

УДК 551.242.22:550.423

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058

Позднедевонский габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый комплекс в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал): новые данные о составе, возрасте и геохимии

Г. А. Петров, В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Ю. Л. Ронкин

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: Georg_Petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 30.01.2023 г., принята к печати 15.06.2023

Объект исследования. Гипабиссальный интрузивный габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый комплекс, распространенный в северной части Тагильской мегазоны. *Материал и методы.* Исследовались интрузивные образования, распространенные среди девонских толщ Восточно-Тагильской структурно-формационной зоны на Северном Урале. Выполнены петрографические исследования, силикатные (РФА) анализы и определение редких элементов методом ICP-MS, изучение U-Pb изотопной систематики в цирконах из монзонитов и кварцевых диоритов, проведена обработка и интерпретация полученных данных с использованием дискриминационных и спайдер-диаграмм, а также индикаторных геохимических параметров. *Результаты.* Выяснено, что по возрасту и структурному положению изученные горные породы могут коррелировать с известным позднедевонским ивдельским комплексом, отличаясь от типичного состава последнего значительным содержанием пород среднего и умеренно кислого состава. Геохимические параметры демонстрируют значения, характерные как для надсубдукционных (островодужных), так и для океанических вулканитов, что может указывать на формирование пород исследуемого комплекса в обстановке прекращения процесса субдукции и отрыва субдуцируемого слэба. Присутствие значительных объемов диоритов и монцодиоритов, вероятно, стимулировано контаминацией мантийными расплавами вещества земной коры. *Выводы.* Полученные геологические, петрографические, изотопно-геохронологические и геохимические данные не противоречат модели отрыва субдуцируемого слэба и поступления мантийного сильнодеплементированного вещества (близкого океаническим базальтам N-MORB) после прекращения процесса субдукции.

Ключевые слова: Северный Урал, Тагильская мегазона, верхний девон, геохимия, габбро-долерит-монзонит-диоритовый комплекс

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темами государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6 и 123011800009-9) с использованием оборудования ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Late Devonian gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex in the basin of the Severnaya Sosva River (Northern Urals): New data on composition, age, and geochemistry

Georg A. Petrov, Vladimir V. Kholodnov, Eugeny S. Shagalov, Yuri L. Ronkin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: Georg_Petrov@mail.ru

Received 30.01.2023, accepted 15.06.2023

Subject research. Hypabyssal intrusive gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex from the northern part of the Tagil megazone. *Material and methods.* Intrusive rocks situated among the Devonian strata of the East Tagil structural-formation zone at the North Urals were studied. Petrographic studies, silicate (XRF) analyses and determination of rare

Для цитирования: Петров Г.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. (2023) Позднедевонский габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый комплекс в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал): новые данные о составе, возрасте и геохимии. *Литосфера*, 23(6), 1038-1058. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058>

For citation: Petrov G.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Ronkin Yu.L. (2023) Late Devonian gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex in the basin of the Severnaya Sosva River (Northern Urals): New data on composition, age, and geochemistry. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 1038-1058. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058>

© Г.А. Петров, В.В. Холоднов, Е.С. Шагалов, Ю.Л. Ронкин, 2023

elements by ICP-MS method, study of U-Pb isotopic systematics in zircons from monzonites and quartz diorites, processing and interpretation of the data obtained using discrimination and spider diagrams, as well as indicator geochemical parameters were carried out. *Results.* It was found that the age and structural position of the studied rocks can correlate with the well-known Late Devonian Ivdel complex, differing from the typical composition of the latter by a significant content of rocks of medium and moderately acidic composition. The geochemical parameters demonstrate values characteristic of both suprasubduction (island-arc) and oceanic volcanites, which may indicate the formation of rocks of the studied complex in an environment of termination of the subduction process and separation of the subducted slab. The presence of significant volumes of diorites and monsdiorites is probably stimulated by contamination of crustal matter by the mantle melts. *Conclusions.* The obtained geological, petrographic, isotope-geochronological, and geochemical data do not contradict the model of separation of the subducted slab and the arrival of mantle highly depleted matter (close to oceanic basalts N-MORB) after the termination of the subduction process.

Keywords: Northern Urals, Tagil megazone, Upper Devonian, geochemistry, gabbrodolerite-monzonite-diorite complex

Funding information

The studies were carried out in accordance with the themes of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. 123011800013-6 and 123011800009-9), using the equipment of the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the "Geoanalitik" shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement No. 075-15-2021-680)

ВВЕДЕНИЕ

Исследуемый район расположен на восточном склоне Северного Урала, в бассейне р. Сев. Сосьва (рр. Лопсия, Манья, Бол. и Мал. Сосьва), в северной части Тагильской мегазоны, и относится к ХМАО-Югра (рис. 1). Геологическое строение данной территории изучалось в ходе геологосъемочных работ под руководством П.П. Генералова, И.Н. Крылова, Г.И. Севастьянова, М.М. Павлова и др., а также при проведении поисковых работ на медь, золото, уголь, бентонитовые глины и другие полезные ископаемые. В ходе перечисленных работ получены разнообразные данные о стратиграфии, магматизме, тектонике и полезным ископаемым. К сожалению, аспекты геологического строения данного района слабо отражены в открытой печати. Можно упомянуть работы С.Н. Волкова (1960), Р.И. Ершовской (1977), В.А. Нефедова (1979), В.П. Шатрова (1982), касающиеся главным образом вопросов стратиграфии и бокситоносности. Восточнее при проведении сейсмических работ и глубокого бурения под чехлом кайнозойских и мезозойских толщ был обнаружен и исследован крупный Северо-Сосьвинский грабен, выполненный триасовыми вулканогенными и терригенными образованиями (Иванов и др., 2003; Федоров, 2004; и др.). Целевые исследования магматических образований Тагильской мегазоны проводились севернее изучаемого района (Бочкарев, Карстен, 1989; Кудрин и др., 2015; Соболев и др., 2018; и др.), а также в более южных районах (Каретин, 2000; Наркисова, 2005; Бороздина и др., 2010; и др.). Данная публикация посвящена характеристике малых интрузий (даек, силлов и штоков), распространенных среди девонских толщ. Ранее, при проведении геологосъемочных работ, здесь картировались тела

долеритов и габбро-долеритов, хотя авторы отчетов (П.П. Генералов, М.М. Павлов, Г.И. Севастьянов и др.) отмечали наличие кварцсодержащих пород, отнесенных ими к конга-диабазам. При изучении архивных материалов мы обратили внимание на наличие среди анализов "конга-диабазов" большого количества пород среднего и умеренно кислого состава с содержаниями кремнезема до 68%. Выполненное нами исследование показало наличие здесь штоков, силлов и даек, сложенных непрерывно дифференцированным гипабиссальным интрузивным комплексом, прорывающим девонские вулканогенно-осадочные толщи (см. рис. 1). В его состав входят габбро-долериты, долериты, монзониты, монцодиориты, диориты и кварцевые диориты (составы последних иногда доходят до гранодиоритов).

В геологическом строении территории участвуют стратоны и интрузивные комплексы Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской структурно-формационных зон. В состав первых входят вулканогенные и осадочные образования, объединяемые в составе павдинской, именновской и туринской свит. Нижнесилурийская (аэронско-шейнвудская) павдинская свита представлена базальт-андезит-дацитово-формацией: в ее составе преобладают лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дациандезитов, дацитов, риодацитов, характерны тефроиды, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты, известково-глинистые сланцы, известняки. Выше залегает венлокско-лудловская (гомерско-лудфордская) именновская свита, представленная базальт-трахиандезит-трахидацитово-формацией. В ее составе наиболее распространены базальты, андезибазальты, их туфы, реже трахибазальты, андезиты; в подчиненном количестве находятся вулканогенно-осадочные породы – туфопесчаники,

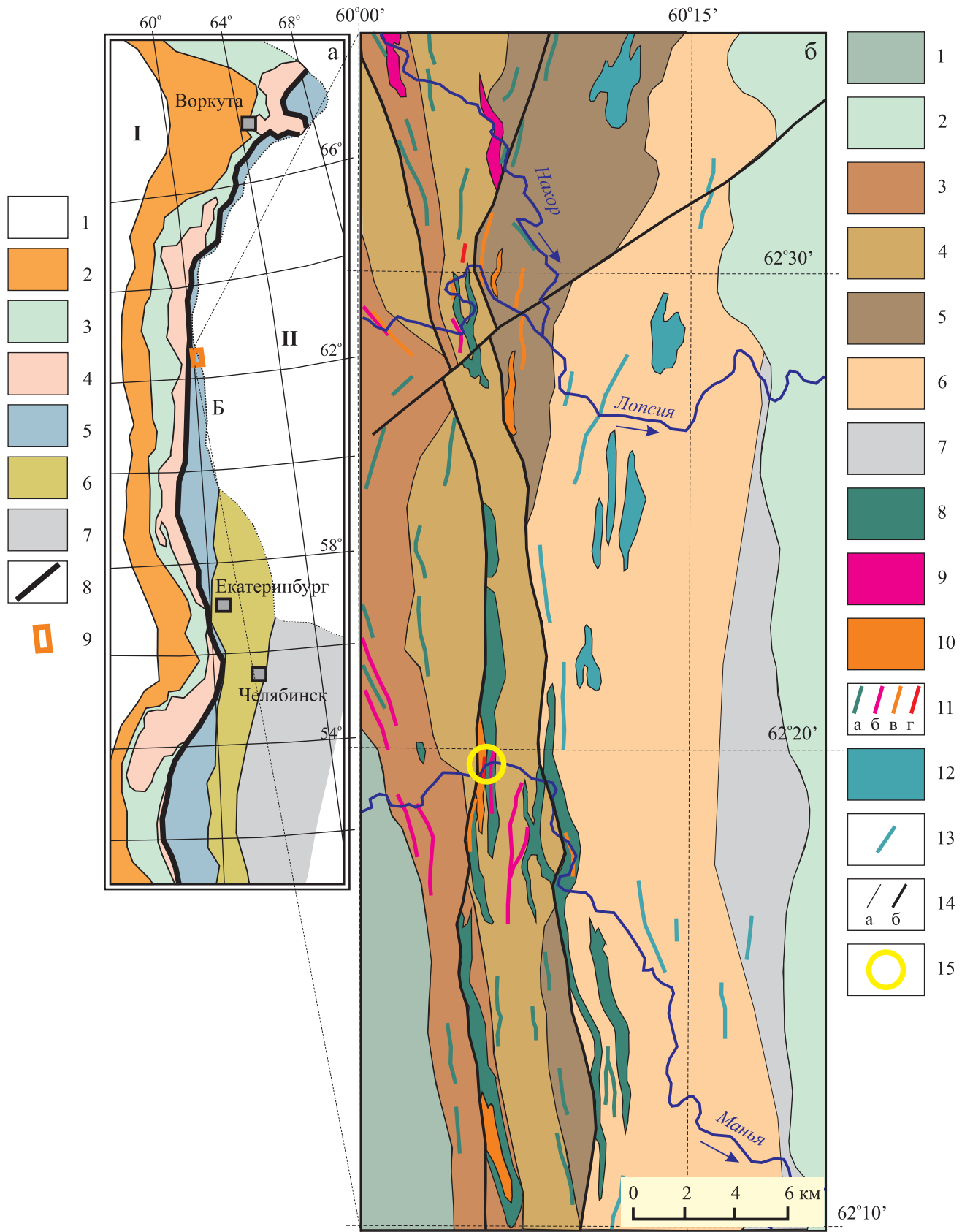


Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала, по (Пучков, 2010) с изменениями (а) и схематическая геологическая карта исследуемого района, составленная по материалам геолого-съёмочных работ УГСЭ (б).

а. 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – “Палеоконтинентальный” сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – Палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Шучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования); 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – исследуемая территория. б. 1 – силурийско-лохковские образования Западно-Тагильской СФЗ (павдинская, именная и туринская свиты); 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы; 3–13 – Нахорская подзона Восточно-Тагильской СФЗ: 3 – нижнекаменноугольные терригенные, карбонатные и вулканогенные образования (косынская и медногорская свиты, апсинская и песчанико-известняковая толщи); 4 – карбонатно-терригенно-вулканогенная и оутыньинская толща D₃; 5 – кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенная нахорская толща D₃; 6 – карбонатно-кремнисто-терригенная арбыньинская толща D₂; 7 – карбонатно-терригенная лопсийская толща D_{1,2}; 8, 9 – усть-маньинский комплекс габбро-долеритовый C₁; 8 – габбро-долериты оливиновые, 9 – дайки и силлы оливиновых долеритов; 10–13 – ивдельский комплекс габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый D₃: 10 – габбро-долериты и долериты, 11 – диориты, 12 – монзодиориты и монзониты, 13 – дайки и силлы (а – долеритов, б – диоритов, в – монзодиоритов и монзонитов, г – гранодиоритов); 14 – стратиграфические и интрузивные геологические границы (а) и разрывные нарушения (б); 15 – точка отбора проб для изотопно-геохронологических исследований.

Fig. 1. The scheme of the main structures of the Urals by (Puchkov, 2010), with some changes (а), and a schematic geological map of the studied area, compiled from the materials of geological surveys of the UGSE (б).

а. 1 – sedimentary cover of platforms: East European (I) and West Siberian (II); 2–4 – “Paleocontinental” sector of the Urals: 2 – Pre-Uralian foredeep, 3 – West Uralian megazone (Paleozoic complexes of passive continental margin and continental slope), 4 – Central Uralian megazone (Precambrian formations); 5–7 – Paleooceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voykaro-Shchuchinskaya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations); 6, 7 – East Uralian and Trans-Uralian megazones (collage of blocks and plates of Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – The Main Uralian fault; 9 – contours of the studied area. б. 1 – Silurian-Lochkovian formations of the West Tagil zone (Pavdinskaya, Imennovsкая and Turinskaya formations); 2 – Mesozoic-Cenozoic cover of the West Siberian Epipaleozoic platform; 3–13 – Nakhor subzone of the East Tagil zone: 3 – Lower Carboniferous terrigenous, carbonate and volcanogenic formations (Kosyinskaya and Mednogorskaya formations, Apinskaya and Sandstone-limestone strata); 4 – carbonate-terrigenous-volcanogenic Ioutin’inskaya strata D₃; 5 – siliceous-carbonate-terrigenous-volcanogenic Nakhorskaya strata D₃; 6 – carbonate-siliceous-terrigenous Arbyn’inskaya strata D₂; 7 – carbonate-terrigenous Lop-siinskaya strata D_{1,2}; 8, 9 – Ust-Maninsky gabbro-dolerite complex C₁; 8 – olivine gabbro-dolerites, 9 – olivine dolerite dikes and sills; 10–13 – Ivdel complex gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite D₃: 10 – gabbro-dolerites and dolerites, 11 – diorites, 12 – monzodiorites and monzonites, 13 – dikes and sills (а – dolerites, б – diorites, в – monzodiorites and monzonites, г – granodiorites); 14 – stratigraphic and intrusive geological boundaries (а) and faults (б); 15 – sampling point for isotope-geochronological studies.

туфоконгломераты, туфогравелиты, туфосланцы; осадочные породы представлены известняками. Разрез Западно-Тагильской СФЗ завершается пржидольско-лохковской туринской свитой, представленной вулканогенно-осадочной формацией, включающей в себя туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы основного и ксенотуфы смешанного основного-среднего состава; известняки. Восточнее и выше по разрезу располагаются разнообразнее осадочные, вулканические и интрузивные комплексы, объединяемые в составе Нахорской подзоны Восточно-Тагильской СФЗ (Жданов, 2009). Здесь картируются девонские толщи – лопсийская, арбыньинская, нахорская и иоутыньинская, а также нижнекаменноугольные косынская и медногорская свиты, апсинская и известняково-терригенная толщи. В строении лопсийской толщи принимают участие полимиктовые конгломераты и песчаники, туфогенно-кремнистые сланцы, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, граувакковые песчаники, пепловые туфы преимущественно кислого состава, известняки. Характерно присутствие олистостромовых горизонтов. Выше залегает живетская арбыньинская толща, представленная туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, сланца-

ми известково-глинистыми, глинистыми и кремнистыми, туфами мелкообломочными и пепловыми, известняками, в нижней части залегают пачки туфоконгломератов и туфогравелитов. Состав франкской нахорской толщи значительно разнообразнее: она включает в себя базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты, риолиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы; туфопесчаники, туффиты, гравелиты, песчаники, сланцы глинистые и кремнистые, силициты, известняки. Девонский разрез завершается фаменской иоутыньинской толщей, содержащей базальты, андезибазальты, их туфы, туфопесчаники, конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки. Выше залегает нижнетурнейская косынская свита, в составе которой известны граувакковые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, базальты, их туфы, известняки, конгломераты.

Перекрывающая ее турнейская апсинская толща содержит пестроцветные конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослойки углей, туфы и туфоконгломераты базальтового состава, базальты, глинисто-кремнистые сланцы, известняки. Верхнетурнейская медногорская свита отличается от залегающих ниже образований увеличением роли вулканогенных пород, сре-

ди которых значительное место получили оливиновые базальты. В меньших объемах распространены андезитобазальты, андезиты, монтмориллонитизированные туфы, прослой пестроцветных алевролитов (в том числе кремнистых) и песчаников, известняков, глинистых сланцев; в нижней части присутствуют полимиктовые конгломераты. Каменноугольный разрез завершается нижневизейской песчаниково-известняковой толщей, в состав которой входят полимиктовые песчаники, аргиллиты, мергели, известняки, сланцы известково-глинистые, в нижней части глинистые известняки, известковистые аргиллиты и песчаники, прослойки каменноугля.

Среди упомянутых стратонов располагаются многочисленные субмеридионально ориентированные небольшие по размерам интрузии позднедевонского габбро-долерит-монцит-гранодиоритового комплекса (который мы, с долей условности, коррелируем с известным ивдельским комплексом того же возраста (Жданов, 2009)) и интрузивные массивы раннекаменноугольного устьманьинского комплекса, состоящего из оливинсодержащих долеритов и габбро-долеритов (см. рис. 1).

Ивдельский комплекс выделен при геологическом картировании в районе г. Ивделя, на восточном склоне Северного Урала. Первоначально в него включались габбро-долериты, долериты и базальты, слагающие многочисленные силлы, дайки и штоки в девонских толщах. Позднее в петротипической местности были обнаружены единичные дайки диоритов и гранодиоритов, получено изотопно-геохронологическое обоснование позднедевонского возраста габбро-долеритов (Петров и др., 2021a). Продолжая исследование северной части Тагильской мегазоны на территории ХМАО-Югра (бассейн верховьев р. Сев. Сосьва – рр. Лопсия, Манья, Бол. и Мал. Сосьва), авторы обнаружили здесь большое количество даек, силлов и штоков, сложенных непрерывно дифференцированной серией интрузивных пород, причем объемы пород среднего и умеренно кислого состава вполне сопоставимы с объемами основных пород (см. рис. 1). Исследованию петрографии, минералогии и геохимии пород ивдельского комплекса в бассейне р. Сев. Сосьва и посвящена данная работа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу данной работы положены результаты исследований, выполняемых в северной части Тагильской мегазоны (см. рис. 1). Определение содержаний петрогенных окислов проводилось рентгеноспектральным флуоресцентным методом в ЦЛ ВСЕГЕИ на установке ARL 9800 по стандартным методикам. Содержание редкоземельных и дру-

гих петрологических информативных элементов определялось методом ICP-MS в ЦЛ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x, также с применением стандартных методик. Изучение U-Pb изотопной систематики в цирконах производилось в ЦИИ ВСЕГЕИ с помощью ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II. Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов выполнено с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическая характеристика пород ивдельского комплекса

По авторским данным, в составе ивдельского комплекса в исследуемом районе выделяются две фазы – первая, наиболее распространенная, включающая в себя штоки, дайки и силлы долеритов, габбро-долеритов, габбро-диоритов, монцодолеритов, и вторая, объединяющая силлы, дайки и единичные небольшие штоки диоритов, в том числе порфириовидных, монцодиоритов и монцитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Гипабиссальные интрузии ивдельского комплекса широко распространены среди девонских и верхнесилурийских вулканогенных и осадочных образований, дайки и штоки часто приурочены к субмеридиональным разломам. Интрузивные образования второй фазы могут как присутствовать вместе с долеритами и габбро-долеритами в составе единых массивов, так и образовывать самостоятельные тела. Границы между породами разных фаз четкие, интрузивные. Контактные ореолы проявлены локально, мощность их обычно не превышает 2–3 м, представлены развитием роговиков с минерализацией мусковита, биотита, хлорита, иногда амфибола и вкрапленностью сульфидных минералов (пирита).

Долериты наиболее распространены в составе ивдельского комплекса. Это темные зеленоватосерые и серые тонко- и мелкозернистые массивные породы с долеритовой и пойкилоофитовой структурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз и клинопироксен. Плагиоклаз образует таблитчатые зерна и лейсты, обычно идиоморфные по отношению к пироксену. Содержание его колеблется от 50 до 65 мас. %, состав меняется от лабрадора до битовнита. В той или иной степени затронут альбитизацией и сосюритизацией, часто в нем развивается пренит. Пироксен представлен авгитом, реже диопсидом. Образует изометричные зерна, иногда крупные пойкилобласты, рассеченные кристаллами плагиоклаза. Внутренние части зерен обогащены Mg и Al, внешние – Fe и Ti. Пироксен замещается хлоритом, реже амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Ко-

личество клинопироксена колеблется от 30 до 45 мас. %. В некоторых образцах отмечены реликты оливина, как правило замещенного минералами группы иддингсита-боулингита. Рудные минералы представлены главным образом ксеноморфным сидеронитовым титаномагнетитом и ильменитом, содержание их 1–5 мас. %. Из акцессорных минералов также характерен апатит, образующий мелкие идиоморфные длиннопризматические кристаллы.

Габбро-долериты – темно-серые, зеленовато-серые массивные среднезернистые породы. Преимущественно они входят в состав центральных частей крупных интрузий, образуя постепенные переходы с долеритами. По составу и вторичным изменениям полностью аналогичны долеритам, отличаясь от них более крупным размером кристаллов; для них характерны среднезернистые габбровые и габбро-офитовые структуры.

Габбро-диориты – серые массивные мелко- и среднезернистые породы, образующие отдельные дайки. Минеральный состав их подобен таковому для габбро-долеритов, но, как правило, в этих породах присутствует кварц (до 1–3 мас. %), образующий микрографические сростания с кислым плагиоклазом; количество темноцветных минералов не превышает 30–35 мас. %. Наряду с пироксеном иногда отмечается ферроэдентит и (или) биотит, замещенный хлоритом.

Монцодолериты слагают единичные дайки. Это розово-серые массивные мелкозернистые породы с офитовыми структурами, состоящие из кислого плагиоклаза (50–60 мас. %), моноклинного пироксена (30–35 мас. %), биотита (10–15 мас. %) и титаномагнетита (до 5 мас. %). Плагиоклаз альбитизирован и пелитизирован, биотит, как правило, полностью замещен хлоритом. Иногда в состав породы входят ферроэдентит, образующий призматические кристаллы и каймы вокруг зерен пироксена, и тремолит-актинолитовый амфибол, развивающийся по пироксену. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и ильменит.

Диориты – серые крупно- и среднезернистые массивные гипидиоморфнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (альбит-олигоклаза с реликтами андезина) – 65–75 мас. %, авгита (до 10–15 мас. %), ферроэдентитового амфибола (до 10–15 мас. %), ильменита и титаномагнетита (до 5–8 мас. %). Иногда присутствуют кварц (до 5–8 мас. %), биотит (до 10 мас. %), микроклин (до 10 мас. %). Характерны микрографические ксеноморфные агрегаты кварца и кислого плагиоклаза. Из акцессорных минералов наиболее распространен апатит. Вторичные изменения представлены развитием хлорита, актинолита, пренита, сосюритизацией (развитие цоизита), альбитизацией и пелитизацией плагиоклаза.

Порфировидные диориты – серые массивные мелкозернистые породы с таблитчатыми порфи-

ровыми выделениями плагиоклаза. Слагают отдельные дайки, наиболее распространены в долине р. Лопсия. Минеральный состав их полностью идентичен диоритам (см. выше).

Монцодиориты и монзониты – розово-серые массивные мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфной структурой. Широко распространены в долине р. Лопсия, где входят в состав даек и силлов, присутствуют в виде отдельных даек и жил и южнее, в долинах рр. Манья и Бол. Сосьва. Состоят из кислого плагиоклаза (65–70 мас. %), моноклинного пироксена (авгита и диопсида, до 10 мас. %), железистой роговой обманки (до 10 мас. %), биотита (до 10 мас. %), ильменита (до 5 мас. %), иногда присутствует кварц (до 5 мас. %) и калиевый полевой шпат (до 10 мас. %), отмечается также апатит. Калиевый полевой шпат образует мелкие ксеноморфные, обычно пелитизированные, зерна. Вторичные изменения проявлены широко: это развитие альбита, актинолита и хлорита, пелитизация и сосюритизация плагиоклаза.

Гранодиориты и кварцевые диориты слагают редкие дайки в долинах рр. Манья и Лопсия. Это розовые массивные мелкозернистые породы, состоящие из кислого плагиоклаза (65–75 мас. %), кварца (15–20 мас. %), образующего с плагиоклазом графические сростания, иногда присутствует анортотоклаз (до 5–10 мас. %). Темноцветные минералы представлены ферроэдентитом (до 10 мас. %), отмечаются клинопироксен (до 5 мас. %) и биотит (до 10 мас. %). Акцессорные минералы – ильменит, титаномагнетит и апатит. Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, актинолитом; плагиоклазы часто пелитизированы (рис. 2).

U-Pb SHRIMP-II цирконовый возраст пород ивдельского комплекса

Изучение U-Pb изотопной систематики в целях определения возраста ивдельского комплекса происходило по цирконам из двух образцов монзонита (5048-10) и кварцевого диорита (5048-1), отобранных из обнажений на р. Манья (см. рис. 1). Процедура выделения осуществлялась в результате дробления, расситовки, применения тяжелых жидкостей и ручной отборки под бинокулой. Упомянутые монзониты и кварцевые диориты слагают изолированные, частично перекрытые рыхлыми отложениями тела с видимой мощностью не менее 50 м (кварцевые диориты) и 140 м (монзониты), разделяемые интервалом долеритов 110 м. Контакты с вмещающими породами четкие, интрузивные. Более подробные сведения изложены в разделе “Петрографическая характеристика пород ивдельского комплекса”.

В обр. 5048-10 обнаружены коричневые, прозрачные и полупрозрачные трещиноватые цирконы с черными и коричневыми включениями, об-



Рис. 2. Кварцевый диорит, обн. 5048, р. Манья.

Fig. 2. Quartz diorite, point 5048, Manya river.

ломки идиоморфных кристаллов (рис. 3). Длина 60–200 мкм, соответственно, коэффициенты удлинения (KY) = 2–4. В катодных лучах цирконы имеют в основном слабое свечение, единичные – яркое и следы магматической зональности с нарушениями. Примечательной особенностью цирконов обоих образцов являются высокие концентрации урана и тория, достигающие значений 5907 и 9851 г/т для монзонита 5048-10 и 4610 соответственно, 6564 г/т – для диорита 5048-1. Существенным отличием по величине этих содержаний обладают обр. 5048-10_8 (272, 141 г/т), 5048-10_7 (260, 128 г/т) и 5048-01_4 (262, 86 г/т). В кварцевом диорите (обр. 5048-1) присутствуют коричневые полупрозрачные трещиноватые цирконы с черными включениями, а также обломки идиоморфных длиннопризматических кристаллов (рис. 4). Длина – 60–200 мкм, коэффициент удлинения – 2–4. В катодных лучах цирконы имеют в основном слабое свечение и следы магматической зональности с нарушениями. Содержание урана и тория – 1425–4610 и 1283–6564 г/т соответственно. Для кристалла 5048-01_4 концентрации U и Th существенно ниже – 262 и 86 г/т соответственно.

В опоре на величины дискордантности и U-Pb SHRIMP-II изотопной сигнатуры (табл. 1), которые, как известно, отражают различие в $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастах, выполнены соответствующие расчеты для цирконов изученных монзонита 5048-10 и диорита 5048-1 ивдельского комплекса с помо-

щью программного обеспечения Isoplot/EX ver. 3.6 (Ludwig, 2008).

U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов монзонита 5048-10 на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ демонстрируют наличие как минимум четырех возрастных кластеров. Далее описание таковых следует в порядке увеличения возраста. Первый кластер (рис. 5), определяющий U-Pb SHRIMP-II возраст 359.3 ± 3.9 млн лет, MSWD = 0.9, представлен 10 кристаллами (кратеры 13, 9, 16, 4). Второй – определяется девятью фигуративными точками (см. табл. 1, точки 2, 11, 12, 6, 15, 3, 4, 5, 1) и соответствует возрасту 367.9 ± 4.7 млн лет, MSWD = 0.16. Наконец, для кристаллов с относительно низкими содержаниями урана и тория (см. выше) два одиночных эллипса демонстрируют конкордантные U-Pb SHRIMP-II возрасты (см. табл. 1) – 599 ± 7.9 млн лет (MSWD = 0.04, вероятность соответствия конкордантности 0.85) и 1867 ± 13 млн лет (MSWD = 0.39, вероятность соответствия конкордантности 0.53).

U-Pb SHRIMP-II изотопная сигнатура для цирконов диорита 5048-1 на графике Ahrens-Wetherill (Wetherill, 1956) представлена четырьмя кластерами (рис. 6). Кластер, соответствующий возрасту 355.3 ± 8.3 млн лет, MSWD = 0.19, обременен U-Pb SHRIMP-II данным четырех кристаллов (кратеры 15, 12, 16, 10). Следующий, соответствующий возрасту 370.5 ± 3.9 млн лет, MSWD = 0.013, представлен 12 кристаллами (кратеры 12, 16, 10, 7, 11, 13, 8,

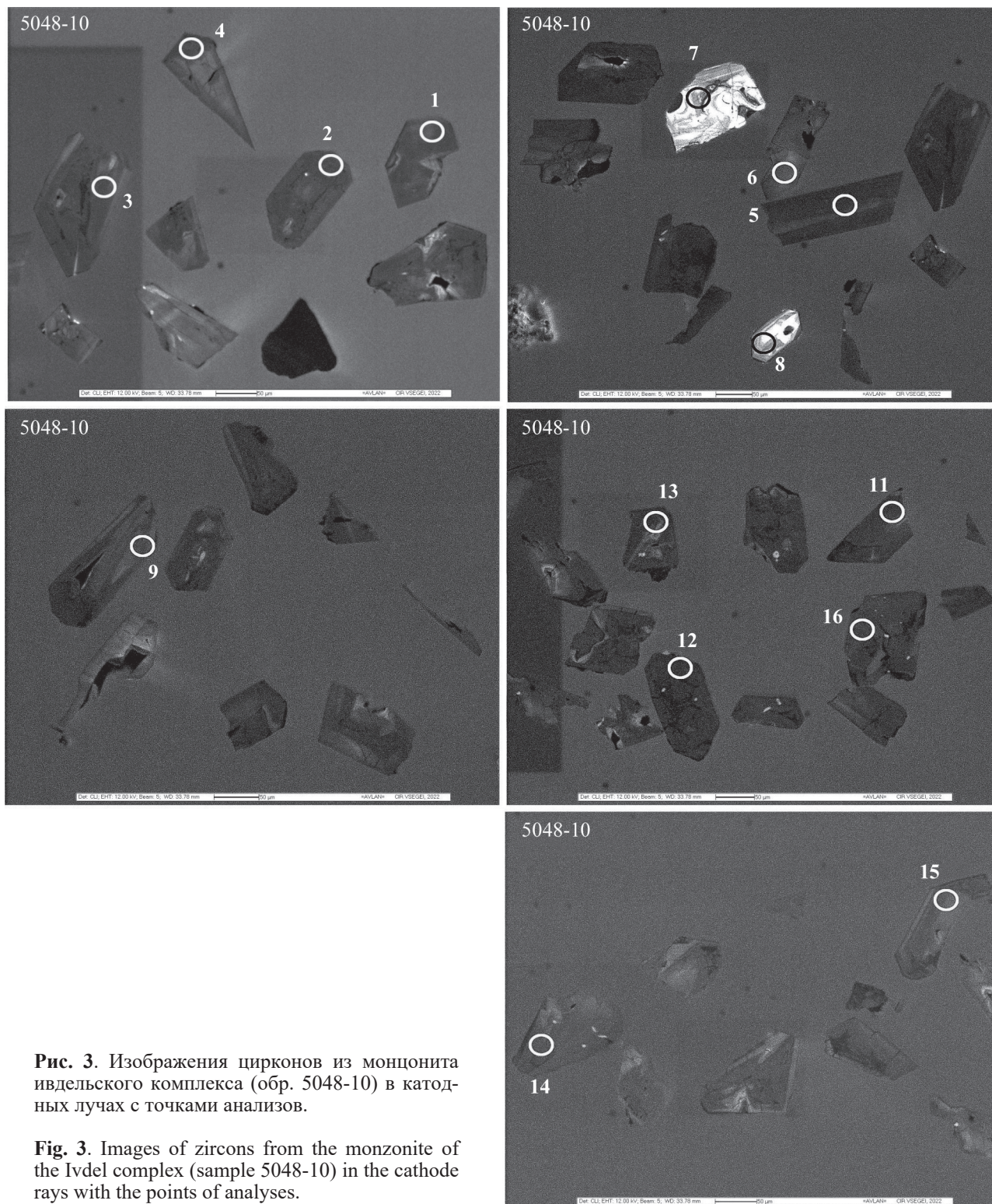


Рис. 3. Изображения цирконов из монзонита ивдельского комплекса (обр. 5048-10) в катодных лучах с точками анализов.

Fig. 3. Images of zircons from the monzonite of the Ivdel complex (sample 5048-10) in the cathode rays with the points of analyses.

5, 3, 1, 2, 6). Третий получен в результате расчета возраста 388.0 ± 5.6 млн лет, $MSWD = 0.28$, по семи кратерам (8, 5, 3, 1, 2, 6, 9).

Результаты изучения U-Pb SHRIMP-II систематики образцов отображены в табл. 1 и на рис. 5, 6. Поскольку интрузии пород ивдельского комплек-

са прорывают позднедевонские толщи, цирконы с датировками более 383 млн лет можно считать захваченными из вмещающих пород, тогда как датировки менее 355 млн лет, вероятно, отражают постмагматические тектонические и гидротермально-метасоматические события ввиду отсутствия маг-

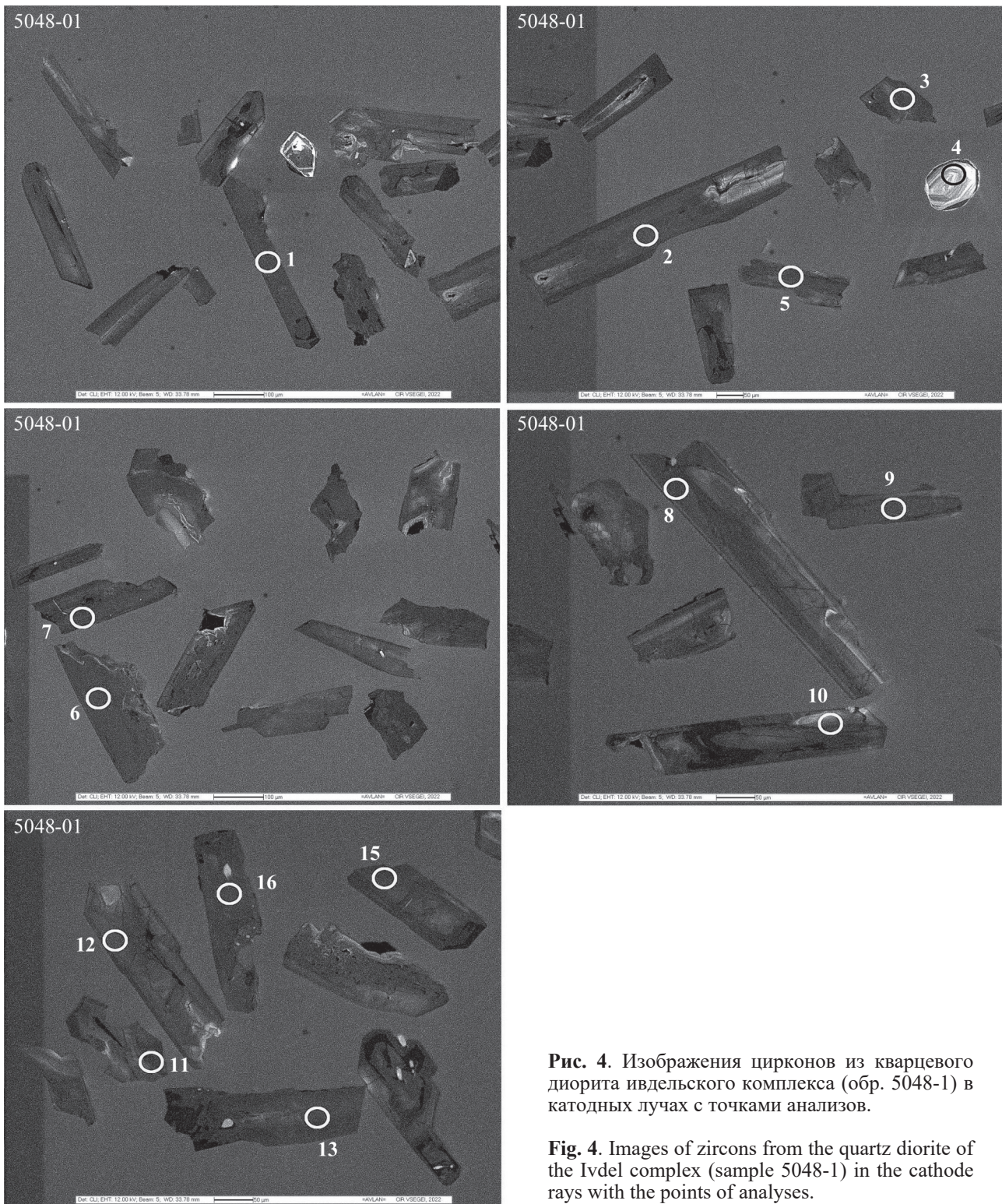


Рис. 4. Изображения цирконов из кварцевого диорита ивдельского комплекса (обр. 5048-1) в катодных лучах с точками анализов.

Fig. 4. Images of zircons from the quartz diorite of the Ivdel complex (sample 5048-1) in the cathode rays with the points of analyses.

матических пород умеренно щелочного и среднего состава в области распространения каменноугольных толщ. Ранее нами получена датировка $365.3 \pm \pm 2.4$ млн лет (Петров и др., 2021б) по цирконам из габбро-долеритов первой фазы ивдельского комплекса южнее исследуемой территории. Обнаруже-

ние в данных породах, вероятно, ксеногенных цирконов с датировками 1829–1867 и 599 млн лет свидетельствует о наличии в фундаменте Тагильской островодужной мегазоны блоков древних кристаллических пород и/или о процессе рециклинга в мантии.

Таблица 1. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов из образцов ивдельского комплекса (обр. 5048-10, 5048-01)
Table 1. U-Pb SHRIMP-II data for zircons from samples of the Ivdel complex (samples 5048-10, 5048-01)

Кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	U, г/г	Th, г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/г	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, %	±1σ %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, %	±1σ %	Rho	D, %	T _{конс} , млн лет	±1σ, %	MSWD	P
5048-10, монзонит ивдельского комплекса															
5048-10_13	0.21	2037	2397	1.22	96.1	0.4050	1.9	0.05476	1.3	0.68	3.46	343.9	4.3	0.15	0.70
5048-10_9	1.51	1423	1125	0.82	69.7	0.4170	3.3	0.05610	1.3	0.39	4.38	351.0	4.4	0.05	0.82
5048-10_16	0.11	2348	2592	1.14	113	0.4174	1.7	0.05615	1.3	0.76	4.32	352.3	4.4	0.37	0.54
5048-10_2	0.08	3470	4972	1.48	171	0.4236	1.6	0.05718	1.3	0.81	0.14	358.5	4.4	0.0034	0.95
5048-10_11	0.18	3772	5885	1.61	189	0.4274	1.6	0.05813	1.3	0.81	-6.18	363.2	4.5	1.00	0.32
5048-10_12	0.05	4538	5812	1.32	227	0.4294	1.5	0.05810	1.3	0.87	-2.85	363.4	4.4	0.31	0.58
5048-10_6	0.15	696	894	0.88	34.9	0.4300	2.5	0.05830	1.4	0.56	-4.97	365.1	4.9	0.11	0.74
5048-10_15	0.11	4099	8843	2.23	203	0.4305	1.6	0.05772	1.3	0.81	3.55	362.3	4.5	0.38	0.54
5048-10_3	0.11	5150	9003	1.81	256	0.4340	1.5	0.05789	1.3	0.87	6.25	364.3	4.4	1.90	0.17
5048-10_4	0.13	4005	3693	0.95	204	0.4408	1.5	0.05911	1.3	0.87	1.28	370.5	4.5	0.06	0.80
5048-10_5	0.24	2752	5360	2.01	145	0.4604	1.8	0.06132	1.3	0.72	1.62	383.8	4.8	0.05	0.83
5048-10_1	0.16	2449	1623	0.68	129	0.4632	1.7	0.06119	1.3	0.76	6.15	383.7	4.8	1.02	0.31
5048-10_14	0.14	5907	9851	1.72	328	0.4780	2.9	0.06464	1.3	0.45	-14.1(!)				
5048-10_8	0.23	272	141	0.54	22.8	0.8070	2.9	0.09730	1.4	0.48	1.90	599.0	7.9	0.04	0.85
5048-10_7	0.09	260	128	0.51	75.7	5.304	1.6	0.33810	1.3	0.81	-0.91	1867	13	0.39	0.53
5048-01, кварцевый диорит ивдельского комплекса															
5048-01_15	0.07	2082	2442	1.21	97	0.3991	1.8	0.05421	1.3	0.72	1.65	340.4	4.3	0.035	0.85
5048-01_12	0.02	1948	4844	2.57	96.3	0.4249	1.7	0.05757	1.3	0.76	-2.79	360.5	4.5	0.14	0.70
5048-01_16	0.08	4610	6540	1.47	226	0.4251	1.5	0.05713	1.3	0.87	3.22	358.9	4.4	0.43	0.51
5048-01_10	0.13	1425	1283	0.93	71	0.4299	2	0.05796	1.3	0.65	-0.06	363.2	4.6	0.00	0.98
5048-01_7	0.16	2800	4969	1.83	138	0.4310	1.8	0.05711	1.3	0.72	10.9	359.0	4.5	2.30	0.13
5048-01_11	0.81	1985	2112	1.1	101	0.4340	2.4	0.05893	1.3	0.54	-6.68	368.9	4.6	0.25	0.62
5048-01_13	0.06	4268	6502	1.57	220	0.4438	1.5	0.05988	1.3	0.87	-3.85	373.8	4.5	0.65	0.42
5048-01_8	0.04	2774	3533	1.32	143	0.4447	1.6	0.06006	1.3	0.81	-5.03	375.1	4.6	0.66	0.42
5048-01_5	0.05	2410	1353	0.58	123	0.4453	1.7	0.05946	1.3	0.76	3.05	372.7	4.6	0.22	0.64
5048-01_3	0.03	3966	5172	1.35	206	0.4479	1.5	0.06049	1.3	0.87	-5.46	377.0	4.6	1.30	0.25
5048-01_1	0.01	4130	4503	1.13	213	0.4494	1.5	0.06000	1.3	0.87	2.19	376.3	4.6	0.25	0.61
5048-01_2	0.05	2783	5669	2.11	145	0.4532	1.6	0.06046	1.3	0.81	1.97	378.8	4.7	0.13	0.72
5048-01_6	0.04	4409	6564	1.54	234	0.4596	1.6	0.06181	1.3	0.81	-5.05	385.6	4.7	0.74	0.39
5048-01_9	0.12	4164	6399	1.59	230	0.4855	1.6	0.06412	1.3	0.81	1.81	401.1	4.9	0.14	0.70
5048-01_4	0.11	262	86	0.34	73.8	5.055	1.7	0.3269	1.3	0.76	0.55	1829	14	0.15	0.69

Примечание. Pb_c и Pb* – обычный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность стандартной калибровки 0.39%. *Исправлено на измеренный ²⁰⁴Pb. R₁₀ – коэффициент корреляции между атомными отношениями ²⁰⁷Pb/²³⁵U, ²⁰⁶Pb/²³⁸U. T_{конс} – конкордантный возраст. D (дискордантность) = 100 × [1 - (²⁰⁶Pb*/²³⁸U) / (²⁰⁷Pb*/²³⁵U)] / P – показатель вероятности конкордантности. MSWD – средний квадрат взвешенных отклонений (Wendt, Carl, 1991). В первом приближении MSWD есть мера отношения наблюдаемого разброса точек (от аппроксимирующей линии регрессии) к ожидаемому разбросу (от наблюдаемых погрешностей и их корреляций). MSWD нельзя сравнивать с классическим параметром R², и он не является мерой того, насколько сильно коррелируют значения X и Y по осям координат. Если присвоенные погрешности являются единственной причиной разброса, СКВО будет иметь тенденцию быть близкой к единице. Значения MSWD, намного превышающие единицу, как правило, указывают либо на заниженные аналитические погрешности, либо на наличие “неаналитического” разброса, связанного геохимической дисперсии. Значения MSWD намного меньше единицы обычно указывают на завышенные аналитические погрешности, или на скрытые погрешности корреляции. Более подробно см. в (Wendt, Carl, 1991).

Note. Pb_c and Pb* are conventional and radiogenic lead, respectively. The standard calibration error was 0.39%. *Corrected by measured ²⁰⁴Pb. R₁₀ is the correlation coefficient between the atomic ratios ²⁰⁷Pb/²³⁵U, ²⁰⁶Pb/²³⁸U. T_{конс} – concordant age. D (discordance) = 100 × [1 - (²⁰⁶Pb*/²³⁸U) / (²⁰⁷Pb*/²³⁵U)] / P is an indicator of the probability of concordance. MSWD – Mean Square of Weighted Deviates. As a first approximation, MSWD is a measure of the ratio of the observed scatter of points (from the fitting regression line) to the expected scatter (from the observed errors and their correlations). MSWD cannot be compared to the classic R² parameter, and is not a measure of how strongly the X and Y values are correlated along the coordinate axes. If the assigned errors are the only source of scatter, the MSWD will tend to be close to unity. MSWD values much greater than unity typically indicate either underestimated analytical errors or the presence of “non-analytical” scatter due to geochemical dispersion. MSWD values much less than one usually indicate overestimated analytical errors, or hidden correlation errors. For more details, see (Wendt, Carl, 1991).

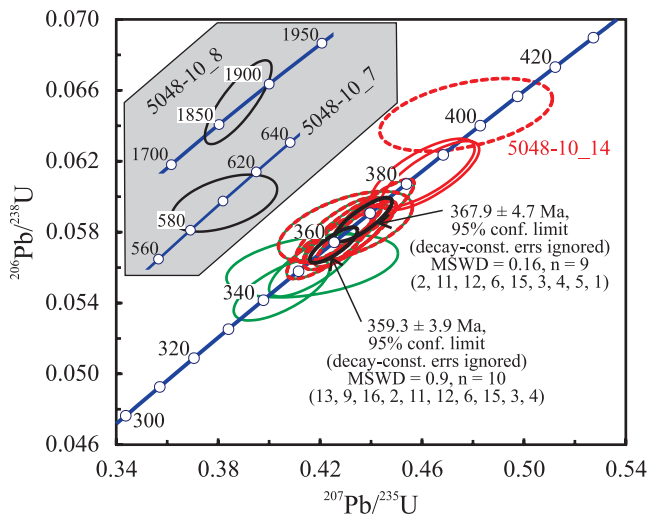


Рис. 5. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов, выделенных из монзонита ивдельского комплекса (обр. 5048-10).

Верхняя врезка (серая фигура) содержит сведения о двух кратерах – 5048-10_7 и 5048-10_8 (см. табл. 1). Зеленые линии отображают кластер совокупности кратеров 5048-10 (13, 9, 16, 2, 11, 12, 6, 15, 3, 4) (см. табл. 1), красные фигуративные эллипсы и красно-зеленые пунктирные линии – кратеры 5048-10 (2, 11, 12, 6, 15, 3, 4, 5, 1). U-Pb данные для эллипса, обозначенного красной пунктирной линией (кратер 5048-10_14), не учитывались в расчетах в силу значимой величины дискордантности ($D = -14.1$).

Fig. 5. U-Pb SHRIMP-II data for zircons isolated from monzonite of the Ivdel Complex (sample 5048-10).

The upper inset (outlined in gray) contains information about two craters 5048-10_7 and 5048-10_8 (see Table 1). The green lines represent the cluster of 5048-10 craters (13, 9, 16, 2, 11, 12, 6, 15, 3, 4) (Table 1), the red figurative ellipses and red-green dotted lines represent craters 5048-10 (2, 11, 12, 6, 15, 3, 4, 5, 1). U-Pb data for the ellipse indicated by the red dotted line (crater 5048-10_14), were not taken into account in the calculations due to discordance ($D = -14.1$).

Геохимические особенности пород ивдельского комплекса: интерпретация геодинамической обстановки и обсуждение результатов

Долериты и габбро-долериты первой фазы ивдельского комплекса высокотитанистые (TiO_2 0.77–2.81 мас. %, в среднем 1.74 мас. %), высокоглиноземистые (Al_2O_3 14.3 – 19.1 мас. %, в среднем 16.85 мас. %), умеренно магнезиальные (MgO 3.77–7.07 мас. %, в среднем 5.93 мас. %) нормальнощелочные и умеренно щелочные породы (рис. 7а), с содержанием K_2O (0.11–1.93 мас. %, в среднем 0.58 мас. %) (табл. 2). Суммарное содержание редких земель (РЗЭ) в них колеблется от 21.86 до 103.65 (в среднем 54.4) г/т, отношение суммы легких РЗЭ к сумме тяжелых ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.3 (2.11–4.38). Среднее отношение $\text{Ni}/\text{Co} = 1.28$. Характерны невысокие со-

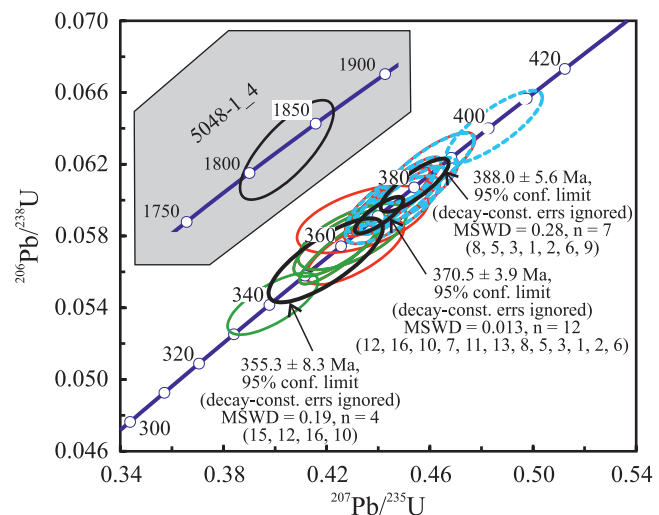


Рис. 6. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов, выделенных из диорита ивдельского комплекса (обр. 5048-1).

Верхняя врезка (серая фигура) содержит сведения о кратере 5048-1_4 с конкордантным возрастом 1867 ± 13 млн лет, $\text{MSWD} = 0.39$ (см. табл. 1). Зеленые линии отображают кластер, соответствующий совокупности кратеров 5048-1 (15, 12, 16, 10, 6), $n = 4$. Красные, в том числе пунктирные совпадающие с голубыми, линии отображают кластер, соответствующий совокупности кратеров 5048-1 (12, 16, 10, 7, 11, 13, 8, 5, 3, 1, 2, 6), $n = 12$. Голубые, в том числе пунктирные совпадающие с красными, линии отображают кластер, соответствующий совокупности кратеров 5048-1 (8, 5, 3, 1, 2, 6, 9), $n = 7$.

Fig. 6. U-Pb SHRIMP-II data for zircons isolated from the diorite of the Ivdel complex (sample 5048-1).

The upper inset (outlined in gray) contains information about the crater 5048-1_4 with a concordant age of 1867 ± 13 Ma, $\text{MSWD} = 0.39$ (see Table 1). The green lines represent the cluster corresponding to the 5048-1 (15, 12, 16, 10, 6) crater population, $n = 4$. Red lines, including dotted lines coinciding with blue ones, represent the cluster corresponding to the 5048-1 (12, 16, 10, 7, 11, 13, 8, 5, 3, 1, 2, 6) crater population, $n = 12$. Blue lines, including dashed lines coinciding with red, represent the cluster corresponding to the 5048-1 (8, 5, 3, 1, 2, 6, 9), $n = 7$ crater population.

держания Zr (17.8–177, в среднем 88.59 г/т) и Nb (0.65–4.57, в среднем 1.86 г/т).

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 7б) точки составов пород ивдельского комплекса попали в поля известково-щелочных (преимущественно) и толеитовых серий, а на других диаграммах (рис. 7в и 6г) – в поля островодужных толеитов, базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов. На спайдер-диаграмме содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту (рис. 8а), графики почти прямолинейны и имеют незначительный наклон, что означает относительно слабую дифференцированность РЗЭ при преобладании группы ЛРЗЭ. Часть графиков имеет положительную ано-

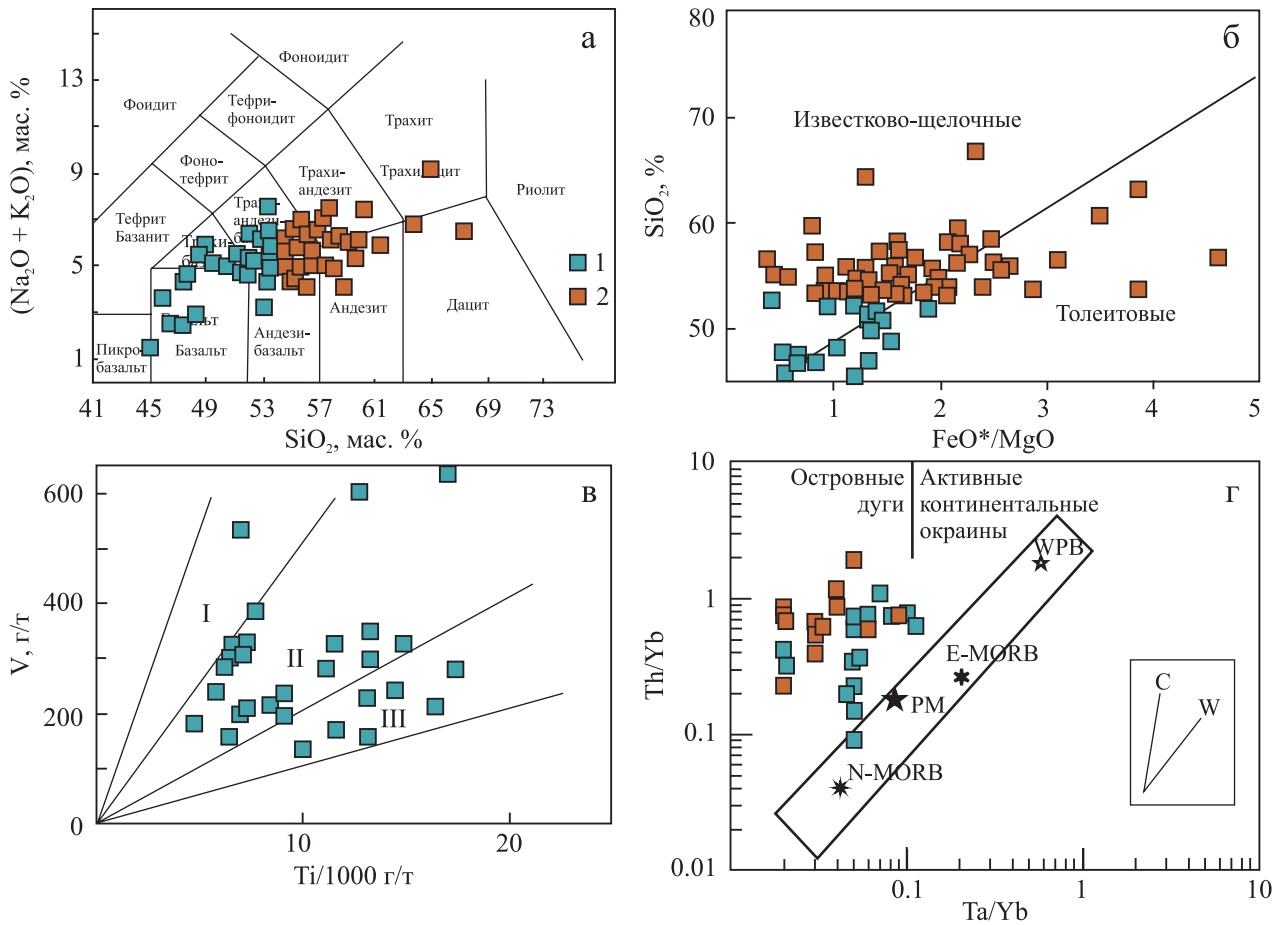


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы для пород ивдельского комплекса.

1 – породы первой фазы, 2 – породы второй фазы.

а – классификационная диаграмма $(Na_2O + K_2O)$ – SiO_2 по (Le Bas et al., 1986), б – диаграмма SiO_2 – FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974) для разделения пород известково-щелочной и толейитовой серий; в – диаграмма V – $Ti/1000$ (Shervais, 1982), поля составов вулканитов: I – островных дуг, II – срединно-океанических хребтов, III – океанических островов; г – диаграмма Ta/Yb – Th/Yb (Pearce, 1983). Средние составы пород эталонных обстановок: N-MORB и E-MORB – по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) – по (Taylor, McLennan, 1985), и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) – по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W), – по (Фролова, Бурикова, 1997).

Fig. 7. Discrimination diagrams for rocks of the Ivdel complex.

1 – rocks of the first phase, 2 – rocks of the second phase.

a – $(Na_2O + K_2O)$ – SiO_2 classification diagram according to (Le Bas et al., 1986); б – SiO_2 – FeO^*/MgO diagram (Miyashiro, 1974) for the separation of rocks calcareous-alkaline and tholeiitic series; в – diagram V – $Ti/1000$ (Shervais, 1982), the composition fields of volcanites: I – island arcs, II – mid-oceanic ridges, III – oceanic islands; г – diagram Ta/Yb – Th/Yb (Pearce, 1983). Average compositions of rocks of reference environments: N-MORB and E-MORB according to (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) according to (Taylor, McLennan, 1985), and WPB (basalts of intraplate environments) according to (Barberi et al., 1975). Trends in the compositions of magmatic series caused by crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W) according to (Frolova, Burikova, 1997).

малию Eu, что может указывать на обогащение расплавов кумулятивным плагиоклазом. Графики на рис. 7в демонстрируют обогащение пород элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba), а также приблизительно сходное с океаническими базальтами содержание высокозарядных элементов (Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb) и резкую отрицательную аномалию Ta и Nb. Такое распределение элементов в целом более характерно для надсуб-

дукционных магматических пород (Фролова, Бурикова, 1997).

Породы среднего состава (диориты, монцодиориты и монцититы) образуют непрерывную группу точек в полях умеренно щелочных и нормальнощелочных магматических образований (см. рис. 7а). Для этих пород характерны высокие содержания титана (TiO_2 – 0.96–2.16, в среднем 1.42 мас. %), умеренная глиноземистость (Al_2O_3 – 13.2 – 19.1,

Таблица 2. Представительные анализы петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах ивдельского комплекса**Table 2.** Representative analyses of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in the rocks of the Ivdel complex

Компонент	1	2	3	4	5	6
	2623-1	5048-6	2681-2	2677-1	2680-9	5049-1
SiO ₂	47.30	45.50	49.40	52.40	55.50	53.90
TiO ₂	1.39	2.51	2.38	2.10	1.20	0.96
Al ₂ O ₃	18.80	15.20	14.70	13.40	15.10	19.10
Fe ₂ O ₃	3.36	5.95	14.40	6.12	4.23	3.19
FeO	5.03	7.33	6.21	7.69	5.46	4.53
MnO	0.16	0.23	0.27	0.26	0.21	0.15
MgO	6.19	6.10	4.87	4.05	3.23	3.07
CaO	9.33	9.18	6.02	5.88	4.65	7.87
Na ₂ O	2.62	3.40	5.20	4.17	5.73	3.62
K ₂ O	1.93	0.42	0.22	1.27	0.39	1.31
P ₂ O ₅	0.25	0.17	0.34	0.19	0.17	0.17
П.п.п.	3.12	3.30	2.17	1.54	3.59	1.71
Сумма	100.00	100.00	99.90	99.90	100.00	100.00
La	8.20	3.00	4.82	6.61	5.47	6.56
Ce	19.9	8.69	14.1	17.4	14.8	16.6
Pr	2.94	1.32	2.46	2.66	2.21	2.36
Nd	12.7	6.72	11.7	12.4	10.9	10.9
Sm	2.95	2.01	3.90	3.73	2.81	2.38
Eu	1.15	0.98	1.88	1.18	1.06	0.88
Gd	3.32	2.40	4.38	3.51	3.11	2.88
Tb	0.62	0.48	0.90	0.64	0.59	0.44
Dy	3.42	2.61	4.96	4.03	3.11	2.91
Ho	0.75	0.57	1.04	0.82	0.72	0.59
Er	1.98	1.70	3.29	2.40	1.95	2.05
Tm	0.33	0.28	0.44	0.44	0.34	0.27
Yb	1.73	1.49	2.94	2.28	1.93	1.85
Lu	0.28	0.22	0.47	0.38	0.26	0.30
V	225	676	252	613	339	249
Cr	139	58.4	26.5	57.5	65.1	131
Ni	66.2	25.7	8.64	10.8	7.30	22.2
Rb	60.6	6.27	3.42	21.4	5.55	26.0
Sr	595	612	189	248	195	450
Y	28.4	18.5	25.3	26.9	27.1	20.2
Zr	130	48.6	81.3	85.1	92.2	71.6
Nb	2.89	0.65	0.84	1.27	1.03	0.71
Ba	403	132	50.7	234	66.5	210
Hf	3.27	1.38	2.10	2.68	2.76	1.94
Ta	0.17	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Pb	1.94	1.65	0.50	2.09	0.50	6.39
Th	1.38	0.30	0.25	1.01	1.09	1.19
U	0.42	0.16	0.15	0.40	0.39	0.54

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	7	8	9	10	11	12
	2671-1	5048-11	2626-7	5050	5048	5048-1
SiO ₂	54.1	54	57.2	59.1	61.3	63.8
TiO ₂	1.08	1.06	1.54	1.85	1.65	1.46
Al ₂ O ₃	15.8	18.1	14.8	13.2	13.2	12.9
Fe ₂ O ₃	4.71	3.38	4.19	4.18	2.82	3.24
FeO	5.62	4.87	5.28	6.32	6.69	5.46
MnO	0.19	0.15	0.26	0.22	0.22	0.13
MgO	3.84	3.23	2.99	2.56	1.91	1.42
CaO	6.11	6.15	3.37	3.27	3.59	2.46
Na ₂ O	3.77	4.83	5	4.22	3.8	4.11
K ₂ O	1.99	1.84	2.33	1.98	2.24	2.88
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.66	0.64	0.45	0.32
П.п.п.	1.96	1.76	1.69	1.71	1.42	1.09
Сумма	100	100	99.9	99.9	100	99.9
La	7.32	6.83	24.6	14.2	15.9	16.5
Ce	17.6	17.7	54.5	36.3	42.5	43.2
Pr	2.41	2.39	6.92	5.17	5.88	6.03
Nd	11.1	11.7	31.1	23.8	26.9	27.5
Sm	3.48	3.03	6.85	6.53	6.82	6.92
Eu	0.96	0.89	1.7	1.54	1.66	1.58
Gd	3.33	2.77	6.37	6.22	6.96	7.1
Tb	0.63	0.54	1.03	1.02	1.12	1.16
Dy	3.35	3.04	5.83	5.77	6.72	7.12
Ho	0.74	0.59	1.26	1.28	1.45	1.43
Er	2.26	2.1	3.31	3.67	4.23	4.54
Tm	0.35	0.32	0.54	0.66	0.7	0.68
Yb	2.33	1.87	3.28	3.6	4.07	3.92
Lu	0.37	0.28	0.51	0.46	0.66	0.69
V	331	304	89.8	294	145	92.4
Cr	63.8	108	76.3	78.7	116	214
Ni	21.4	23.9	5.8	4.61	8.48	6.42
Rb	37.6	37.2	25.7	36.1	46.1	57.4
Sr	484	455	186	199	141	234
Y	22.6	20.3	31.2	49	51.5	61.3
Zr	65.2	81.1	142	195	221	289
Nb	1.01	0.94	3.14	2.42	3.35	3.62
Ba	286	267	449	380	418	606
Hf	2.08	2.45	3.93	6.08	6.71	8.49
Ta	0.05	0.05	0.16	0.16	0.17	0.19
Pb	3.54	3.75	3.77	3.5	6.01	4.44
Th	1.9	1.29	6.38	3.19	3.43	4.73
U	0.95	0.6	2.04	1.42	1.64	2.1

Примечание. 1, 2 – габбро-долериты; 3 – долерит; 4 – монцодолерит; 5, 6 – диориты; 7, 8 – монзониты; 9, 10 – монцодиориты кварцевые; 11, 12 – кварцевые диориты.

Note. 1, 2 – gabbro-dolerites; 3 – dolerite, 4 – monzodolerite; 5, 6 – diorites; 7, 8 – monzonites; 9, 10 – quartz monzodiorites; 11, 12 – quartz diorites.

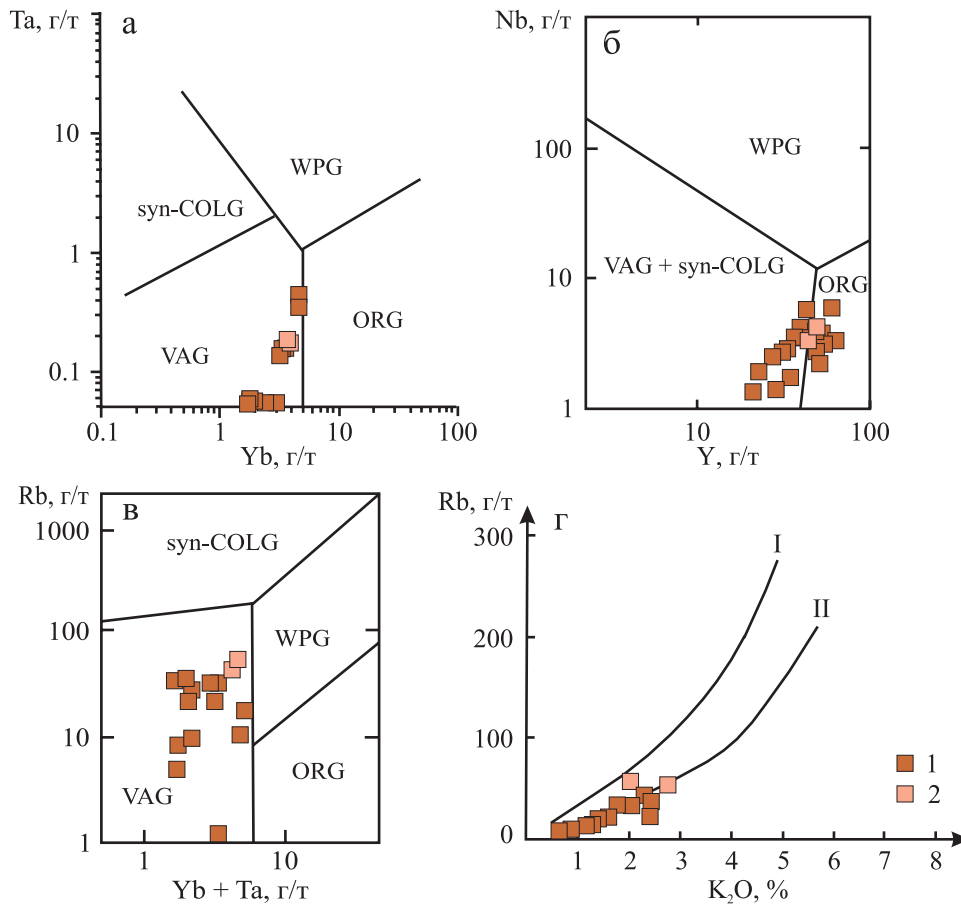


Рис. 8. Положение точек составов пород второй фазы ивдельского комплекса на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) (а–в) и Г.Б. Ферштатера (1987) (г).

1 – диориты, монзониты и монзодиориты; 2 – гранодиориты. Поля составов гранитоидов различных обстановок: WPG – внутриплитных, ORG – срединно-океанических хребтов, VAG – островных дуг, syn-COLG – синколлизонных. I – тренд гранитоидов корового происхождения, II – тренд гранитоидов базальтоидного происхождения.

Fig. 8. The position of the points of the rock compositions of the second phase of the Ivdel complex on the discrimination diagrams of J. Pearce et al. (1984) (a–b) and G.B. Fershtater (1987) (g).

1 – diorites, monzonites and monzodiorites; 2 – granodiorites. Fields of compositions of granitoids of various settings: WPG – intraplate, ORG – mid-oceanic ridges, VAG – island arcs, syn-COLG – syncollisional. I – trend of granitoids of crustal origin, II – trend of granitoids of basaltoid origin.

в среднем 15.58 мас. %), низкие содержания MgO (2.13–4.31, в среднем 3.16 мас. %), неравномерные – K₂O (0.08–2.34, в среднем 1.34 мас. %). Средняя сумма РЗЭ – 79.73 (35.78–169.72) г/т, среднее ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.57 (2.12–5.68). Среднее отношение Ni/Co = 0.60; характерны более высокие содержания Zr (59.7–304, в среднем 132.96 г/т) и неравномерные – Nb (0.61–6.79, в среднем 2.11 г/т). На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (см. рис. 8а–в) точки составов пород этой группы попали в поля островодужных и частично океанических гранитоидов; на диаграмме Г.Б. Ферштатера (см. рис. 8г) они расположились на тренде гранитоидов базальтоидного происхождения.

Графики составов пород второй фазы на спайдер-диаграммах (рис. 9б, г) в целом подобны

таким для пород первой фазы (рис. 9а, в), отличаясь более высокими содержаниями РЗЭ и других петрологически информативных элементов. Для гранодиоритов и кварцевых диоритов (SiO₂ – 61.3–63.8 мас. %) характерны высокие содержания титана (TiO₂ – 1.46–1.65, в среднем 1.56 мас. %), низкая глиноземистость (Al₂O₃ – 12.9–13.2, в среднем 13.05 мас. %), низкие содержания MgO (1.42–1.91, в среднем 1.67 мас. %), умеренные – K₂O (2.24–2.88, в среднем 2.56 мас. %). Средняя сумма РЗЭ 126.97 (125.57–128.37) г/т, среднее ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.83 (3.82–3.85). Среднее отношение Ni/Co = 0.50. Характерны относительно высокие содержания Zr (221–289, в среднем 255 г/т) и довольно низкие – Nb (3.35–3.62, в среднем 3.49 г/т). На дискриминационных и спайдер-диаграммах (см. рис. 8, 9б, г)

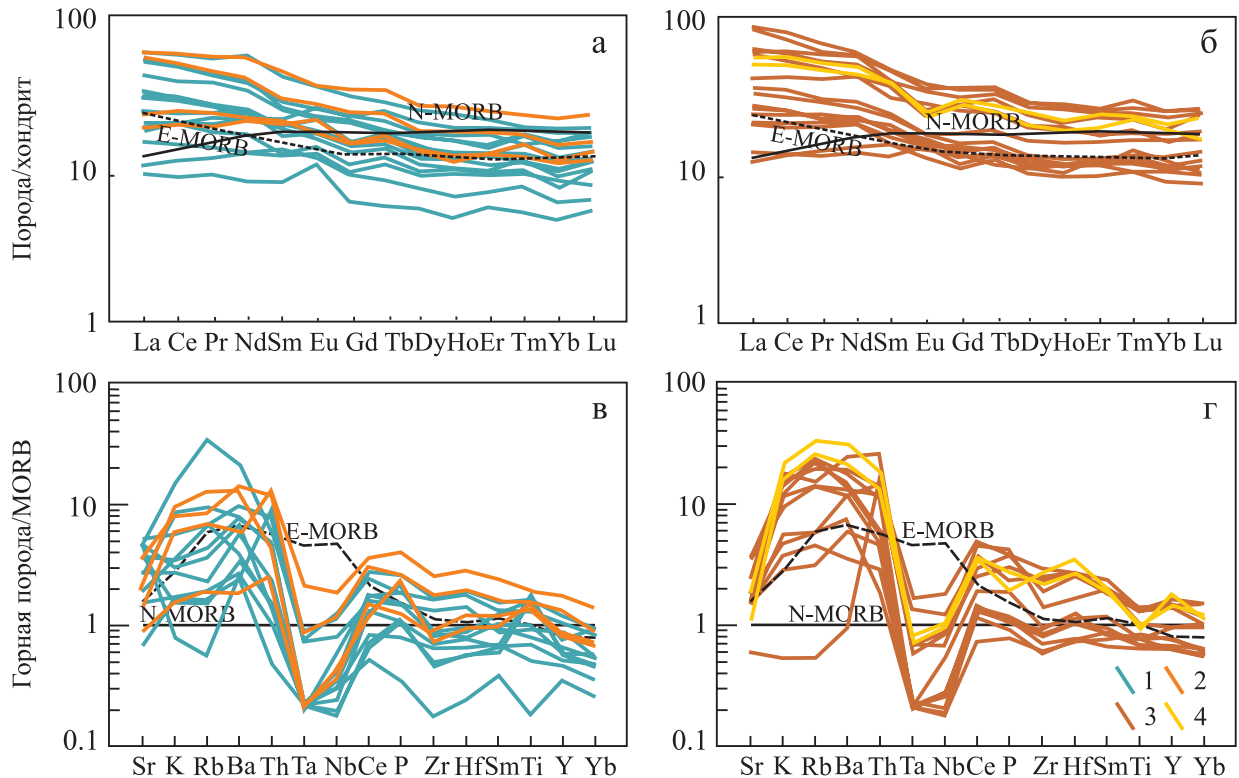


Рис. 9. Спайдер-диаграммы для пород первой фазы ивдельского комплекса (а, в) и второй фазы (б, г).

а, б – графики содержаний РЗЭ, нормированные по хондриту, по (Sun, McDonough, 1989); в, г – графики содержаний петрологически информативных элементов, нормированных по составу базальта срединно-океанических хребтов (MORB). Составы пород эталонных обстановок MORB = N-MORB (“нормальных” базальтов срединно-океанических хребтов) и E-MORB (“обогащенных” базальтов срединно-океанических хребтов), по (Sun, McDonough, 1989). 1 – долериты, габбро-диориты и габбро-долериты; 2 – монцодолериты; 3 – диориты, монцониты и монцодиориты; 4 – гранодиориты и кварцевые диориты.

Fig. 9. Spider diagrams for rocks of the first phase of the Ivdel complex (а, в) and the second phase (б, д).

а, б – graphs of REE contents normalized for chondrite according to (Sun, McDonough, 1989); в, г – graphs of the contents of petrologically informative elements normalized for the composition of basalt of mid-oceanic ridges (MORB). Rock compositions of reference environments MORB = N-MORB (“normal” basalts of mid-oceanic ridges) and E-MORB (“enriched” basalts of mid-oceanic ridges) according to (Sun, McDonough, 1989). 1 – dolerites, gabbro-diorites and gabbro-dolerites; 2 – monzodolerites; 3 – diorites, monzonites and monzodiorites; 4 – granodiorites and quartz diorites.

точки и графики составов гранодиоритов подобны таковым для других пород второй фазы ивдельского комплекса.

Подводя итог, можно отметить, что характерные геохимические особенности – отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ в пределах 3.3–3.8 (при постепенном росте от основных пород к умеренно кислым), обогащение элементами с большим ионным радиусом, отчетливые негативные аномалии Та и Nb – остаются неизменными для всех пород ивдельского комплекса. Таким образом, особенности геохимии гипабиссальных интрузивных образований ивдельского комплекса демонстрируют отчетливо выраженную двойственность (аномальность) состава последнего: с одной стороны, это высокотитанистые породы, по содержанию ряда элементов (Ti, Cr, Ni, V и др.) и их отношений они близки к океаническим вулка-

нитам (см. рис. 7в), а с другой стороны, им присуще обогащение элементами с большим ионным радиусом и резкие негативные аномалии Та и Nb, что характерно для надсубдукционных образований (см. рис. 9). Сочетание в породах ивдельского комплекса геохимических признаков магматических образований как конвергентных, так и дивергентных обстановок может быть объяснено, по-видимому, концепцией “мантийных окон”. В данном случае в структуре формирующейся позднедевонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраины на Северном Урале произошло поступление (по-видимому, на наиболее раннем этапе раскрытия “мантийного окна”) сильнодеплетированных мантийных расплавов MORB-типа в разрывы субдуцируемой плиты, вызванные эклогитизацией и погружением последней. Присутствие зна-

чительной “субдукционной компоненты” в составе таких постаккреционных мантийных расплавах отмечается для многих аккреционно-коллизийных орогенных поясов, образовавшихся после замыкания зон субдукции (см., например, (Лебедев и др., 2018)). Ранее магматические породы такого “аномального”, сильнодеплементированного (особенно по Nb и Ta), состава были выявлены в различных по возрасту (докембрийских и палеозойских) структурах “мантийных окон” на Урале (Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021, 2022).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как уже отмечалось выше, геохимические особенности пород ивдельского комплекса весьма своеобразны. Некоторые геохимические параметры сближают их с надсубдукционными (островодужными) образованиями, другие – с породами дивергентных обстановок. Известно, например, что на Южном Урале в позднем девоне – раннем карбоне были широко проявлены обстановки скольжения литосферных плит (Тевелев и др., 2005; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021), сопровождаемые магматизмом подобного типа. В связи с этим нами выполнено сравнение состава долеритов ивдельского комплекса с таковым базальтоидов надсубдукционных трансформных и конвергентных обстановок (рис. 10). Как и на других дискриминационных диаграммах (см. рис. 7, 8), результаты оказались неоднозначными.

По соотношению содержаний ряда таких петрогенных окислов, как TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO (см.

рис. 10а), большая часть точек составов ивдельского комплекса соответствует магматитам трансформных обстановок скольжения плит, а по содержаниям редких элементов (см. рис. 10б) – надсубдукционным вулканитам конвергентных окраин и области перекрытия их составов. Вынесение точек составов долеритов этого комплекса на диаграмму Sr–Y (рис. 11) показало преимущественное сходство последних с островодужными вулканитами при степени плавления мантии приблизительно до 30%.

Таким образом, низкие содержания Ta и Nb не позволяют предполагать участие “обогащенного” мантийного источника в формировании первичных долеритовых расплавов для ивдельского постаккреционного интрузивного комплекса. Это является, например, характерной особенностью вулканогенных и синхронных интрузивных магматических образований других проявлений обстановки “мантийных окон” в пределах докембрийских и палеозойских активных континентальных окраин (АКО) Урала, в том числе и позднедевонского (фаменского) “мантийного окна” в структуре постостроводужной Магнитогорской аккреционно-коллизийной структуры (саратюбинский плюм) Южного Урала (Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021, 2022).

Геохимические параметры пород ивдельского комплекса демонстрируют значения, характерные как для надсубдукционных (островодужных), так и для океанических образований близких N-MORB базальтам (см. рис. 7). Наиболее близки по соотношениям (Ta/Yb и Th/Yb) к N-MORB базальтам некоторые долериты в составе пород I фазы ивдель-

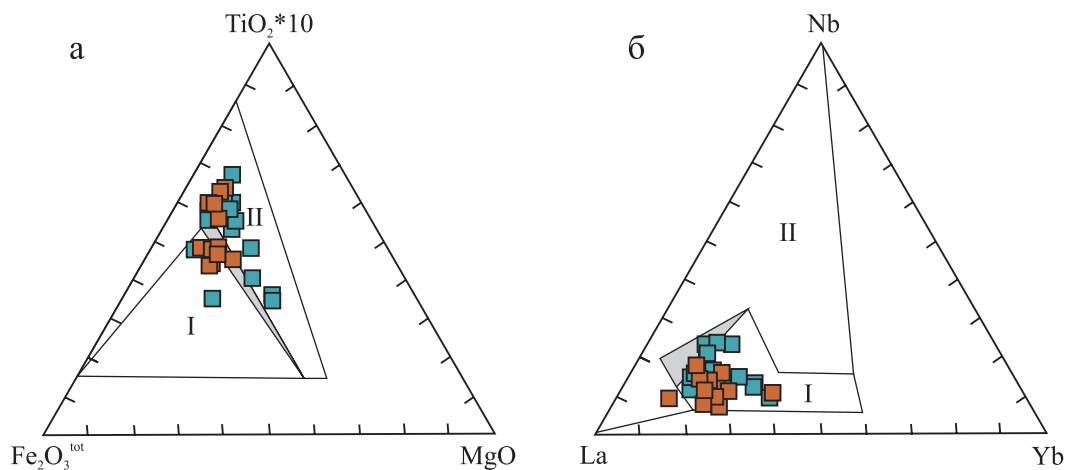


Рис. 10. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}\text{--TiO}_2\times 10\text{--MgO}$ (а) и La--Nb--Yb (б) для разделения магматических образований надсубдукционных конвергентных (I) и трансформных (II) обстановок, по (Гребенников, Ханчук, 2021).

Серым цветом показана область неопределенности. Условные обозначения – см. рис. 7.

Fig. 10. Diagrams of $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}\text{--TiO}_2\times 10\text{--MgO}$ (a) and La--Nb--Yb (b) for the separation of magmatic formations of suprasubduction convergent (I) and transform (II) environments by (Grebennikov, Khanchuk, 2021).

The area of uncertainty is shown in gray. Symbols – see Fig. 9.

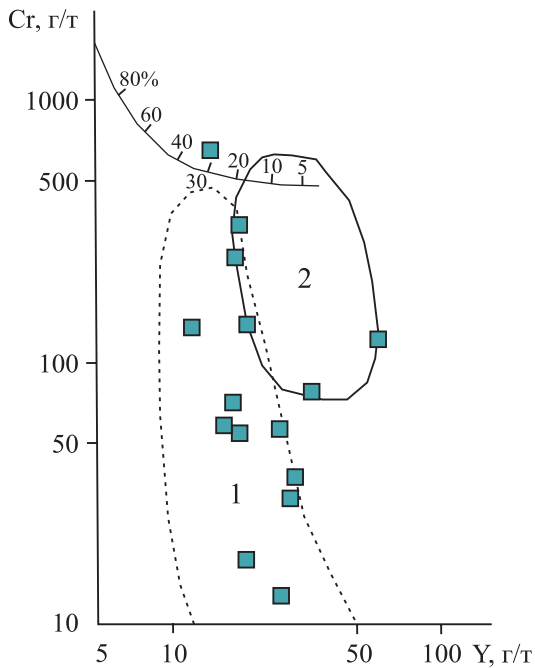


Рис. 11. Положение составов долеритов и габбро-долеритов ивдельского комплекса на диаграмме Sr–Y (Пирс и др., 1987).

1 – поле составов островодужных базальтов, 2 – поле составов базальтов срединно-океанических хребтов. Показана также шкала степени (%) частичного плавления мантийного вещества.

Fig. 11. The position of the compositions of dolerites and gabbro-dolerites of the Ivdel complex in the diagram Sr–Y (Pearce et al., 1987).

1 – the field of compositions of island-arc basalts, 2 – the field of compositions of basalts of mid-oceanic ridges. The scale of the degree (%) of partial melting of mantle matter is also shown.

ского комплекса (см. табл. 2). Остальные типы пород этого комплекса, образующие в целом непрерывно дифференцированную серию, сохраняют в качестве базовой (постоянной) величину отношения Ta/Yb 0.04–0.06 на фоне нарастания значений Th/Yb отношения, что коррелирует с ростом кремнекислотности пород от долеритов к кварцевым диоритам II фазы. При этом породы ранней фазы, в отличие от II фазы, обнаруживают на рис. 7г заметный тренд составов в сторону АКО, с большей ролью здесь коровой контаминации (С) и дифференциации мантийных магм (W). В то же время гранитоиды II фазы имеют самые высокие значения Th/Yb отношения (до 1 и более), что возможно связано с участием и другого источника (магматического, флюидного) или компонента (островодужный субстрат новообразованной коры) в процессах контаминации и преобразования наиболее кислых дифференцированных расплавов. Для последних характерно наиболее значительное обогащение

пород элементами с большими ионными радиусами (Sr Rb K Ba Th) при наличии резких негативных аномалий Ta и Nb, что сближает их с надсубдукционными образованиями, активно взаимодействующими с флюидами, образующимися при дегидратации океанической коры в зонах субдукции.

В качестве предварительного варианта объяснения таких (аномальных по источникам) особенностей состава пород ивдельского комплекса предполагается формирование последнего из расплавов, сформировавшихся в метасоматически переработанной сильнодеплетированной океанической мантии и (или) надсубдукционного клина, сразу же после завершения процесса субдукции и отрыва субдуцированной океанической пластины. По видимому, мантийное вещество, поднявшееся в образовавшееся “субдукционное окно”, было наиболее деплетировано Nb, Ta, но содержало достаточно много титана и железа, что и отразилось на своеобразии составов магматических образований ивдельского комплекса.

Характерной особенностью ивдельского комплекса является присутствие клинопироксена, ильменита и высокотитанистого магнетита даже в породах с наиболее высоким содержанием кремнезема (в кварцевых диоритах и гранодиоритах), что свидетельствует о “сухости” и незначительной степени окисленности расплавов этого комплекса и сближает последний с гранитоидами “ильменитовой” серии. Гранитоиды “ильменитовой” и “магнетитовой” серий впервые были выделены С. Ишихарой (Ishihara, 1977) на Японских островах. Замечено, что первые распространены в прибрежных районах, вторые – на удалении от них. Исследование подобных пород в Приморье (Валуи и др., 2005; Мишин и др., 2020; и др.) показало, что формирование гранитоидов магнетитовой серии происходило в окислительных, а ильменитовой – в восстановительных условиях и в пределах более мощной земной коры. С гранитоидами ильменитовой серии здесь связаны олововольфрамовые месторождения, магнетитовой – золоторудные и полиметаллические.

Применительно к оценке металлогенической специализации ивдельского комплекса предварительно можно отметить следующее. В наиболее крупных габбро-долеритовых интрузиях на глубине может присутствовать промышленная магнетит-ильменитовая минерализация. Об этом свидетельствуют повышенные содержания FeO + Fe₂O₃ (до 21% и более) и TiO₂ (до 2.5% и более) в некоторых образцах габбро-долеритов первой фазы (табл. 3). Для определения потенциальной рудоносности гранитоидов (монцодиоритов, диоритов, гранодиоритов) необходимо выполнить исследование состава и зональности породообразующих и акцессорных минералов (в том числе содержание в них гадолинов, селены и других летучих веществ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. (2010) Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
- Бочкарев В.В. (1990) Магматические формации северной части Приполярного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 67 с.
- Бочкарев В.В., Карстен Л.А. (1989) Современная палеотектоническая позиция раннегеосинклинальных комплексов севера Урала. *Геотектоника*, (2), 12-21.
- Валуй Г.А., Моисеенко В.Г., Стрижикова А.А., Москаленко Е.Ю. (2005) Генетические аспекты формирования магнетитовых и ильменитовых гранитоидов (на примере Сихотэ-Алиня). *Докл. РАН*, **405**(4), 507-510.
- Волков С.Н. (1960) Средний палеозой средней окраины Нижнетагильского синклиория. *Тр. геол. музея АН СССР*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, вып. IV, 93.
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. (2021) Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы. *Тихоокеан. геология*, **40**(1), 3-24.
- Ерошевская Р.Н. (1977) Девонские образования восточного склона Северного и Приполярного Урала и их бокситоносность. Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. Л., 26 с.
- Жданов А.В. (2009) Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 380 с.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2003) Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири. *Докл. РАН*, **393**(5), 647-651.
- Каретин Ю.С. (2000) Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 277 с.
- Кудрин К.Ю., Иванов К.С., Шокальский С.П., Наставко Е.В. (2015) Результаты U-Pb SHRIMP-II и Ar-Ar датирования магматических образований между речья Сертынья-Щекурья (Приполярный Урал). *Изв. Томск. политехн. ун-та*, **326**(8), 6-16.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И. (2018) Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины и ее обрамления (восточная Турция): пример постколлизивной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу. *Петрология*, **26**(5), 486-510.
- Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. (2020) Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональность магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. *Тихоокеан. геология*, **39**(3), 51-67.
- Наркисова В.В. (2005) Петрохимия позднеордовикских-раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Дисс. ...канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 167 с.
- Нефедов В.А. (1979) Геологическое строение и вулканогенные формации Северососьвинского района: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: УФАН СССР, 27 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. (2021a) Проявление позднедевонского постагрегационного магматизма на восточном склоне Северного Урала: новые данные о возрасте и геохимии. *Докл. РАН*, **500**(1), 38-46.
- Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В. (2021b) Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале. *Стратиграф. Геол. корреляция*, **29**(3), 3-28.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. (1987) Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. *Геология окраинных бассейнов*. М.: Мир, 134-165.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева Д.А. (2018) Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала. *Геотектоника*, (5), 39-74.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М. Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н. (2005) Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. М.: Наука, 213-247. (Тр. Геол. ин-та. Вып. 561).
- Федоров Ю.Н. (2004) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 32 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Душин В.А., Коровко А.В., Шагалов Е.С. (2022) Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхембовского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия. *Петрология*, **30**(4), 404-431.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородина Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизивного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(2), 225-245.
- Шатров В.П. (1982) Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 47 с.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J.

- (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22-56.
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, (27), 293-305.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27(3), 745-750.
- Ludwig K.R. (2008) Isoplot/EX ver.3.6. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., (4), 77 p.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, 321-343.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25(4), 956-983.
- Shervais J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Wendt I., Carl C. (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, 86(4), 275-285. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90010-t](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-t)
- Wetherill G.W. (1956) An Interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand Age Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9, 290-292.
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of the main intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmatic formations of modern geodynamic environments. Moscow, Publishing House of Moscow State University, 320 p. (In Russ.)
- Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. (2021) Geodynamics and magmatism of transform margins of the Pacific type: basic theoretical aspects and discriminant diagrams. *Tikhookean. Geol.*, 40(1), 3-24. (In Russ.)
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, (27), 293-305.
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormil'tsev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2003) Structure and nature of the junction region of the Urals and Western Siberia. *Dokl. RAN*, 393(5), 647-651. (In Russ.)
- Karetin Yu.S. (2000) Geology and volcanic formations of the area of the Ural super-deep well SG-4. Ekaterinburg, UB RAS, 277 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Dushin V.A., Korovko A.V., Shagalov E.S. (2022) Riphean–vendian–Cambrian magmatism of the Mankhambo Block (Subpolar Urals): geochemical typification, correction of geodynamic concepts, and the role of plume–lithosphere interaction. *Petrology*, 30, 392-417 (translated from *Petrologiya*, 30(4), 404-431) <https://doi.org/10.1134/s0869591122040038>
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of the geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodynamics & Tectonophysics*, 12(2), 225-245. (In Russ.)
- Kudrin K.Yu., Ivanov K.S., Shokal'skii S.P., Nastavko E.V. (2015) Results of U-Pb SHRIMP-II and Ar-Ar dating of magmatic formations of the Sertynya-Shchekurya interfluvium (Circumpolar Urals). *Izvestiya Tomskogo Politekh. Un-ta*, 326(8), 6-16. (In Russ.)
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27(3), 745-750.
- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Yakushev A.I. (2018) Neogene-Quaternary magmatism of the Chaldyran plain and its framing (eastern Turkey): an example of post-collision evolution from suprasubduction to intraplate type. *Petrologiya*, 26(5), 486-510. (In Russ.)
- Ludwig K.R. (2008) Isoplot/EX ver.3.6. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., (4), 77 p.
- Mishin L.F., Konovalova E.A., Taltykin Yu.V., Krutikova V.O., Dobkin S.N., Yurchenko Yu.Yu., Shtareva A.V. (2020) Oxidative conditions and associated geochemical and metallogenic zonality of magmatic formations of the Sikhote-Alin orogenic belt. *Tikhookean. Geol.*, 39(3), 51-67. (In Russ.)
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, 321-343.
- Narkisova V.V. (2005) Petrochemistry of Late Ordovician–Early Devonian basalts of the southern part of the Tagil zone of the Middle Urals (according to the data of the Ural ultra-deep well and near-well space). Diss. ... cand. geol.-min. sci. Moscow, MGU, 167 p. (In Russ.)
- Nefedov V.A. (1979) Geological structure and volcanogenic

REFERENCES

- formations of the Severososvinsky district. Abstr. diss. ... cand. geol.-min. sci. Sverdlovsk, 27 p. (In Russ.)
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discriminate diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4), 956-983.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. (1987) Composition features and tectonic significance of ophiolites above the subduction zone. *Geology of marginal basins*. Moscow, Mir Publ., 134-165. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V. (2021a) Manifestation of Late Devonian postaccretionary magmatism on the eastern slope of the Northern Urals: new data on age and geochemistry. *Dokl. RAN*, **500**(1), 38-46. (In Russ.)
- Petrov G.A., Tristan N.I., Borozdina G.N., Maslov A.V. (2021b) Stratigraphy and conditions of formation of Devonian strata of the Tagil megazone in the Northern Urals. *Stratigr. Geol. Korrell.*, **29**(3), 3-28. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Shervais J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.
- Sobolev I.D., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Varlamov D.A., Khourigan J.K., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Soboleva D.A. (2018) Devonian island-arc magmatism of the Voykar zone of the Polar Urals. *Geotectonics*, (5), 39-74 (translated from *Geotektonika*, (5), 39-74).
- Shatrov V.P. (1982) Geology of the Middle Paleozoic formations of the north of the eastern slope of the Urals. Sverdlovsk, UNC of the USSR Academy of Sciences, 47 p. (In Russ.)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Tevelev A.V., Degtyarev K.E., Tikhomirov P.L., Kosheleva I.A., Kosarev A.M., Moseichuk V.M., Pravikova N.V., Surin T.N. (2005) Geodynamic conditions of formation of carboniferous volcanic complexes of the Southern Urals and Trans-Urals. *Essays on regional tectonics. V. 1: Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 213-247. (Tr. Geol. In-ta. Vyp. 561). (In Russ.)
- Valui G.A., Moiseenko V.G., Strizhikova A.A., Moskalenko E.Yu. (2005) Genetic aspects of the formation of magnetite and ilmenite granitoids (on the example of Sikhote-Alin). *Dokl. RAN*, **405**(4), 507-510. (In Russ.)
- Volkov S.N. (1960) Middle Paleozoic of the middle margin of the Nizhny Tagil synclinorium. *Tr. Geol. Muzeya AN SSSR*. Moscow; Leningrad, Publishing House of the USSR AS, Iss. IV, 93. (In Russ.)
- Wendt I., Carl C. (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, **86**(4), 275-285. [http://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90010-t](http://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-t)
- Wetherill G.W. (1956) An Interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand Age Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **9**, 290-292.
- Zhdanov A.V. (2009) Legend of the Ural series of of the State Geological Map-1000/3 (updated version). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 380 p. (In Russ.)