization in the gabbro-dolerites of Pai-Khoi]. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 108 p. (In Russian)
- Starikova E.V. (2014) Famennian manganese formation of Pai-Khoi. *Litosfera*, **1**(64), 58-80. (In Russian)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. (Eds: A.D. Saunders and M.J. Norry), *Geol. Soc. Lond.*, **42**, 313-345.
- Timonin N.I. (1998) *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoie* [Pechora plate: the history of geological development in the Phanerozoic]. Ekaterinburg, UrO RAN, 240 p. (In Russian)
- Timonin N.I., Yudin V.V., Belyaev A.A. (2004) *Paleogeodinamika Pai-Khoya* [Paleogeodynamics of the Pai-Khoi]. Ekaterinburg, UrO RAN, 225 p. (In Russian)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds: M.A. McKibben, III W.C. Shanks, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Yudin V.V. (1994) *Orogenez severa Urala i Pai-Khoya* [Orogenesis north of the Urals and Pai-Khoi]. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 285 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Belyaev A.A., Ketris M.P. (1998) *Geokhimiya i rudogenez chernykh slantsev Pai-Khoya* [Geochemistry and oregenesis of the black shales of Pai-Khoi]. St. Petersburg, Nauka Publ., 366 p. (In Russian)
- Yushkin N.P., Davydov V.P., Ostashchenko B.A. (1972) Magmatic formations of Central Pai-Khoi and their metallogenic features. Petrographical questions of the Northern Urals and Timan. *Proc. Inst. Geol. Komi filial Akad. Nauk SSSR*, **17**, Syktyvkar, 3-34. (In Russian)
- Yushkin N.P., Kunts A.F., Timonin N.I. (2007) *Minerageniya Pai-Khoya* [Minerageny of the Pai-Khoi]. Ekaterinburg, UrO RAN, 292 p. (In Russian)
- Zaborin O.V. (1972) Diabase formation of the Pai-Khoi. *Magmatizm, metamorfizm i metallogeniya Severa Urala i Pai-Khoya* [Magmatism, metamorphism and metallogeny of the north of the Urals and Pai-Khoi]. Syktyvkar,

- Komi filial AN SSSR, 41-42. (In Russian)
- Zaborin O.V. (1976) *Osnovnye magmaticheskie porody Tsentral'nogo Pai-Khoya (Yugorskii poluostrov)* Diss. ...kand. geol.-min. nauk. [Main magmatic rocks of central Pai-Khoi (Ugra Peninsula)] Cand. geol and min sci. diss., Leningrad, LGI, 25 p. (in Russian)
- Zhuravlev A.V. (2014) A new type of hydrothermal-sedimentary formations in the Lower Carboniferous north-east of Pai-Khoi. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii. Materialy XVI Geologicheskogo s"ezda Respubliki Komi* [Geology and mineral-raw resources of European north-eastern of Russia. Materials of 16-th Geological Congress of Komi Republic]. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, **2**, 243-244. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2012) Conditions for the formation of early Carboniferous deposits of central Pai-Khoi. *Leningradskaya shkola litologii. Materialy Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya, posvyashchennogo 100-letiyu so dnya rozhdeniya L.B. Rukhina*. [Leningrad school of lithology. Materials All-Russian lithological meeting dedicated to the 100-th anniversary of the birth of L.B. Rukhin]. St.Petersburg, St.Petersburg Stat. Univ. Publ., **2**, 182-184. (In Russian).