

Минералогия, флюидный режим и потенциальная рудоносность постаккреционного ивдельского габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового комплекса (Северный Урал)

В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Г. А. Петров

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

Поступила в редакцию 20.04.2023 г., принята к печати 26.07.2023 г.

Объект исследования. Гипабиссальные интрузивные тела габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового состава, распространенные среди девонских островодужных толщ Восточно-Тагильской структурно-формационной зоны на Северном Урале. Они датированы поздним девонем–ранним карбоном и отнесены к постаккреционному непрерывно-дифференцированному ивдельскому комплексу. **Материал и методы.** С использованием микроанализатора SX-100 изучен состав породообразующих и аксессуарных минералов этих интрузивных тел. Это позволило получить новые данные об условиях их формирования, особенностях флюидного режима и потенциальной рудоносности. Дополнительно уточнена геодинамическая обстановка этого периода, реставрирован состав, возможная позиция первичного мантийного источника и особенности его флюидного режима. **Результаты.** Установлено, что породы основного состава (долериты) в ивдельском комплексе отвечают производным деплетированной мантии с первичным источником, близким базальтам N-MORB. Обосновывается связь источника с отрывом слэба и “мантийным окном”, расположенным под фронтальной зоной бывшей Восточно-Тагильской островной дуги. Такая позиция очага плавления определяет первичную слабую водонасыщенность долеритовых магм и их окислительно-восстановительный режим. По минералогическим данным, это затем наследуется при формировании всей серии пород ивдельского комплекса (с увеличением железистости клинопироксенов и амфиболов, содержания титана в титаномagnetите и др.). Дальнейшая эволюция магм (от долеритов к монцонитам, кварцевым диоритам и гранодиоритам) происходила при их движении вверх к поверхности Земли и отражала усиливающуюся контаминацию дифференцированных расплавов надсубдукционным островодужным веществом. Другой важной петрологической особенностью этого комплекса является его формирование при участии богатого хлором магматогенного флюида. В зависимости от состава внедряющихся расплавов, содержащий в них воды, хлора и активности кислорода формируется ряд автономных дегазирующих флюидно-магматических систем, для которых характерны заметные особенности в процессах постмагматического аутометасоматоза – с участием железисто-хлоридного флюида. Общая принадлежность по режиму летучих (галогенов, воды и кислорода) таких автономных флюидно-магматических систем к титаномagnetитовой феррофации (по Г.Б. Ферштатеру) определяет и их общую металлогеническую специализацию, и потенциальную рудоносность. Вынос летучих из таких флюидно-магматических систем мог сопровождаться экстракцией и переносом из кристаллизующихся расплавов в экзо-контакты интрузивных тел хлорофильных рудных элементов. Это при наличии благоприятных для флюидов зон миграции (разломы, зоны дробления и т. д.) и геохимических барьеров (особенно при наличии благоприятных вмещающих сульфидоносных островодужных толщ) вполне могло способствовать формированию гидротермально-метасоматической рудной минерализации (Cu, Zn, Au, Mo и др.). Такие рудоносные зоны при эрозии могли быть коренным источником золота для известных россыпей этого района. Крупные тела габбро-долеритов ивдельского комплекса могут быть перспективными на высокотитанистое магнетит-ильменитовое оруденение.

Ключевые слова: габбро-долерит-монцонит-гранодиоритовый комплекс, Северный Урал, Тагильская мегазона, верхний девон, геохимия, минералогия, флюидный режим, феррофации, рудоносность, источники магм, геодинамика

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, темы № 123011800009-9 (FUMZ-2023-0007) и № 123011800013-6, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Для цитирования: Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Петров Г.А. (2024) Минералогия, флюидный режим и потенциальная рудоносность постаккреционного ивдельского габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового комплекса (Северный Урал). *Литосфера*, 24(1), 5–28. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-5-28>

For citation: Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Petrov G.A. (2024) Mineralogy, fluid regime and potential ore content of the post-accretion Ivdel gabbrodolerite-monzonite-granodiorite complex (Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 5–28. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-5-28>

Mineralogy, fluid regime and potential ore content of the post-accretion Ivdel gabbrodolerite-monzonite-granodiorite complex (Northern Urals)

Vladimir V. Kholodnov, Eugeni S. Shagalov, Georg A. Petrov

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

Received 20.04.2023, accepted 26.07.2023

Research subject. Hypabyssal intrusive bodies of a gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite composition, common among the Devonian island-arc sequences of the East Tagil structural-formational zone in the Northern Urals. These bodies are dated as the Late Devonian-Early Carboniferous and attributed to the post-accretionary continuously differentiated Ivdel complex. **Material and methods.** The composition of rock-forming and accessory minerals of these intrusive bodies was studied using an SX-100 microanalyzer. This made it possible to obtain new data on the conditions of their formation, features of the fluid regime, and potential ore content. In addition, the geodynamic setting of this period was clarified, along with the composition, possible position of the primary mantle source, and the features of its fluid regime. **Results.** It was established that the mafic rocks (dolerites) in the Ivdel complex correspond to derivatives of the depleted mantle, with a primary source close to N-MORB basalts. The connection between the source and the separation of the slab and the “mantle window” located under the frontal zone of the former East Tagil island arc was substantiated. Such a position of the melting chamber determines the primary weak water saturation of dolerite magmas and their redox regime. According to mineralogical data, this feature is further manifested in the formation of the entire series of rocks of the Ivdel complex (with an increase in the iron index of clinopyroxenes and amphiboles, an increase in titanium contents in titanomagnetite, and other data). Further evolution of magmas (from dolerites to monzonites, quartz diorites, and granodiorites) occurred as they moved upward to the Earth’s surface and reflected the increasing contamination of differentiated melts by suprasubduction island-arc matter. Another important petrological feature of this complex is its formation with the participation of a chlorine-rich magmatogenic fluid. Depending on the composition of intruding melts, their contents of water, chlorine and oxygen activity, a number of autonomous degassing fluid-magmatic systems are formed. These systems are characterized by noticeable features in the processes of post-magmatic autometasomatism, with the participation of an iron-chloride fluid. According to the regime of volatiles (halogens, water, and oxygen), the common affiliation of such autonomous fluid-magmatic systems to titanomagnetite ferrofacies (according to G.B. Fershtater), determines both their general metallogenic specialization and potential ore content. The removal of volatiles from such fluid-magmatic systems could be accompanied by extraction and transfer of chlorophyll ore elements from crystallizing melts to exocontacts of intrusive bodies. This, in the presence of migration zones favorable for fluids (faults, crushing zones, etc.) and geochemical barriers (especially in the presence of favorable enclosing sulfide-bearing island-arc strata), could have contributed to the formation of hydrothermal-metasomatic ore mineralization (Cu, Zn, Au, Mo and etc.). Such ore-bearing zones during erosion could be the primary source of gold for the known placers of this region. Large bodies of gabbrodolerites of the Ivdel complex may be promising for high-Ti magnetite-ilmenite mineralization.

Keywords: gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex, Northern Urals, Tagil megazone, Upper Devonian, geochemistry, mineralogy, fluid regime, ferrofacies, ore content, magma sources, geodynamics

Funding information

The research was carried out within the framework of the State tasks of the IGG of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, topic No. 123011800009-9 (FUMZ-2023-0007) and No. 123011800013-6, 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

Ивдельский комплекс выделен при геологическом картировании в районе г. Ивдель, на восточном склоне Северного Урала. Первоначально в него включались габбро-долериты, долериты и базальты, слагающие силлы, дайки и штоки в девонских толщах. Позднее в петротипической местности (Ивдельский район Свердловской об-

ласти) обнаружены единичные дайки диоритов и гранодиоритов и получено изотопно-геохронологическое обоснование позднедевонского возраста габбро-долеритов (Петров и др., 2021а, б). При продолжении исследований в северной части Тагильской мегазоны на территории ХМАО-Югра (рис. 1) выяснено, что в составе комплекса присутствует большое количество пород среднего и умеренно кислого состава, объемы которых впол-

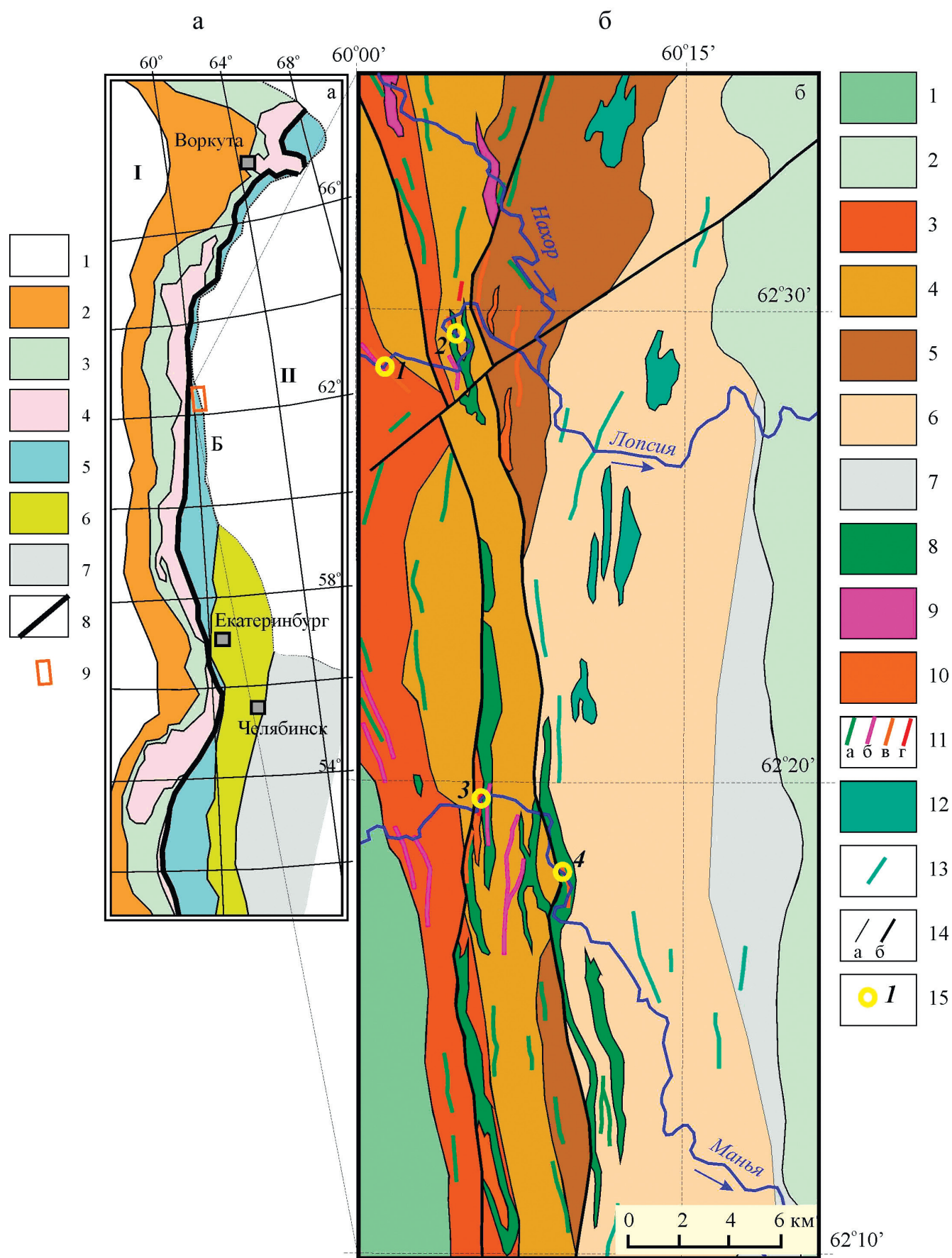


Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала, по (Пучков, 2010) с изменениями (а) и схематическая геологическая карта исследуемого района, составленная по материалам геолого-съёмочных работ УГСЭ (б).

а. 1 – осадочный чехол Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II) платформ; 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-Щучинская 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, именновская и туринская свиты); 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы; 3–13 – Нахорская подзона Восточно-Тагильской СФЗ: 3 – карбонатно-терригенная лопсийская толща D_{1-2} , 4 – карбонатно-кремнисто-терригенная арбыньинская толща D_2 , 5 – кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенная нахорская толща D_3 , 6 – карбонатно-терригенно-вулканогенная иоутыньинская толща D_3 , 7 – нижнекаменноугольные терригенные, карбонатные и вулканогенные образования (косыньская и медногорская свиты, апсинская и песчанико-известняковая толщи), 8–11 – ивдельский комплекс габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый D_3 : 8 – габбро-долериты и долериты, 9 – диориты, 10 – монцодиориты и монзониты, 11 – дайки и силлы (а – долеритов, б – диоритов, в – монцодиоритов и монзонитов, г – гранодиоритов); 12, 13 – усть-маньинский комплекс габбро-долеритовый C_1 : 12 – габбро-долериты оливиновые, 13 – дайки и силлы оливиновых долеритов; 14 – стратиграфические и интрузивные геологические границы (а) и разрывные нарушения (б); 15 – точки отбора образцов по р. Лопсия (1 – 2671-1 монцодолерит порфировидный кварцевый, 2 – 2680-1 монцодолерит порфировидный; по р. Манья; 3 – 5048-1 кварцевый диорит и 5048-11 монзонит, 4 – 5040 долерит).

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

а. 1 – sedimentary cover of East European (I) and West Siberian (II) platforms; 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, Imennovskaya and Turinskaya formations); 2 – Mesozoic-Cenozoic cover of the West Siberian Epipaleozoic platform; 3–13 – Nakhor subzone of the East Tagil zone: 3 – carbonate-terrigenous Lopsiinskaya strata D_{1-2} , 4 – carbonate-siliceous-terrigenous Arbyn'inskaya strata D_2 , 5 – siliceous-carbonate-terrigenous-volcanogenic Nakhorskaya strata D_3 , 6 – carbonate-terrigenous-volcanogenic Ioutin'inskaya strata D_3 , 7 – lower carboniferous terrigenous, carbonate and volcanogenic formations (Kosyinskaya and Mednogorskaya formations, Apsinskaya and Sandstone-limestone strata), 8–11 – Ivdel complex gabbrodolerite-monzonite-granodiorite D_3 : 8 – gabbro-dolerites and dolerites, 9 – diorites, 10 – monzodiorites and monzonites, 11 – dikes and sills (a – dolerites, б – diorites, в – monzodiorites and monzonites, г – granodiorites); 12, 13 – Ust-Maninsky gabbro-dolerite complex C_1 : 12 – olivine gabbro-dolerites, 13 – olivine dolerite dikes and sills; 14 – stratigraphic and intrusive geological boundaries (a) and faults (б); 15 – sampling points: 1 – 2671-1 porphyritic quartz monzodolerite (Lopsia River), 2 – 2680-1 porphyritic monzodolerite (Lopsia River), 3 – 5048-1 quartz diorite and 5048-11 monzonite (Manya River), 4 – 5040 dolerite (Manya River).

не сопоставимы с количеством габбро-долеритов и долеритов.

В составе ивдельского комплекса выделяют 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 порфировидных, монцодиоритов и монзонитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Эти гипабиссальные интрузии широко распространены среди девонских и верхнесилурийских вулканогенных и осадочных (островодужных) 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, пред-

ставлены развитием роговиков с минерализацией мусковита, биотита, иногда амфибола и вкрапленностью сульфидных минералов (пирита).

Геохимические особенности пород ивдельского комплекса сближают их как с островодужными вулканами, так и с магматическими образованиями дивергентных обстановок (Петров и др., 2021а, б). Тем самым это демонстрирует отчетливо выраженную двойственность (аномальность) его составов. С одной стороны, это сравнительно высокотитанистые породы, по содержанию ряда элементов (Ti, Cr, Ni, V и др.) и их отношений близкие к океаническим базальтам и гранитоидам, а с другой стороны, им присуще обогащение элементами с большими ионными радиусами и негативными аномалиями Ta и Nb, что характерно для надсубдукционных образований. Сочетание в породах ивдельского комплекса геохимических признаков магматических образований как конвергентных, так и дивергентных обстановок может быть объяснено, по-видимому, концепцией “мантийных окон”.

Поскольку данный комплекс изучен еще относительно недостаточно, условия его формирования и металлогеническая специализация до настоящего времени остаются не совсем ясными. В связи с этим группой авторов был запланирован цикл из двух статей. Первая из них – (Петров и др., 2023). В ней содержится петрографическая характеристика всех основных типов пород ивдельского комплекса. Вторая – настоящая статья. В ней приведены дополнительные данные об особенностях его состава и условиях формирования. Более детальное изучение состава как породообразующих, так и акцессорных минералов позволило установить некоторые особенности флюидного режима (галогены, водонасыщенность, режим кислорода) на магматическом и постмагматическом этапах формирования отдельных интрузий этого комплекса и на этом основании сделать ряд заключений о возможной их металлогенической специализации и потенциальной рудоносности.

В текст настоящей статьи включен также небольшой по объему раздел “Новые дополнительные геохимические данные по интерпретации геодинамической обстановки, предполагаемому составу и флюидному режиму мантийного источника”. Его включение в структуру данной статьи по минералогии, как будет показано далее, имеет (для ивдельского комплекса) непосредственное отношение к определению не только природы первичного для него магматического источника, но и оценки (с использованием литературных данных) особенностей флюидного режима, формирующегося мантийного долеритового расплава. Состав флюидной фазы, водонасыщенность первичного расплава, его хлороносность, характер окислительно-восстановительного режима – все эти факторы, как будет показано в статье, оказывают в дальнейшем решающее влияние на процессы петрогенезиса и потенциальную рудоносность кристаллизующихся интрузий (дайки, силы, штоки) разного состава.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗУЧЕННЫХ ТИПОВЫХ ПОРОД

Определение содержаний петрогенных окислов производилось рентгеноспектральным флуоресцентным методом в ЦЛ ВСЕГЕИ на установке ARL 9800 по стандартным методикам. Содержание редкоземельных и других петрологических информативных элементов устанавливалось методом ICP-MS в ЦЛ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x, также с применением стандартных методик.

Изучение состава породообразующих (клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, хлорит) и акцессорных (апатит, титаномагнетит, ильменит) минералов проведено с использованием оборудования

ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН – электронно-зондового рентгенофлуоресцентного микроанализатора SX-100 с пятью волно-дисперсионными спектрометрами.

В табл. 1 приведен химический состав исследованных типовых пород разного состава из обнажений ивдельского комплекса вдоль рек Манья и Лопсия (см. рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Новые дополнительные геохимические данные по интерпретации геодинамической обстановки, предполагаемому составу и флюидному режиму первичного мантийного источника.

В более ранних опубликованных работах показано (Петров, 2022; и др.), что на дискриминационной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки состава пород ивдельского комплекса находятся в поле вулканитов островных дуг. При этом долериты ранней фазы, как видно на рис. 2а, формируют свой вертикальный тренд эволюции с ростом Th/Yb-отношения от 0.1 до 1.0 при относительно выдержанном значении отношения Ta/Yb – 0.05 (аналогично базальтам N-MORB). В составе долеритов с ростом Th/Yb увеличиваются содержания титана и железа при спаде содержания MgO. Породы поздней фазы (монзониты–кварцевые диориты–гранодиориты) на рис. 2а образуют широкий ареал в координатах Th/Yb–Ta/Yb. Разброс значений здесь варьируется: Th/Yb – 0.2–2.0, Ta/Yb – 0.02–0.1. Он практически полностью перекрывает диапазон этих параметров, характерных для вмещающих девонских D₁₋₃ свит Восточно-Тагильской островодужной зоны (ВТОЗ): перевозской (D₁), краснотурьинской (D₁) и частично лимкинской (D₂₋₃). Наличие такого перекрытия, возможно, отражает нарастающую контаминацию пород ивдельского комплекса (от долеритов к диоритам и гранодиоритам) островодужным веществом. При этом в связи с широким распространением интрузивных тел ивдельского комплекса по территории бывшей девонской островодужной системы одни из них контаминированы веществом с меньшим содержанием Nb, таким, например, как в перевозской свите, другие – с более высоким (краснотурьинская и лимкинская свиты). В то же время распределение РЗЭ во всех типах пород этого комплекса сохраняет первичную близость к N-MORB типу (Петров, 2022). В качестве возможных аналогий можно заметить, что присутствие “субдукционной компоненты” в составе постаккреционных магм отмечается для многих аккреционно-коллизийных орогенных поясов, формирующихся после замыкания зон субдукции (Лебедев и др., 2018; и др.).

На связь источника долеритов ивдельского комплекса с сильнодеплетированной мантией указывают и данные дискриминационной диаграммы

Таблица 1. Анализы петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в изученных (минералогия) типовых породах ивдельского комплекса**Table 1.** Analyses of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in the researched samples of rocks of the Ivdel complex

Элемент	1	2	3	4	5
	5040	2680-1	5048-11	2671-1	5048-1
SiO ₂	47.00	50.40	54.00	54.10	63.80
TiO ₂	0.77	2.20	1.06	1.08	1.46
Al ₂ O ₃	19.10	14.60	18.10	15.80	12.90
Fe ₂ O ₃	2.60	4.25	3.38	4.71	3.24
FeO	4.26	7.88	4.87	5.62	5.46
MnO	0.12	0.26	0.15	0.19	0.13
MgO	7.07	5.70	3.23	3.84	1.42
CaO	12.70	5.51	6.15	6.11	2.46
Na ₂ O	2.57	5.11	4.83	3.77	4.11
K ₂ O	0.21	0.21	1.84	1.99	2.88
P ₂ O ₅	0.13	0.28	0.17	0.23	0.32
П.п.п.	2.91	2.69	1.76	1.96	1.09
Сумма	99.90	100.00	100.00	100.00	99.90
La	4.06	5.21	6.83	7.32	16.50
Ce	10.10	14.20	17.70	17.60	43.20
Pr	1.52	2.21	2.39	2.41	6.03
Nd	6.87	14.80	11.70	11.10	27.50
Sm	2.32	3.44	3.03	3.48	6.92
Eu	0.79	1.46	0.89	0.96	1.58
Gd	2.12	3.54	2.77	3.33	7.10
Tb	0.34	0.70	0.54	0.63	1.16
Dy	2.11	4.04	3.04	3.35	7.12
Ho	0.42	0.74	0.59	0.74	1.43
Er	1.27	2.47	2.10	2.26	4.54
Tm	0.22	0.37	0.32	0.35	0.68
Yb	1.11	2.13	1.87	2.33	3.92
Lu	0.17	0.34	0.28	0.37	0.69
V	188.00	360.00	304.00	331.00	92.40
Cr	666.00	13.50	108.00	63.80	214.00
Ni	65.40	12.30	23.90	21.50	6.42
Rb	2.73	3.51	37.20	37.60	57.40
Sr	463.00	109.00	455.00	484.00	234.00
Y	16.10	26.90	20.30	22.60	61.30
Zr	64.60	74.60	81.10	65.20	289.00
Nb	1.07	1.44	0.94	1.01	3.62
Ba	62.70	36.30	267.00	286.00	606.00
Hf	1.57	2.28	2.45	2.08	8.49
Ta	0.05	0.05	0.05	0.05	0.19
Pb	0.50	0.50	3.75	3.54	4.44
Th	0.36	0.67	1.29	1.90	4.73
U	0.17	0.27	0.60	0.95	2.10

Примечание. 5040 – долерит клинопироксеновый порфировидный; 2680-1 – монцодолерит клинопироксен-амфиболовый порфировидный хлоритизированный; 5048-11 – монзонит крупнозернистый клинопироксен- амфиболовый хлоритизированный; 2671-1 – кварцевый монцодиорит амфибол-клинопироксеновый порфировидный, хлоритизированный; 5048-1 – кварцевый диорит амфиболовый хлоритизированный. Геохимические особенности пород ивдельского комплекса подробно описаны в публикации (Петров, 2022) и первой статье из нашего цикла (Петров и др., 2023).

Note. 5040 – porphyritic clinopyroxene dolerite; 2680-1 – clinopyroxene-amphibole porphyritic monzodolerite, chloritized; 5048-11 – coarse-grained clinopyroxene-amphibole monzonite, chloritized; 2671-1 – quartz amphibole-clinopyroxene porphyritic monzodiorite, chloritized; 5048-1 – amphibole quartz diorite, chloritized. The geochemical features of the rocks of the Ivdel complex are described in detail in the publication (Petrov, 2022) and in the first article in our series (Petrov et al., 2023).

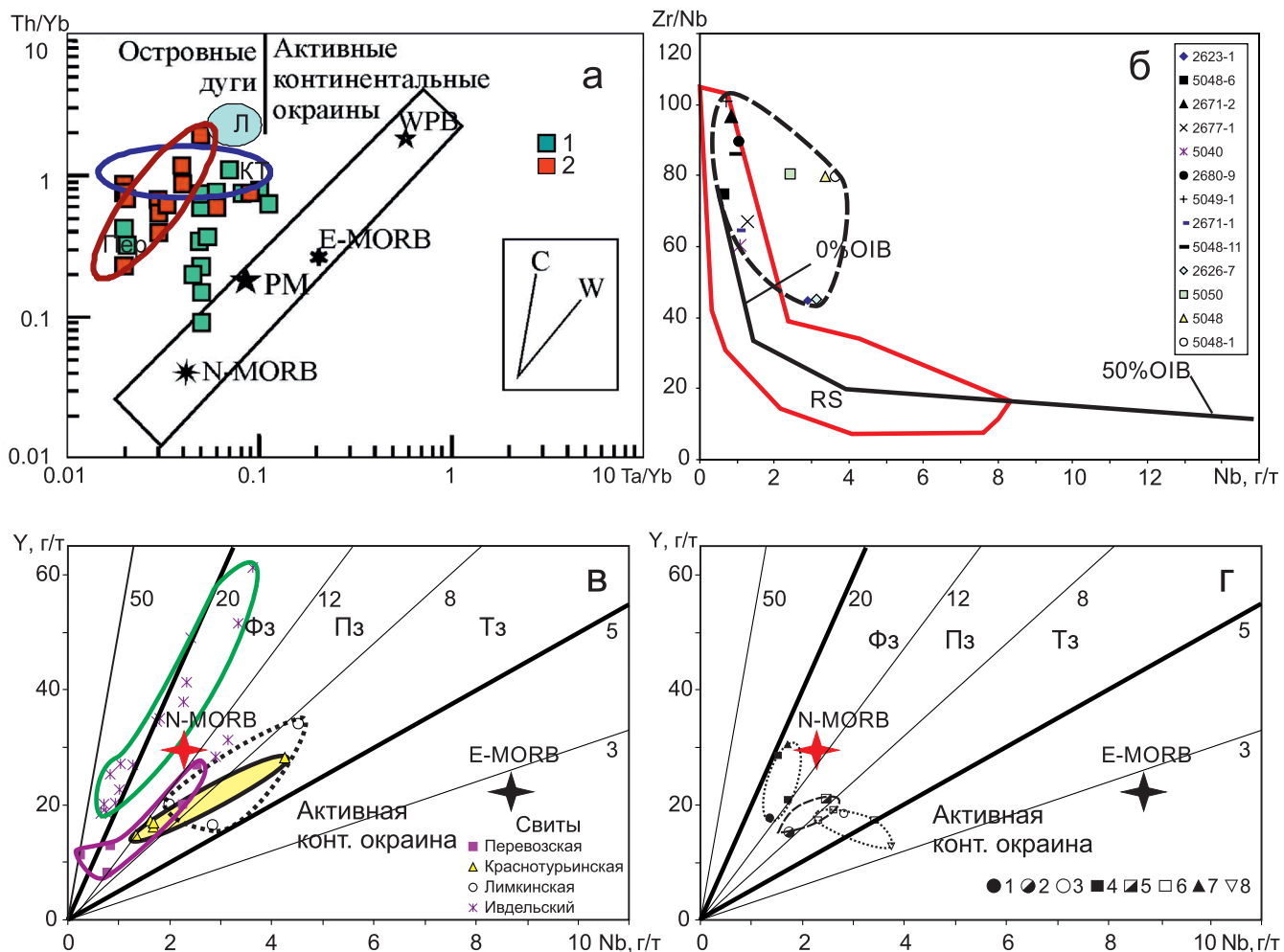


Рис. 2. Дискриминантные диаграммы геохимической и геодинамической типизации пород ивдельского комплекса.

а. Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb (Pearce, 1983) для пород первой (1) и второй (2) фаз ивдельского комплекса с полями вмещающих островодужных свит D_{1-3} Восточно-Тагильской зоны. Свиты: Пер – Перевозская (D_1), красный овал; КТ – Краснотурьинская (D_1), синий овал; Л – Лимкинская (D_{2-3}). 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).

б. Диаграмма Zr/Nb–Nb (Симонов и др., 2010) для пород ивдельского комплекса (поле, ограниченное пунктиром) с аналитическими данными из работ (Петров и др., 2021а, б; Петров, 2022). Красным цветом выделено поле (RS) рифтогенных базальтов (N-MORB) Красного моря. Стрелка характеризует долю плюмовых расплавов типа OIB (от 50 до 0%).

в. Геохимическая и геодинамическая типизация (Y/Nb-индекс) интрузивных (ивдельский комплекс – зеленое поле) и вулканогенных островодужных пород D_{1-3} Восточно-Тагильской зоны (в составе перевозской, краснотурьинской и лимкинской свит).

г. Диаграмма (Y/Nb-индексы), характеризующая поперечную геохимическую зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги (Антонов, 2006). Значения Y/Nb-индекса составляют здесь для фронтальной зоны (ФЗ) – 20–12, переходной (ПЗ) – 12–8, тыловодужной (ТЗ) – 8–5. Средние составы пород: 1–3 – базальты ФЗ, ПЗ, ТЗ; 4–6 – андезибазальты и андезиты тех же зон, 7 и 8 – кислые вулканиты ФЗ и ТЗ. За граничное значение Y/Nb между островными дугами и активными континентальными окраинами принята величина 5.0. Обоснование – см. (Холоднов и др., 2021).

Fig. 2. Discriminant diagrams of geochemical and geodynamic typification of the rocks of the Ivdel complex, according to (Petrov, 2022; Petrov et al., 2021b, 2023).

а. Diagram Ta/Yb–Th/Yb (Pearce, 1983) for rocks of the first (1) and the second (2) phases of the Ivdel complex, with fields of host island-arc formations D_{1-3} of the East Tagil zone. Formations: Per – Perevozskaya (D_1), red oval; KT – Krasnoturinskaya (D_1), blue oval; L – Limkinskaya (D_{2-3}). Average rock compositions of reference settings: N-MORB and E-MORB – after (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) – after (Taylor, McLennan, 1985), and WPB (within-plate basalts) – after (Barberi et al., 1975). Compositional trends of magmatic series due to crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W), after (Frolova, Burikova, 1997).

- б. Zr/Nb–Nb diagram (Simonov et al., 2010) for the rocks of the Ivdel complex (the field is bounded by a dotted line), with analytical data from the works (Petrov et al., 2021a, b; Petrov, 2022). The field (RS) of riftogenic basalts (N-MORB) of the Red Sea is highlighted in red. The arrow characterizes the proportion of plume melts of the OIB type (from 50 to 0%).
- в. Geochemical and geodynamic typification (Y/Nb-index) of intrusive (Ivdelsky complex – green field) and volcanogenic island-arc rocks D_{1-3} of the East Tagil zone (as part of the Perevozskaya, Krasnoturya, and Limkinskaya formations).
- г. Diagram (Y/Nb-indices) characterizing the transverse geochemical zoning of the Quaternary volcanism of the Kuril Island Arc (Antonov, 2006). The values of the Y/Nb-index are here: for the frontal zone (FZ) – 20–12, the transition zone (PT) – 12–8, for the back-arc zone (TZ) – 8–5. Average compositions of rocks: 1–3 – basalts FZ, PZ, TZ; 4–6 – basaltic andesites and andesites of the same zones; 7 and 8 – felsic volcanics FZ and TZ. The limit value of Y/Nb for the index between island arcs and similar continental margins is 5.0 (Kholodnov et al., 2021).

Zr/Nb–Nb (Симонов и др., 2010). Преобладающая часть пород ивдельского комплекса на рис. 2б, по данным (Петров и др., 2021а, б; Петров, 2022), находится в поле (красного цвета) рифтогенных базальтов типа N-MORB Красного моря. Эти базальты, как известно, образуются в процессе рифтогенеза и раскола древней континентальной коры Африканского континента с формированием в центральной части Красного моря рифтогенного бассейна с корой океанического типа. Стрелка на этом рисунке характеризует долю плюмовых расплавов типа OIB. Доля OIB этими геохимическими данными для ивдельского комплекса не фиксируется.

Геохимическая и геодинамическая типизация (Y/Nb-индекс) пород постагрегационного ивдельского комплекса и предшествующих островодужных пород Восточно-Тагильской зоны. Величина Y/Nb-индекса для пород ивдельского комплекса (см. рис. 2в) варьируется в диапазоне от 30 до 15, в среднем составляя 20. Все породы этого комплекса образуют единый тренд от долеритов через монциты к гранодиоритам, отвечающий дифференцированным сериям (Холоднов и др., 2021). В долеритах Y/Nb-индекс имеет максимальное значение 20–30. Это может означать, что мантийный источник для долеритов мог быть более деплетированным, чем источник для базальтов N-MORB типа (Y/Nb = 12) (Sun, McDonough, 1989). В более кремнекислых породах (монцитах, кварцевых диоритах и гранодиоритах) он снижается до 20–15.

Позиция пород постагрегационного ивдельского комплекса на этом рис. 2 заметно отличается от пород предшествующего островодужного цикла (перевозская, краснотурьинская и лимкинская свиты в составе ВТОЗ). Геохимическая типизация (Y/Nb-индекс) последних параллелизуется (см. рис. 2г) с поперечной геохимической зональностью вулканизма современной Курильской островной дуги (Антонов, 2006). Среди островодужных образований ВТОЗ наиболее близки к вулканитам фронтальной зоны Курильской дуги только вулканиты перевозской свиты (Y/Nb-индекс 30–10). Вулканиты краснотурьинской свиты тяготеют к образованиям переходной зоны, а лимкинской – к тыловодужным. Известные геологические данные такой геодинамической типизации этих свит не противоречат (Петров, 2022). Вулканиты перевозской свиты расположены на западе ВТОЗ, а краснотурьин-

ской и лимкинской – восточнее, отражая восточное направление погружения палеозоны субдукции.

Сопоставление данных рис. 2в и рис. 2г свидетельствует о том, что по значениям Y/Nb-индекса породы ивдельского комплекса наиболее близки к вулканитам фронтальной зоны Курильской дуги, а среди вулканитов ВТОЗ – к вулканитам перевозской свиты, отличаясь от них существенно более высокими содержаниями Y. Отмеченное выше снижение значения Y/Nb-индекса в кремнекислых породах ивдельского комплекса происходит за счет более быстрого роста содержаний Nb. Возможно, это отражает и данные рис. 2а – усиливающуюся контаминацию таких пород островодужным веществом.

Представляется, что наблюдаемая аналогия Y/Nb-индексов для пород ивдельского комплекса с вулканитами фронтальной зоны Курильской островной дуги, а также с вулканитами перевозской свиты ВТОЗ может быть связана с тем, что первичный очаг плавления сильнодеплетированного мантийного материала (с отрывом слэба и образованием “мантийного окна”) находился под фронтальной зоной (ФЗ) бывшей ВТОЗ. Предполагаемая позиция очага плавления имеет дополнительное, важное петрологическое следствие. Оно (как будет показано далее в статье) могло оказывать решающее влияние на минеральный состав формирующихся интрузий ивдельского комплекса и их потенциальную рудоносность. Так, известно (Авдейко и др., 2006), что поперечная зональность современных островных дуг определяется особенностями генерации магм. Для Курильской дуги, согласно разработанной модели магматизма, характерен дискретный характер зон магмообразования для фронтальной и тыловой ее частей. Это определяется как особенностями распределения температур и давлений в зоне субдукции, так и двумя уровнями отделения воды от разных океанических субстратов. Основным источником воды в области магмообразования ФЗ являются осадки и базальты слоев 1 и 2 океанической коры, а в тыловой зоне (ТЗ) – слой 3В. Здесь источником воды выступает дегидратация серпентина и талька водонасыщенных серпентинизированных перидотитов. Считается, что в тыловодужной зоне воды больше, чем в ФЗ. Это показывает наличие в породах (включая базальты) ТЗ таких водосодержащих ми-

нералов, как амфибол и биотит. В то же время лавы фронтальной зоны характеризуются двупироксеновыми ассоциациями фенокристаллов, т.е. они менее водонасыщенны. Вполне вероятно, что различия в *PT*-условиях и водонасыщенности генерируемых магм в ФЗ и ТЗ островных дуг могли иметь дополнительным следствием и существенные различия в режиме кислорода. Эти различия в водонасыщенности магм и их окислительно-восстановительного режима в ФЗ и ТЗ островных дуг затем по аналогии могли унаследованно проявляться и в особенностях наиболее раннего постаккреционного магматизма и флюидного режима бывших зональных островных дуг. Для Урала на примере таких девонских островодужных систем, как Восточно-Тагильская и Магнитогорская, первые результаты подобных аналогий уже наблюдаются (Салихов и др., 2019; Холодных и др., 2021; Петров, 2022). Предлагаемый цикл из двух статей продолжает развитие данного направления исследования.

2. Характеристика основных закономерностей в эволюции состава породообразующих и акцессорных минералов ивдельского комплекса.

Породообразующие минералы в породах ивдельского комплекса представляют клинопироксены, плагиоклазы, амфиболы и хлорит. Для наиболее кремнекислых разностей пород характерен кварц в гранофировых срастаниях с альбитизированным плагиоклазом. Наиболее распространенные акцессорные минералы – апатит, ильменит и титаномagnetит. Составы перечисленных минералов в виде таблиц находятся в особом приложении, которое по электронной почте может быть предоставлено всем заинтересованным исследователям.

Клинопироксены в породах имеют широкое развитие. Они изучены в долерите, монцодолерите, монзоните и монцодиорите. По составу отвечают диопсиду и авгитам (рис. 3а). Содержание главных элементов в минерале меняется по мере увеличения в породах концентраций кремнезема и щелочей. В долерите (обр. 5040) у р. Манья клинопироксен образует как отдельные крупные порфировидные выделения, так и мелкие зерна в основной массе породы. Крупные вкрапленники зональные: в центре кристаллов выше содержания MgO , Al_2O_3 , в краях – FeO и TiO_2 . Данная зональность позволяет выделить две генерации пироксена. Ранняя из них имеет более высокое содержание MgO (15.6–15 мас. %) при количестве Al_2O_3 2.4–2.8, FeO 6.4–6.5, TiO_2 0.5–0.7 мас. %. Вторая более железистая и титанистая: FeO – 7.9–9.8, TiO_2 – 1.0–1.3, MgO – 14.7–14, Al_2O_3 – 2.2–2.4 мас. %. В крупнозернистом монзоните (5048-11) р. Манья состав клинопироксена продолжает меняться в область составов, более богатых FeO (10.5–16.8 мас. %), также при пропорциональном снижении содержаний MgO – от 13 до 9.6 мас. % – и Al_2O_3 – от 2 до 1.4–0.87 мас. % (один ана-

лиз – до 0.19 мас. %). В то же время содержание TiO_2 (в отличие от предшествующей пробы) здесь с ростом содержаний FeO не повышается, а последовательно понижается (от 0.5–0.7 до 0.35–0.15 мас. %).

Клинопироксены в породах у р. Лопсия хорошо вписываются в данный тренд. Клинопироксен в монцодолерите (2680-1) имеет содержания MgO 14.2–15.1, FeO – 9.7–11.3 и TiO_2 – 0.58–0.95 мас. %. В порфировидном монцодиорите (2671-1) клинопироксен также более железистый. Его состав, мас. %: MgO – 12.2–12.58, Al_2O_3 – 2.5–2.64, FeO – 11.57–12.88, TiO_2 – 0.55–0.69. Здесь в пироксенах наблюдается появление фтора до 0.13 мас. % и хлора до 0.11 мас. %. Данные по составу клинопироксенов, таким образом, отражают их общую генетическую близость и принадлежность пород ивдельского комплекса к единой дифференцированной серии (Петров, 2022). Это подтверждают и данные рис. 4а, б, где точки состава клинопироксенов образуют единый линейный тренд, отражающий снижение содержаний MgO и Al_2O_3 по мере роста железистости ($f = (Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$), – от клинопироксена в долеритах к клинопироксенам монцодиоритов.

Плагиоклазы в породах ивдельского комплекса варьируются по составам от битовнита и лабрадора до альбита. В долерите (обр. 5040-1) плагиоклаз зональный, по составу – битовнит и лабрадор. Содержание CaO в зональных зернах меняется от внутренних к внешним зонам от 16.6 до 11.86 мас. % при росте Na_2O от 2.1 до 4.8, K_2O – от 0.08 до 0.28, FeO – от 0.55 до 0.74–1.15 мас. %. Рост количества FeO в плагиоклазе коррелирует с ростом железистости в зональном клинопироксене. Отмечено, что лабрадор с повышенным содержанием FeO образует в долерите включения в сидеронитовом титаномagnetите. Плагиоклаз всех остальных проб альбитизирован. Содержание Na_2O возрастает здесь до 11–12 мас. % при количестве K_2O 0.04–0.12, CaO – 1.57–0.63 мас. %.

Амфибол. Первоначально в заметном количестве он появляется только в монзоните на р. Манья (5048-11) и монцодолерите на р. Лопсия (2680-1). В кварцевом диорите (5048-1) р. Манья амфибол – это основной темноцветный минерал. Составы амфиболов охарактеризованы на рис. 3б и 4. На рис. 3б состав амфиболов отвечает в основном полю ферроэденита и железистой роговой обманки, несколько единичных анализов – полю ферроактинолита. По соотношению $MgO-(Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$ амфиболы (см. рис. 4а) продолжают тренд клинопироксенов в область более железистых составов. Часть анализов высокожелезистых амфиболов на рис. 4б отличается повышенным содержанием Al_2O_3 . Возможно, это свидетельствует о двух последовательных этапах его образования: позднемагматическом (субсолидусном) и постмагматическом. Температура кристаллизации

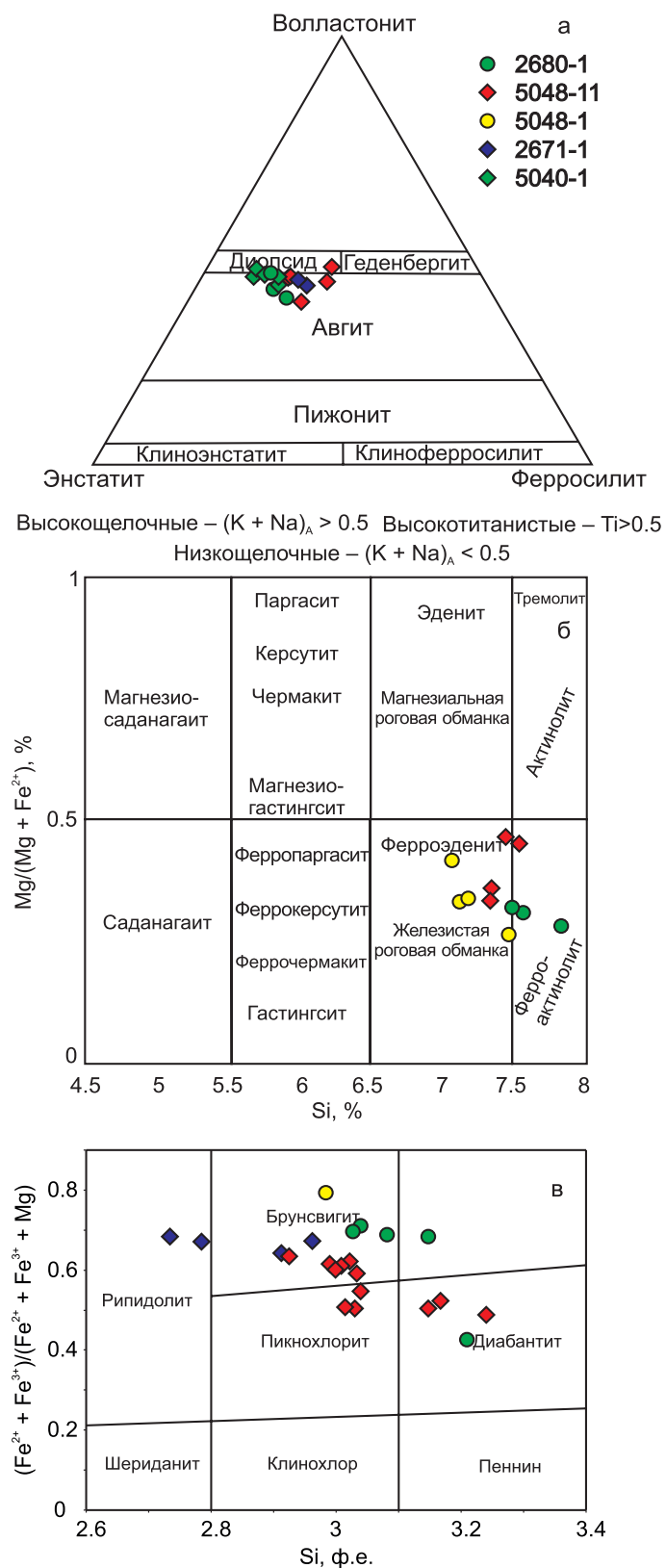


Рис. 3. Классификационные диаграммы для клинопироксенов (Morimoto et al., 1988) (а), амфиболов (Hawthorne et al., 2012) (б) и хлоритов (Hey, 1954) (в) ивдельского комплекса.

Fig. 3. Classification diagram for clinopyroxenes (Morimoto et al., 1988) (a), amphiboles (Hawthorne et al., 2012) (б) and chlorites (Hey, 1954) of the Ivdel complex.

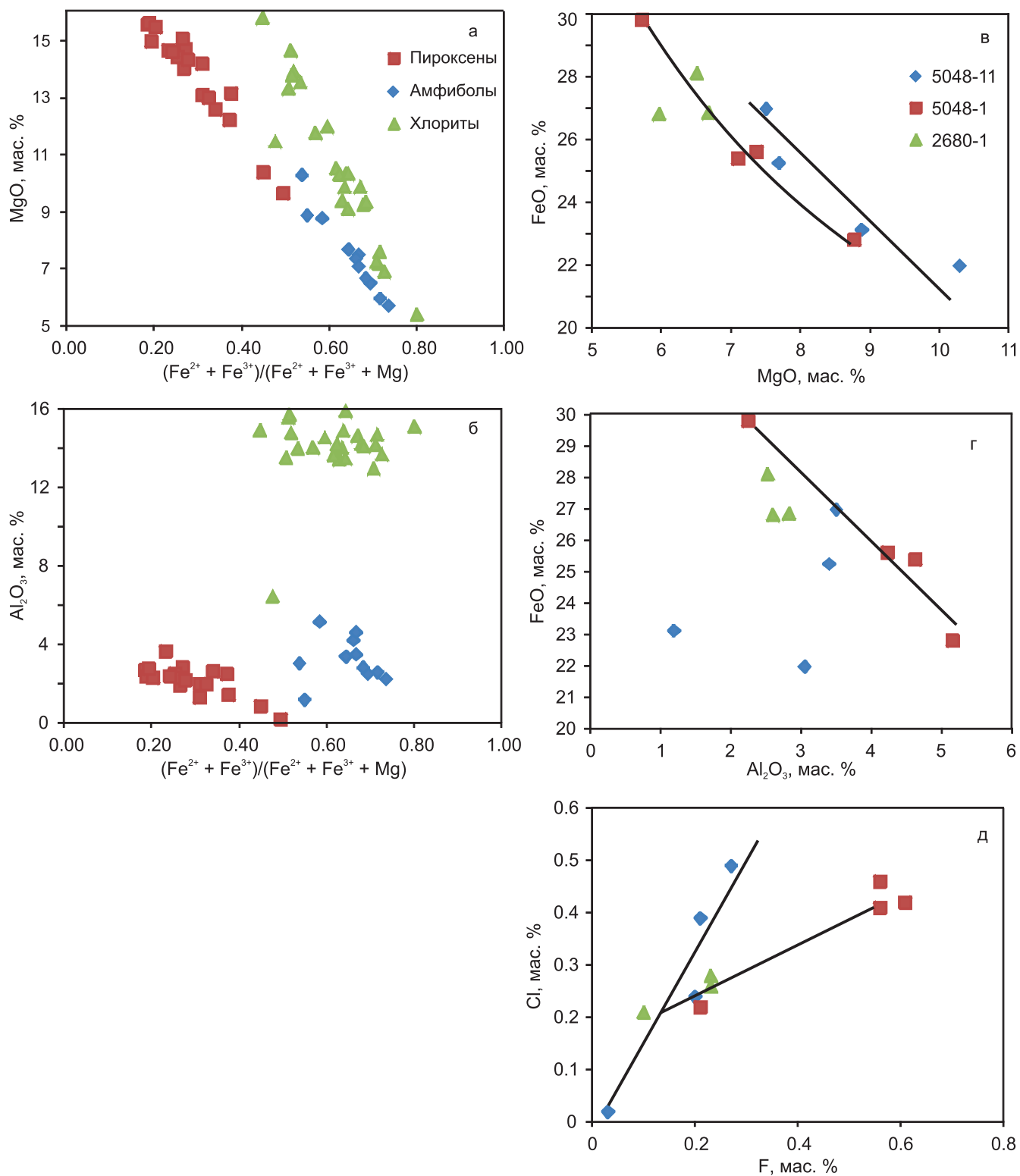


Рис. 4. Диаграммы $\text{MgO}-(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mg})$ (а), $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mg})$ (б) для минералов (пироксены, амфиболы, хлориты) ивдельского комплекса и $\text{FeO}_{\text{общ}}-\text{MgO}$ (в), $\text{FeO}_{\text{общ}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (г), F–Cl (д) в амфиболах различных пород ивдельского комплекса. Номера проб на рис. 4в.

Fig. 4. Diagrams $\text{Mg}-(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mg})$ (а), $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mg})$ (б) for minerals (pyroxenes, amphiboles, chlorites) of the rocks of Ivdel complex and $\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{MgO}$ (в), $\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (г), F–Cl (д) in amphiboles from rocks of the Ivdel complex. Sample numbers in Fig. 4в.

амфиболов варьируется в диапазоне 696–556°C при $P < 1$ кбар (Otten, 1984; Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991; Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989). Снижение температуры кристаллизации амфиболов сопровождается ростом его железистости (от 0.55 до 0.75).

Ряд конкретных примеров по эволюции состава амфиболов в породах из разрезов вдоль рек Манья и Лопсия. В монцоните (обр. 5048-11) у р. Манья амфибол по составу (см. рис. 3б) варьируется от ферроэденита до железистой роговой обманки ($T_{\text{крист}}$ 570–556 °C, $f = 0.54–0.67$). Он характеризуется ростом содержаний FeO от 22 до 27 мас. % на фоне снижения содержаний MgO от 10 до 7 мас. % (см. рис. 4в). Количество TiO_2 0.63–0.74, Al_2O_3 – 3–3.5 мас. % (рис. 4г). Эти амфиболы имеют высокое содержание Cl (0.10–0.50 мас. %) при количестве F 0.10–0.27 мас. % (см. рис. 4д). При этом рост содержаний галогенов коррелирует с ростом железистости. Наряду с ферроэденитом и железистой роговой обманкой в этом монцоните в меньшей степени развит и актинолит. Он характеризуется пониженной железистостью, более низкими содержаниями Al_2O_3 (1.2–3 мас. %), TiO_2 , щелочей и галогенов.

В гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья амфибол представлен ферроэденитом, железистой роговой обманкой и ферроактинолитом (см. рис. 3б). Их железистость f варьируется в диапазоне 0.58–0.74. Часть амфибола содержит больше Al_2O_3 (до 4–5 мас. %), чем это наблюдается в монцоните. Одновременно рост содержаний FeO в диапазоне 22.8–29.8 мас. % сопровождается здесь не только спадом содержания MgO от 8.8 до 5.7 мас. % (см. рис. 4в), но и пропорциональным снижением концентраций Al_2O_3 (от 5.16 до 2.25 мас. %; см. рис. 4г), а также TiO_2 (от 1.18 до 0.31 мас. %) и щелочей (K_2O – от 0.63 до 0.22, Na_2O – от 1.7 до 0.65 мас. %). Синхронно с этим снижается содержание галогенов: Cl – от 0.46 до 0.22, а F – от 0.61 до 0.21 мас. % (см. рис. 4д). Температура кристаллизации ферроэденита в этом типе пород сравнительно более высокая (696–603°C), чем амфиболов в монцоните (5048-11). Необходимо отметить, что первоначально амфиболы в гранофировом кварцевом диорите были богаче фтором, чем в этом монцоните (0.60 против 0.1–0.27 мас. %), при сходном количестве хлора (0.4–0.5 мас. %).

Амфиболы в монцодолерите (2680-1) у р. Лопсия по составу (см. рис. 3б) относятся к железистой роговой обманке и ферроактинолиту ($T_{\text{крист}}$ 617–592°C). Они характеризуются высокой железистостью ($f = 0.68–0.72$). По содержаниям FeO, MgO, Al_2O_3 больше соответствуют тренду амфиболов в монцоните р. Манья. Здесь с ростом содержаний FeO от 26.8 до 28.13 мас. % коррелирует рост TiO_2 (0.34–0.52 мас. %), щелочей и содержаний галогенов (фтора – от 0.1 до 0.23, хлора – от 0.21 до 0.28 мас. %) (см. рис. 4д).

Таким образом, приведенные выше примеры эволюции состава амфиболов в различных по составу породах из разрезов вдоль рек Манья и Лопсия свидетельствуют о следующем. Во-первых, составы амфиболов в целом наследуют и продолжают тренд эволюции клинопироксенов в область более железистых составов. Рост железистости амфиболов (от 0.55 до 0.75) при этом происходит на фоне снижения температуры их кристаллизации от 700 до 560°C при $P < 1$ кбар. Во-вторых, выявлены особенности в поведении галогенов. В монцоните р. Манья и монцодолерите р. Лопсия с ростом железистости амфиболов коррелирует рост содержания хлора (до 0.50 мас. %) и фтора (до 0.30 мас. %). В то же время в гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья рост железистости в амфиболах происходит не только при высоких температурах (700–600°C), но и при существенном спаде содержаний галогенов – Cl и F. Первоначально амфиболы в гранофировом кварцевом диорите были более фтороносными (0.60 мас. % F) и хлороносными (0.4–0.5 мас. % Cl). Выявленное наличие особенностей в поведении галогенов в амфиболах монцонитов и кварцевых диоритов р. Манья, возможно, свидетельствует о принадлежности исследованных пород и интрузий такого состава к двум различным по режиму летучих флюидно-магматическим системам. Они формируются, вероятнее всего, на завершающих этапах кристаллизации расплавов такого состава (см. раздел “Обсуждение результатов”).

Хлориты. Все породы ивдельского комплекса, за исключением долеритов, интенсивно хлоритизированы. Состав хлоритов характеризуют данные классификационной диаграммы рис. 3в. Составы хлоритов широко варьируются и отвечают рипидолитам, брунсвигитам и диабантитам. На рис. 4а в координатах железистость–MgO хлориты формируют единый тренд – от более высокотемпературных железистых составов к более магнезиальным. Температура кристаллизации хлоритов, по данным геотермометров (Cathelineau, Nieva, 1985; Jowett, 1991; Kranidiotis, MacLean, 1987; Zang, Yaffe, 1995), меняется при этом от 312 до 173 °C. На рис. 4б основная масса хлоритов, за редким исключением, имеет постоянно высокое содержание Al_2O_3 – 14–16 мас. %, независимое от изменения железистости. По типам пород составы хлоритов распределяются следующим образом.

В долерите (5040) хлорит наименее глиноземистый, на рис. 4б его состав находится вне основного поля хлоритов, тяготея по низкому содержанию Al_2O_3 (6.48 мас. %) к составам амфибола.

В монцоните (5048-11) р. Манья спектр состава хлоритов обширный – от брунсвигитов до диабантитов. Первые из них (железистые) кристаллизовались при более высокой температуре ($T = 230–260$ °C), а менее железистые – при пониженной ($T = 173–200$ °C).

В первом более высокотемпературном типе хлоритов содержание FeO 26–32, TiO₂ – 2.0–4.5, K₂O – 0.70–1.2 при MgO 9–10.5 мас. %. Здесь самые высокие содержания Cl (0.24–0.45 мас. %) и F (0.12–0.22 мас. %). Второй, более магнезиальный и низкотемпературный тип (MgO 13.3–14.7, FeO 24.5–28, TiO₂ 0–0.5, K₂O 0.01–0.06 мас. %) характеризуется низким содержанием Cl (0.01–0.05 мас. %) и F (0.06–0.11 мас. %). Под микроскопом в шлифах первая генерация представлена хлоритом бурого цвета. По-видимому, она развивается по первичному магматическому биотиту. Это подтверждают повышенные содержания калия и титана. Высокий уровень содержаний Cl (до 0.45 мас. %) и F (до 0.22 мас. %) в таком хлорите соответствует содержаниям этих галогенов в железистом амфиболе (ферроздените) этой породы. Магнезиальный хлорит поздней генерации по низкому уровню содержаний Cl и F близок к позднему актинолиту с содержанием Cl 0.02 мас. %, F 0.03 мас. %, с которым он образует совместный парагенезис. Этап позднего наложенного метасоматоза (метаморфизма?) характеризуется формированием агрегата вторичных низкотемпературных минералов – альбит-цоизит-актинолит-магнезиального хлорита.

В гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья хлорит (брунсвит) ($T_{\text{крист}}$ 240 °C) максимально железистый, количество FeO возрастает в нем до 33.7–38.6 мас. % при содержаниях MgO 5.4–7.85, TiO₂ 0.23–0.90, K₂O 0.04–0.23 мас. %. Количество Cl относительно хлорита в монзоните здесь понижается до 0.16–0.22 мас. %, а F – повышается до 0.29 мас. %.

В монцодолерите (2680-1) р. Лопсия хлорит имеет температуру кристаллизации (230–184°C) с той же тенденцией (как и у хлоритов монзонита р. Манья) снижения железистости по мере уменьшения температуры. В то же время необходимо отметить, что у хлоритов здесь общая для всех них большая железистость, чем у хлоритов монзонита р. Манья. Содержание FeO составляет 31–34, MgO – 6.9–7.6 мас. % при повышенном содержании TiO₂ (2.0–3.14 мас. %) и K₂O (1.05–2.26 мас. %). По-видимому, здесь также формировался наиболее железистый хлорит, замещающий биотит. Такой хлорит обнаруживает максимально высокое содержание Cl (0.71–0.79 мас. %) при количестве F 0.07–0.18 мас. %. Любопытно, что этап хлоритизации биотита происходил здесь с участием более хлороносного флюида, чем это при хлоритизации биотита в монзоните р. Манья. В данной породе отмечается присутствие и позднего низкотемпературного и низкожелезистого хлорита с содержанием FeO 22.96, MgO – 15.8, K₂O – 0.05 мас. %.

В монцодиорите (2671-1) р. Лопсия все хлориты также высокожелезистые: FeO – 33.2–34.8, MgO 9.3–10.35 мас. %, при количестве TiO₂ до 1.15 мас. % (в хлорите с содержанием Cl 0.32 мас. %). Содержа-

ние K₂O низкое (0.02–0.06 мас. %). В хлорите содержание Cl меняется здесь от 0.32 до 0.01–0.03 мас. % при количестве F 0.14–0.17 мас. %.

Таким образом, состав хлоритов характеризует следующий температурный этап (312–173 °C) в постмагматическом преобразовании (вслед за амфиболами (700–560°C)) первичного состава пород ивдельского комплекса. В отличие от направления эволюции в составах позднемагматического и постмагматического амфибола с ростом железистости – на фоне снижения температуры – в хлоритах наблюдается обратный процесс. Хлориты формируют тренд – от более ранних высокотемпературных железистых составов к более низкотемпературным магнезиальным. При этом в монзонитоиде первые из них (высокотемпературные, железистые) содержат наиболее высокие концентрации Cl (до 0.45–0.80 мас. %), тогда как более поздние низкотемпературные, магнезиальные хлориты характеризуются здесь низким содержанием Cl и F. В то же время в гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья максимально железистый высокотемпературный хлорит относительно беден Cl (0.16–0.22 мас. %). Возможно, это последнее различие характеризует унаследованную аналогию с двумя предполагаемыми (по амфиболам) типами флюидно-магматических систем.

Наиболее распространенные акцессорные минералы в породах ивдельского комплекса – титаномagnetит, ильменит и апатит.

Титаномagnetит и ильменит. Эти минералы широко варьируются по составу. В долерите (5040-1) титаномagnetит имеет наиболее низкие содержания TiO₂ (6.2–7%), при этом он выделяется повышенным содержанием Al₂O₃ (2.2–3.25 мас. %) и MgO (0.55–1.23 мас. %) (рис. 5а, б). Крупный сидеронитовый титаномagnetит такого состава содержит идиоморфные включения плагиоклаза – лабрадора, что свидетельствует о их совместной кристаллизации в долеритовом расплаве. Ильменит, как и титаномagnetит, в долерите богат MgO (0.90–3.68 мас. %), при этом имеет самое низкое содержание (MnO 0.55–0.65 мас. %). Соотношение TiO₂/FeO = 1.0 в диапазоне концентраций того и другого 45–50 мас. %.

В крупнозернистом клинопироксен-амфиболовом монзоните (5048-11) составы титаномagnetита и ильменита другие. Титаномagnetит здесь высокотитанистый, с содержанием TiO₂ в диапазоне 9.3–15 мас. %. Характеризуется наличием структур распада. Содержания MgO и Al₂O₃ понижены и составляют, мас. %: MgO – 0.07–0.08, Al₂O₃ – 0.96–1.33 (см. рис. 5а, б). Ильменит здесь двух типов (рис. 5в). Один из них, по-видимому, более ранний, имеет низкое содержание MnO (0.90 мас. %) при содержаниях MgO 0.30, Al₂O₃ – 0.44, FeO – 48.5 мас. %. Другой, более крупный сегрегационный, находится в краевых зонах высокотита-

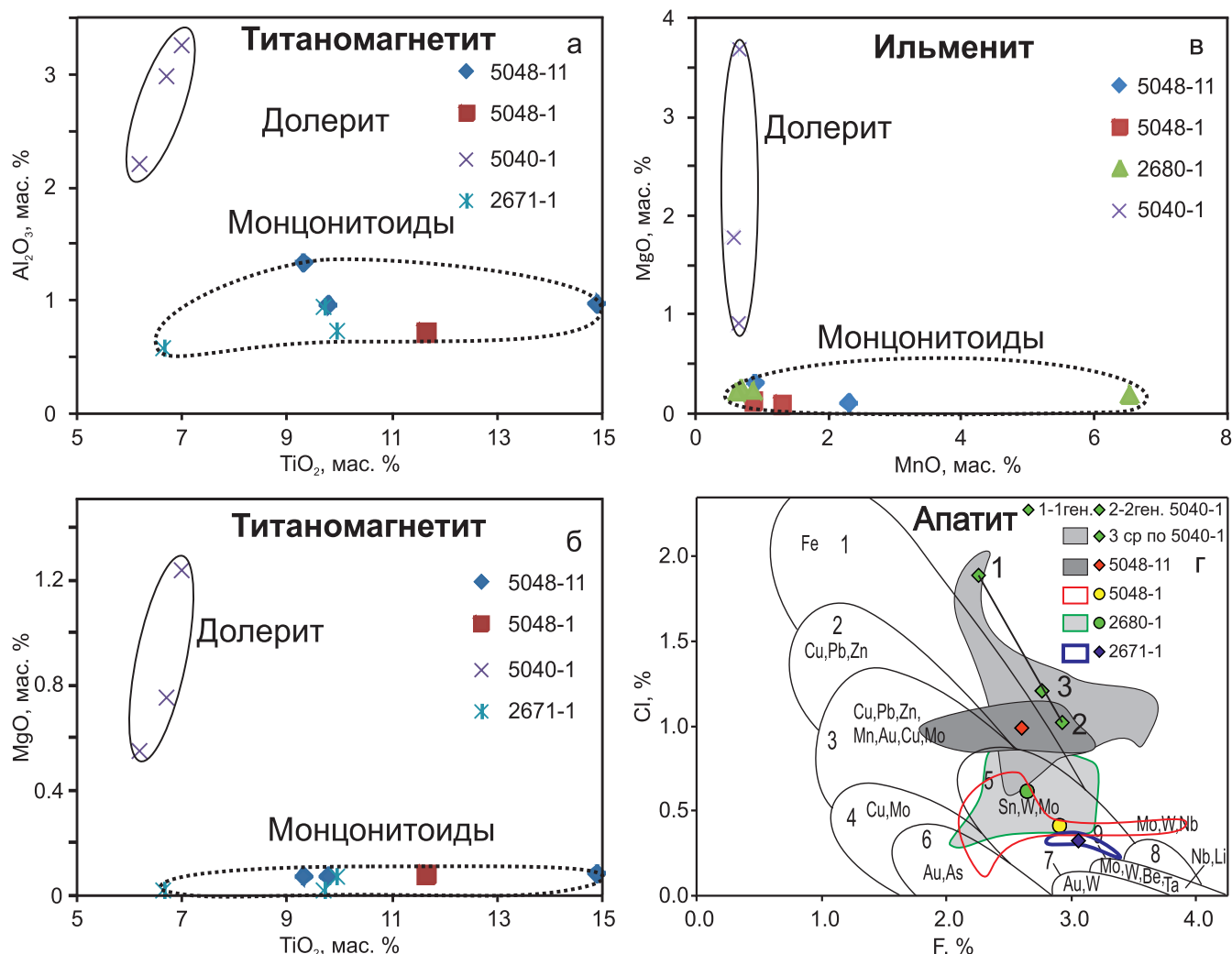


Рис. 5. Составы титаномагнетита (MgO, Al₂O₃, TiO₂) (а, б), ильменита (MgO, MnO) (в) и апатита (Cl, F) (г) в породах ивдельского комплекса.

На рис. 5г данные для апатита представлены в виде полей и средних составов. Для долерита (5040-1) показаны составы различных генераций апатита: 1 ген. и 2 ген. – первая и вторая генерации соответственно, 3ср – среднее значение по всем анализам. Здесь же в виде полей показано соотношение содержаний хлора и фтора в апатитах из гранитоидов с различной металлогенической специализацией и рудоносностью (Холоднов, Бушляков, 2002). Поля составов: 1 – габброиды и гранитоиды Урала со скарново-магнетитовым и титаномагнетитовым оруденением; 2 – вулканыты Урала с медно-колчеданным оруденением; 3, 4 – гранитоиды с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением; 3 – Урал и США, 4 – Кураминский хребет; 5 – гранитоиды с вольфрам-оловянным и молибденовым оруденением Приморья и Забайкалья; 6, 7 – гранитоиды Урала с золотосульфидно-кварцевым и шеелитовым оруденением; 8, 9 – фтороносные гранитоиды Урала с молибден-вольфрамовой (степнинский, увильдинский комплексы и др.) и редкометалльной Be-, Ta-, Li-минерализацией (Адуйский, Кременкульский, Шотинский массивы и др.).

Fig. 5. Compositions of titanomagnetite (MgO, Al₂O₃, TiO₂) (a, б), ilmenite (MgO, MnO) (в), and apatite (Cl, F) (г) in rocks of the Ivdel complex.

On Fig. 5г, data for apatite are presented in the form of fields and average compositions, according to rocks and samples in the fields of Fig. 5г. For dolerite (5040-1), the compositions of different generations of apatite are shown: 1 ген. and 2 ген. – the first and second generations respectively, 3ср – is the average value for all analyses. Here, in the form of fields, the ratio of the contents of chlorine and fluorine in apatites from granitoids with different metallogenic specialization and ore content is shown (Kholodnov, Bushlyakov, 2002). These compositional fields are: 1 – gabbroids and granitoids of the Urals with skarn-magnetite and titanomagnetite mineralization; 2 – volcanic rocks of the Urals with copper-pyrite mineralization; 3, 4 – granitoids with porphyry copper and polymetallic mineralization: 3 – Urals and USA, 4 – Kuraminsky Range; 5 – granitoids with tungsten-tin and molybdenum mineralization in Primorye and Transbaikalia; 6, 7 – granitoids of the Urals with gold-sulfide-quartz and scheelite mineralization; 8, 9 – fluorine-bearing granitoids of the Urals with molybdenum-tungsten (Stepna, Uvilda complexes, etc.) and rare-metal Be, Ta, Li mineralization (Aduysky, Kremenkulsky, Shotinsky massifs, etc.).

нистого (со структурами распада) титаномagnetита. Этот ильменит имеет повышенное количество MnO (до 2.3 мас. %) при содержаниях MgO – 0.10, Al₂O₃ – 0.39, FeO – 45.7 мас. %.

В гранофировом амфиболовом кварцевом диорите (5048-1) титаномagnetит и ильменит по составам являются близкими к этим минералам в монзоните (5048-11). Титаномagnetит высокотитанистый (TiO₂ 11.6 мас. %) при низких содержаниях MgO и Al₂O₃ (см. рис. 5а, б). Первично обособленный ильменит (см. рис. 5в) также беден MnO (0.9–1.3 мас. %) при содержаниях MgO 0.09–0.13, Al₂O₃ – 0.39, FeO – 46.2–47.5 мас. %.

Титаномagnetиты и ильмениты в породах у р. Лопсия близки по составам аналогичным минералам в монзонитоидах р. Манья (см. рис. 5). Содержание TiO₂ в титаномagnetите (2671-1) р. Лопсия составляет 10–6.65, MgO – 0.02–0.07, Al₂O₃ – 0.57–0.94 мас. %. Ильменит в монцодолерите (2680-1) р. Лопсия беден MnO (0.62–0.87 мас. %) при содержаниях MgO 0.22–0.26, Al₂O₃ – 0.38–0.44, FeO – 47–48, TiO₂ – 49.1–50.5 мас. %. По составу этот ильменит наиболее близок к раннему обособленному ильмениту в монзоните (5046-11) р. Манья. Кроме того, здесь появляется ильменит, который наиболее обогащен MnO (до 6.53 мас. %). Его состав, мас. %: TiO₂ – 46.6, FeO – 40.16, MgO – 0.19.

Таким образом, в породах ивдельского комплекса титаномagnetиты и ильмениты также обнаруживают вполне определенную эволюцию своих составов (от долеритов к монзонитам и кварцевым диоритам), кроме того, образуют ряд последовательных генераций, отражающих стадийность кристаллизации самих этих типов пород. По аналогии можно отметить, что близкие по составам типы акцессорных и рудных ильменитов и титаномagnetитов ранее установлены, например, в рифтогенных габброидах среднерифейского кусинско-копанского комплекса в Башкирском мегантиклинории Ю. Урала, а также в связанных с ними крупных magnetит-ильменитовых месторождениях (Холоднов и др., 2015, 2016). Здесь была выявлена зависимость состава этих минералов от температуры кристаллизации и фугитивности кислорода (см. далее раздел “Обсуждение результатов”).

Апатит. Этот акцессорный минерал в породах ивдельского комплекса обнаруживает широкий диапазон вариаций в содержаниях Cl и F (см. рис. 5г). Максимальными концентрациями Cl (до 2.0 мас. %) характеризуется часть апатитов в долерите (5040-1). В других породах этого дифференцированного комплекса от долеритов к монзонитам и далее к кварцевому диориту происходит резкий (от породы к породе) дискретный спад концентраций Cl в апатитах на фоне роста содержаний F.

В долерите у р. Манья апатит по соотношению Cl и F образует ряд составов, которые на рис. 5г обозначены как средние составы двух его генера-

ций. Первая генерация (по-видимому, раннемагматическая) имеет наиболее высокие содержания Cl (1.5–2.0 мас. %) при количестве F 2.1–2.33 и SO₃ 0.0–0.02 мас. %. Величина Cl/F = 0.8. Вторая, более поздняя, генерация (возможно, позднемагматическая, “субсолидусная”) характеризуется пониженным количеством Cl (0.8–1.25 мас. %) при широком диапазоне концентраций F (2.4–3.7 мас. %). Содержание SO₃ 0–0.05 мас. %. Величина Cl/F = 0.3–0.5. В этой генерации появляются зональные зерна апатита, одни из зон в которых более богаты Cl и F относительно других. Эти данные отражают поведение галогенов при кристаллизации высокотемпературного и бедного водой (первичный амфибол здесь отсутствует) долеритового расплава. Они свидетельствуют о том, что кристаллизация долерита сопровождалась наиболее значительным снижением в нем содержаний хлора. Спад содержаний Cl в апатите составлял 1 мас. % (в среднем).

В клинопироксен-амфиболовом монзоните (5048-11) р. Манья апатит по содержаниям F (2.5–3.2 мас. %) и Cl (0.9–1.1 мас. %) является близким аналогом апатита второго (субсолидусного) этапа в долерите. Содержание SO₃ в апатитах здесь не превышает 0.03 мас. %. В амфиболовом кварцевом диорите (5048-1) этого же района апатит относительно предыдущих проб долерита и монзонита имеет заметно более низкие содержания Cl (в диапазоне 0.10–0.70 мас. %) на фоне широких вариаций в содержаниях F (от 2.1 до 3.9 мас. %) (что отражают данные рис. 5г). Содержание SO₃ в апатитах здесь составляет 0.01–0.03 мас. %.

Апатиты в монцодолерите (2680-1) и монзоните (2671-1) р. Лопсия, по сравнению с апатитами р. Манья, имеют в целом существенное снижение содержаний хлора. В монцодолерите (2680-1) содержание Cl в апатите составляет 0.60–0.85 мас. % при количестве F 2.3–3.2 мас. %. Величина Cl/F = 0.25–0.35. Содержание SO₃ 0–0.02 мас. %. В апатите кварцевого монзонита (2671-1) содержание хлора наиболее низкое (0.24–0.40 мас. %) при вариациях фтора 2.1–3.36 мас. % (см. рис. 5г), Cl/F = 0.15–0.10. Содержание SO₃ 0–0.05 мас. %.

Таким образом, состав апатита, по-видимому, в данном случае хорошо отражает первичную динамику в эволюции флюидной фазы на магматическом этапе кристаллизации дифференцированных расплавов разного состава. Можно предположить, что в ряду пород долерит–монзонит–кварцевый диорит (по данным апатита) происходит существенное снижение количества хлора в кристаллизующихся расплава, на фоне некоторого роста содержаний фтора. Спад содержаний Cl, по этим данным, мог быть наиболее значителен при кристаллизации долеритов. Последующая кристаллизация монзонитов и кварцевых диоритов сопровождалась дальнейшим выносом хлора из интрузивных тел такого состава. Монцодолерит и монцо-

нит из района р. Лопсия, по данным состава апатита, характеризуют менее насыщенные хлором магматические системы этого района, также на этапах их кристаллизации. Возможно, уже первоначально (еще до внедрения) эти магматические системы здесь могли быть более дегазированными в отношении хлора.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В предыдущих разделах данной статьи, а также в предыдущей статье данного цикла (Петров и др., 2023) приведен практически весь необходимый перечень геологических, геохимических и минералогических данных, позволяющий произвести реставрацию не только особенностей геодинамической позиции и состава первичного мантийного источника (N-MORB) для интрузий постагрегационного ивдельского комплекса, но и физико-химических условий петрогенезиса для магматических тел, внедренных в структуру ВТОЗ. Эти данные представляют собой и фактическую основу для теоретического обоснования прогноза рудообразующего потенциала этого комплекса.

Указанные данные свидетельствуют о том, что на самом раннем постагрегационном этапе в структуру ВТОЗ (ее фронтальную, переходную и тыловую зону) произошло массовое внедрение разнообразных по форме (силы, дайки, штоки) и составу (от долеритов и монцонитоидов до кварцевых диоритов и гранодиоритов) магматических тел. Такая позиция интрузивных тел имеет значение не только для процесса контаминации внедренных расплавов разным по составу островодужным веществом (см. рис. 2а), но и для их металлогенической специализации с экстракцией части рудного вещества из различных по составу островодужных толщ в ФЗ, ПЗ и ТЗ.

Установлено также, что породы основного состава (долериты) отвечают по составу производным сильнодеплетированной мантии с первичным источником, близким базальтам N-MORB. На основании геохимических данных (см. рис. 2б–г) обоснована связь этого источника с отрывом слэба и раскрытием “мантийного окна”, расположенного под фронтальной зоной бывшей ВТОЗ. По аналогии с современными островными дугами (Авдейко и др., 2006) подобный состав источника и очага плавления предполагает обедненность магм водой, а также и относительно низкую фугитивность кислорода, определяемую высокой температурой первичных магнезиальных долеритовых магм.

Задачи данного раздела. 1. Определение причин и факторов прогрессирующего роста железистости клинопироксенов на раннем этапе кристаллизации пород разного состава (от долерита до кварцевого монцонита), а затем и амфиболов на поздней и постмагматическом этапах (от монцодолеритов

к кварцевым диоритам). Эта задача распространяется и на эволюцию в составах титаномагнетита и ильменита с определением аналогичных причин роста в титаномагнетитах содержаний титана от долерита к монцонитоидам и кварцевому диориту. 2. Роль и особенности железисто-хлоридного автометасоматоза при преобразовании первичных магматических пород разного состава. Обоснование выделения двух типов (закрытого и открытого) ФМС, оценка их потенциальной рудоносности. 3. Разработка критериев потенциальной рудоносности для постагрегационных интрузий ивдельского типа с определением причин возможной их специализации на тот или иной комплекс рудных элементов.

Характеристика причин и факторов прогрессирующего роста железистости клинопироксенов и амфиболов, синхронного роста содержаний титана в акцессорных титаномагнетитах на этапах кристаллизации пород (от долерита к монцонитам и кварцевому диориту).

Проведенные исследования показали, что состав клинопироксенов отражает генетическую близость всех типов пород ивдельского комплекса и подтверждает их принадлежность к единой непрерывно-дифференцированной магматической серии (Петров, 2022). По ряду параметров химического состава (см. рис. 3а; 4а, б) клинопироксены образуют единые тренды эволюции (от долеритов к кварцевым монцонитам), отражающие общее снижение их магнезиальности и глиноземистости на фоне существенного роста железистости. На дискриминантной диаграмме TiO_2 –FeO (Симонов и др., 2010) (рис. 6а) клинопироксены на фоне последовательного роста в содержаниях FeO проходят через максимум (инверсию) в содержаниях TiO_2 . Она проявляется в клинопироксенах с содержанием FeO 8–10 мас. %. Пропорциональный рост железа и титана характеризует долерит р. Манья (5040-1) с увеличением концентраций FeO и TiO_2 от более ранних порфировидных выделений клинопироксена к его мелким зернам в основной массе породы. В крупных зональных вкрапленниках это коррелирует с ростом содержаний FeO и TiO_2 от центра к краям кристаллов. Второй обратный тренд корреляции образуют клинопироксены пород с более высокой щелочностью. Здесь от монцодолеритов р. Лопсия (2680-1) к более кремнекислым породам (монцонитам, кварцевым монцонитам и диоритам) рек Лопсия и Манья количество TiO_2 в клинопироксенах понижается на фоне дальнейшего роста содержаний FeO. Одновременно с этим данные дискриминантной диаграммы TiO_2 –FeO (см. рис. 6а) свидетельствуют о том, что клинопироксены ивдельского комплекса по соотношениям этих оксидов близки к полям клинопироксенов (Симонов и др., 2010) из базальтов внутритропических океанических островов и плато-

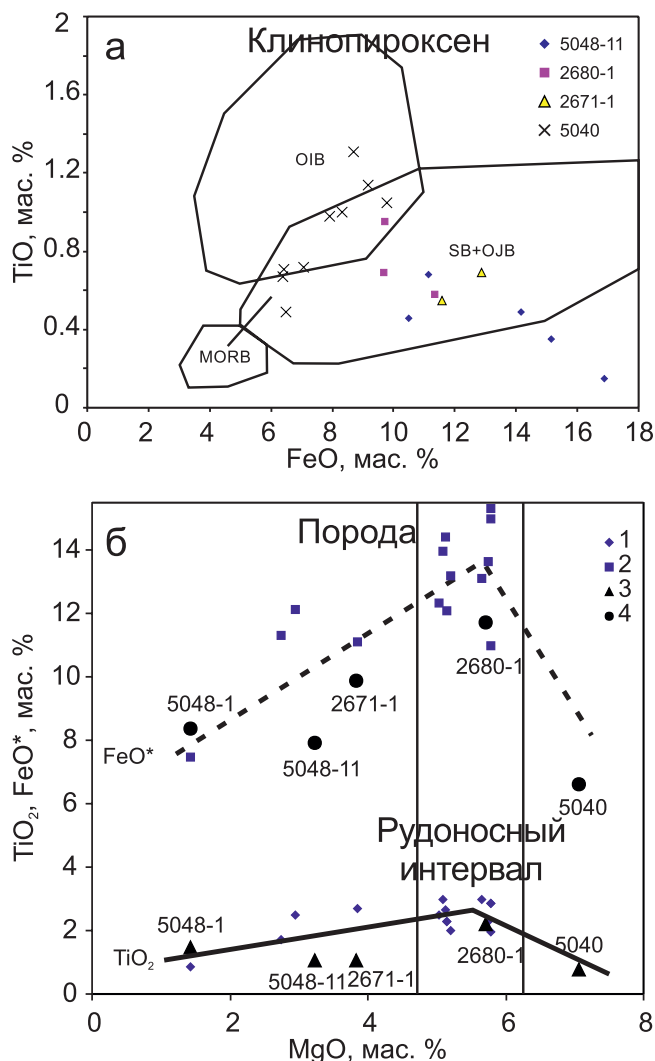


Рис. 6. Диаграммы, характеризующие составы клинопироксенов (а) и соотношение TiO_2 , FeO^* , MgO (б) в породах ивдельского комплекса.

а – дискриминантная диаграмма TiO_2 - FeO^* для клинопироксенов ивдельского комплекса с полями состава клинопироксена из базальтов внутриплитных океанических островов (OIB), срединно-океанических хребтов (MORB), платобазальтов Сибирской платформы (SB) и бассейна Науру океанического плато Онтонг Джава (OJB) в Тихом океане (Симонов и др., 2010); стрелка отражает состав предполагаемого первичного магматического источника для долеритов ивдельского комплекса; б – диаграмма соотношения содержаний TiO_2 и FeO^* с MgO в породах ивдельского комплекса; 1 – TiO_2 и 2 – FeO^* , по данным (Петров и др., 2021а, б; Петров, 2022), 3 – TiO_2 и 4 – FeO^* с номерами проб (см. табл. 1).

Fig. 6. Diagrams characterizing the compositions of clinopyroxenes (a) and the ratio of TiO_2 , FeO^* , MgO (b) in rocks of the Ivdel complex.

a. Discriminant diagram TiO_2 - FeO^* for clinopyroxenes of the Ivdel Complex with fields of clinopyroxene composition from basalts of intraplate oceanic islands (OIB), mid-ocean ridges (MORB), plateau basalts of the Siberian Platform (SB) and the Nauru Basin of the Ontong Java Oceanic Plateau (OJB) in the Pacific Ocean (Simonov et al., 2010). Symbols for samples in the margins of the diagram. The arrow reflects the composition of the supposed primary magmatic source for the dolerites of the Ivdel'sky rock. b. The ratio of the contents of TiO_2 and FeO^* with MgO in the rocks of the Ivdel complex; 1 – TiO_2 and 2 – FeO^* , according to the data (Petrov et al., 2021a, b; Petrov, 2022), 3 – TiO_2 and 4 – FeO^* with sample numbers (see Table 1).

базальтов Сибирской платформы. Эта кажущаяся аналогия, по-видимому, отражает не столько роль геодинамических обстановок, сколько интенсивность эволюции состава клинопироксена, определяемую осушением дифференцированных расплавов (от долерита к кварцевым монзонитам и диоритам) и снижением в связи с этим фугитивности кислорода и некоторого роста $T_{\text{крист}}$. На рис. 6б показано соотношение содержаний TiO_2 и FeO с MgO уже непосредственно в самих породах ивдельского комплекса. Здесь также на более раннем этапе их эволюции спад в содержаниях MgO коррелирует с ростом в породах содержаний железа и титана с максимумом рудных элементов в долеритах с содержанием MgO 5–6 мас. %. Этому максимуму отвечает и наиболее высокое содержание в таких долеритах рудных минералов: титаномагнетита и ильменита. При этом необходимо отметить, что накопление титана и железа в породах в целом происходит более интенсивно, чем рост содержания в них такого высокозарядного некогерентного элемента, как Nb (см. рис. 2в), который устойчи-

ливо сохраняет индикаторные признаки первичного сильнодеплементированного источника. В дальнейшем (см. левую часть рис. 6а) кристаллизационная дифференциация ивдельского комплекса сопровождается уже синхронным спадом в породах содержаний MgO , FeO и TiO_2 . Это происходит на фоне продолжающегося роста в клинопироксенах его железистости, а в титаномагнетитах – содержания титана.

Возвращаясь к “аномальному” составу клинопироксенов ивдельского комплекса (близкому клинопироксенам в траппах Сибирской платформы), надо отметить, что первичный сильнодеплементированный магматический расплав этого комплекса мог быть более высокомагнезиальным, чем это демонстрируют известные анализы долеритов. Это позволяет связать возможный состав самых ранних вкрапленников клинопироксена, как показано на рис. 6а стрелкой, с клинопироксенами в поле (MORB).

Обоснование принадлежности пород ивдельского комплекса к титаномагнетитовой ферро-

фации (роль температурного фактора и окислительно-восстановительного режима).

Признаки осушения дифференцированных расплавов при их кристаллизации, снижения фугитивности кислорода и роста температуры кристаллизации характерны, помимо клинопироксена, и для эволюции состава акцессорных рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) ивдельского комплекса. Тренды эволюции в составах акцессорного титаномагнетита и ильменита это подтверждают (см. рис. 5а–в). В долерите титаномагнетит имеет более низкие содержания TiO_2 (6–7 мас. %) относительно титаномагнетита в породах (9–15 мас. %) с более высоким содержанием кремнезема (монцонитах и кварцевых диоритах). Крупный сидеритовый титаномагнетит в долерите богат MgO и Al_2O_3 , тогда как в титаномагнетите кремнекислых пород содержания этих компонентов резко понижены. Ильменит в долерите также обогащен MgO , одновременно он имеет самое низкое содержание MnO . В монцоните и кварцевом диорите ильменит беден MgO при росте содержаний MnO . Эти минералогические данные соответствуют признакам принадлежности пород ивдельского комплекса к титаномагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987). Для этой феррофации, в отличие от магнетитовой (с более высокой фугитивностью кислорода), характерны высокотемпературные условия выделения богатого титаном магнетита (и ильменита определенного состава) из магматического расплава, образующего равновесный парагенезис с высокожелезистыми силикатами. Низкая летучесть кислорода отвечает здесь значениям $lgfO_2 = -12$ – -18 с ограничением поля титаномагнетитовой феррофации линиями буферных реакций $Ni-NiO$ и кварц-фаялит-магнетит.

На рис. 7а приведена диаграмма соотношения содержаний TiO_2 в ильмените и титаномагнетите для рудных минералов ивдельского комплекса. По данным термометра Баддингтона–Линдсли (Полтавец, 1975), кристаллизация ильменита и титаномагнетита в долеритах (5040-1) происходила при $T = 800$ °C и фугитивности кислорода $-lgfO_2 = 12$ – 15 бар. В монцоните и кварцевом диорите (5048-11 и 5048-1) температура кристаллизации этих минералов увеличивалась до 900–1000 °C при снижении фугитивности кислорода до $-lgfO_2 = 10$ – 12 бар.

На рис. 7б приведена схема феррофаций по (Ферштатер, 1987), породы ивдельского комплекса отвечают здесь полю значений титаномагнетитовой феррофации, низкая летучесть кислорода в которой ограничена линиями буферных реакций $Ni-NiO$ и кварц-фаялит-магнетит.

Роль и особенности железисто-хлоридного автометасоматоза при преобразовании постагрегационных магматических интрузий ивдельского типа. Обоснование выделения двух типов (закры-

того и открытого) ФМС. Оценка их возможной рудоносности.

Изучение содержаний галогенов в минералах (апатит, амфибол, хлорит) показало, что ивдельский комплекс относится к первично обогащенным хлором флюидно-магматическим системам (ФМС). Максимальное содержание Cl в апатите долеритов достигает 2.0 мас. %, а в наиболее железистых постмагматических амфиболах и хлоритах – до 0.49 и 0.79 мас. % соответственно. Принадлежность различных по составу интрузий ивдельского комплекса к общей для всех них сильнодегазирующей (с обеднением расплавов от долеритов к кварцевым диоритам хлором, водой и кислородом) ФМС проявляется и еще в одной важной черте его формирования. Это особенности преобразования минерального состава первичных магматических пород на постмагматическом этапе.

Типы ФМС. Как показано выше, состав **амфиболов** в процессе раннего более высокотемпературного железисто-хлоридного автометасоматоза варьируется по составу от ферроэденита и железистой роговой обманки до ферроактинолита. Температура кристаллизации этих разновидностей амфибола меняется в диапазоне 696–556 °C. При этом с ростом железистости f от 0.55 до 0.75 температура кристаллизации амфиболов понижается. Наблюдаются и некоторые различия в эволюции состава постмагматических амфиболов для двух типов пород: монцонитов и гранофировых кварцевых диоритов, в обнажениях у р. Манья. Эти различия могут быть проинтерпретированы как отражение особенностей для автономных ФМС (Марашев, Безмен, 1992). В первом типе пород (монцониты) рост железистости амфиболов сопровождался ростом содержаний галогенов (в первую очередь Cl). По-видимому, автометасоматоз монцонитов происходил в условиях ФМС относительно закрытого типа, как результат дополнительного накопления Cl в постмагматическом флюиде богатом Fe. В гранофировом кварцевом диорите железисто-хлоридный автометасоматоз сопровождался уже заметным снижением количества галогенов (Cl) в постмагматическом амфиболе (см. рис. 4д). Это может быть более открытый для летучих тип ФМС.

Амфибол в монцодолерите (2680-1) у р. Лопсия также характеризуется высокой железистостью – $f = 0.68$ – 0.72 ($T_{\text{крист}}$ 617–592 °C). По составу он близок к железистым амфиболам в монцоните у р. Манья. Как и в монцоните р. Манья, в амфиболах монцодолерита с ростом содержаний FeO растут содержания галогенов: хлора и фтора. Сходство в поведении галогенов позволяет предполагать, что автометасоматоз монцодолерита, как и монцонита р. Манья, происходил в условиях относительно закрытой ФМС.

Таким образом, на позднемагматическом этапе и ранней стадии постмагматических преобра-

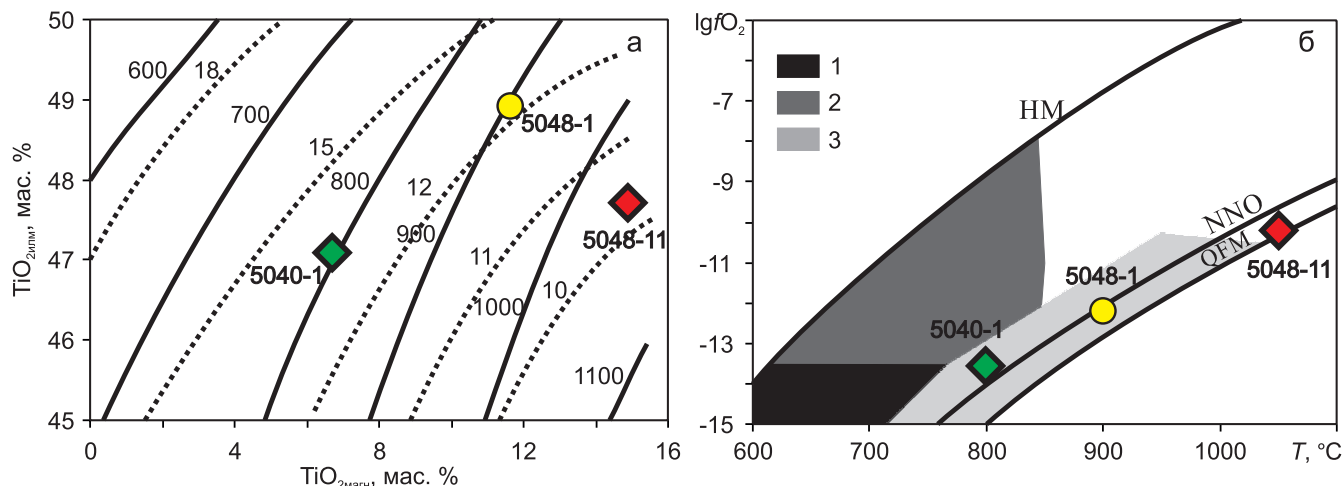


Рис. 7. Диаграмма соотношения содержаний TiO_2 в ильмените и магнетите для рудных минералов ивдельского комплекса (а) и схема феррофаций (Ферштатер, 1987) (б).

Сплошные – линии изотермы ($^{\circ}\text{C}$), точечные – изобары ($-\lg f\text{O}_2$, бар), построенные на основе модифицированного термометра Баддингтона–Линдсли (Полтавец, 1975). 1–3 – феррофации: 1 – магнетитсодержащая, 2 – магнетитовая, 3 – титаномагнетитовая. Линии буферных равновесий проведены по данным (Eugster, Wones, 1962). QFM = кварц + фаялит + магнетит; NNO = $\text{Ni} + \text{NiO}$; HM = гематит + магнетит.

Fig. 7. Diagram of the ratio of TiO_2 contents in ilmenite and magnetite for ore minerals of the Ivdel complex (a) and scheme of ferrofacies (Fershtater, 1987) (b).

Solid lines – isotherm lines ($^{\circ}\text{C}$), dotted lines – isobars ($-\lg f\text{O}_2$, bar), built on the basis of a modified Budington-Lindsley thermometer (Poltavets, 1975). 1–3 – ferrofacies: 1 – magnetite-bearing, 2 – magnetite, 3 – titanomagnetite. Buffer equilibrium lines are drawn according to (Eugster, Wones, 1962). QFM = quartz + fayalite + magnetite; NNO = $\text{Ni} + \text{NiO}$; HM = hematite + magnetite.

зований (этап амфиболизации пород) наблюдается продолжающийся рост железистости амфиболов. Поведение хлора на этом этапе различается: в одних случаях он накапливается при росте железистости амфибола (монзонитоиды), в другом случае его количество понижается также при росте железистости (кварцевые диориты).

Это предполагает наличие двух типов автономных ФМС. Флюидно-магматические системам закрытого типа характеризует завершение кристаллизации и последующий железисто-хлоридный аутометасоматоз монзонитоидов, а ФМС открытого типа – кристаллизацию и аутометасоматоз кварцевых диоритов. Представляется, что открытый тип ФМС может быть более эффективным в отношении предполагаемой рудоносности интрузий ивдельского комплекса, чем закрытый тип. В ФМС закрытого типа вынос хлора из системы не фиксируется, Cl остается в системе и накапливается сначала в амфиболе, а затем и в раннем высокожелезистом хлорите.

ПРОГНОЗ РУДОНОСНОСТИ

Для ивдельского комплекса в целом можно выделить два основных рудогенерирующих этапа в его эволюции. Первый этап связан с наличием

рудной магнетит-ильменитовой минерализации в дифференцированных долеритах (см. рис. 6б), с режимом воды и кислорода, соответствующим параметрам титаномагнетитовой феррофации. Это характеризует состав пироксена, плагиоклаза (битовнита-лабрадора), раннемагматического богатого хлором апатита и рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) в долерите р. Манья. Титаномагнетит в таком типе долеритов содержит, мас. %: TiO_2 – 6–7, MgO – 0.5–1.25, Al_2O_3 – 2.2–3.25. Ильменит, как и титаномагнетит, богат здесь MgO (0.90–3.7 мас. %), имеет низкое содержание MnO (0.55–0.65 мас. %), соотношение $\text{TiO}_2/\text{FeO} = 1.0$ (в диапазоне концентраций того и другого 45–50 мас. %). Данные диаграмм рис. 7 свидетельствуют о том, что кристаллизация ильменита и титаномагнетита в рудоносных долеритах происходила при T , близкой к 800°C , и фугитивности кислорода $-\lg f\text{O}_2 = 12$ –15 бар, что отвечает полю значений титаномагнетитовой феррофации по (Ферштатер, 1987). Подобные типы рудных ильменитов и титаномагнетитов характерны, например, для рифтогенных магматических магнетит-ильменитовых месторождений в габброидах среднего рифея (кусинско-копанская группа) в Башкирском мегаантиклинории (Холоднов и др., 2015, 2016). На возможную рудоносность долеритов такого типа указыва-

ют и наблюдаемые (Петров и др., 2021a, б; Петров, 2022) повышенные суммарные содержания в них FeO^* (до 21%) и TiO_2 (2–2.5 мас. %). На рис. 6б выделен интервал в составах долеритов ($\text{MgO} = 5\text{--}6$ мас. %), с которым связаны наиболее высокие содержания железа и титана. Масштабы этого типа оруденения могут быть значительными в случае обнаружения более глубинных и крупных габбро-долеритовых интрузий.

Второй рудогенерирующий этап в эволюции ивдельского комплекса может быть связан с внедренными в структуру ВТОЗ интрузивных тел монцонитоидов и кварцевых диоритов, по режиму воды и кислорода также принадлежащих титаномagnetитовой феррофации. Здесь в зависимости от состава внедряющихся расплавов режима воды и галогенов, в первую очередь Cl, активности кислорода формируется ряд автономных ФМС. Они обнаруживают заметные особенности и в процессах постмагматического автометасоматоза: он происходит с участием железисто-хлоридного флюида. Два основных типа таких автономных ФМС описаны выше. ФМС закрытого типа характеризует процесс кристаллизации и последующий железисто-хлоридный автометасоматоз монцонитоидов, а ФМС открытого типа – кристаллизацию и автометасоматоз интрузий кварцевых диоритов. Открытый тип ФМС может быть более эффективным в отношении предполагаемой рудоносности интрузий ивдельского комплекса. Можно предположить, что в ФМС открытого типа более интенсивный вынос летучих компонентов мог сопровождаться экстракцией и выносом из кристаллизующихся расплавов в экзоконтакты интрузивных тел и особенно в их надинтрузивную зону хлорофильных рудных элементов, таких как Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, Au и др. В этом случае, при наличии благоприятных для флюидов зон миграции (разломы, зоны дробления и т.д.), на геохимических барьерах (особенно при наличии здесь вмещающих сульфидоносных островодужных толщ) вполне могли формироваться гидротермально-метасоматические рудные залежи (Cu, Zn, Au, Mo и др.). Желательное наличие вмещающих сульфидоносных пород определяется тем, что расплавы, формирующие породы ивдельского комплекса, характеризуются практически полным отсутствием в их составе магматогенной серы. Поэтому для формирования рудной сульфидной минерализации, в частности содержащей Au и полиметаллы, необходим дополнительный источник серы. Можно предположить, что таким источником серы, а также источником части сульфурфильных металлов (Cu, Zn, Au и др.) вполне могли быть островодужные вулканогенные толщи, которые рассекаются интрузивными телами пород ивдельского комплекса, а затем дренируются связанными с ними потоками постмагматических хлорсодержащих флюидов.

На теоретическую реальность описанного выше процесса указывают наблюдаемые на практике проявления прожилково- и гнездово-вкрапленной сульфидной минерализации. Они приурочены к зонам дробления в районах распространения умеренно кислых интрузий ивдельского комплекса, сопровождаемых геохимическими аномалиями Cu, Zn, Pb, Mo, Ag, Co и минерализацией пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды, барита, халькозина, пирротина. Часто отмечается присутствие акцессорного флюорита. Один из примеров такой зоны сульфидной полиметаллической минерализации (в связи с кварцевыми монцонитоидитами ивдельского комплекса) показан на рис. 8. Учитывая наличие в данном районе золотых россыпей, можно предположить, что источником для них могли служить подобные золотосодержащие минерализованные зоны, представляющие собой отдельный поисковый интерес на рудное золото.

Сотрудниками ЦНИГРИ (Е.В. Матвеева и др., устное сообщение) установлено, что золото в россыпях связано преимущественно с оруденением золотосульфидно-кварцевого типа, а также с мало-глубинным низкотемпературным оруденением золотосеребряного типа. Последнее, по мнению указанных авторов, могло представлять собой позднюю стадию золотосульфидно-кварцевого рудогенного процесса. Формирование золотоносных зон кварц-сульфидной минерализации, с определенной долей вероятности, могло быть связано с разгрузкой хлороносных гидротерм, выделившихся в процессе магматической эволюции ивдельского комплекса.

Наряду с охарактеризованными выше теоретическими и практическими данными в качестве прогнозной может быть использована и известная диаграмма распределения галогенов (хлора и фтора) в акцессорных апатитах (см. рис. 5г) из гранитоидов с различной металлогенической специализацией и рудоносностью (Холоднов, Бушляков, 2002). Это связано с тем, что уровни концентраций Cl и F в акцессорных апатитах во многих случаях являются информативными в отношении состава сопутствующей гранитоидам разнообразной рудной минерализации. На этой диаграмме апатиты (5040-1) в долеритах у р. Манья (с максимальным содержанием Cl 1.5–2.0 мас. %) тяготеют к полю 1 (габброиды и гранитоиды со скарново-магнетитовым и титаномagnetитовым оруденением), тогда как основная часть позднего апатита (с содержанием Cl 0.8–1.25 мас. %) больше отвечает полю 3 (гранитоидам с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением). Апатиты в монцоните р. Манья (5048-11) имеют аналогичную позицию (поле 3). В кварцевом диорите р. Манья содержания Cl в апатитах снижаются до минимальных значений, отвечая полям 5 и 6 (гранитоидам

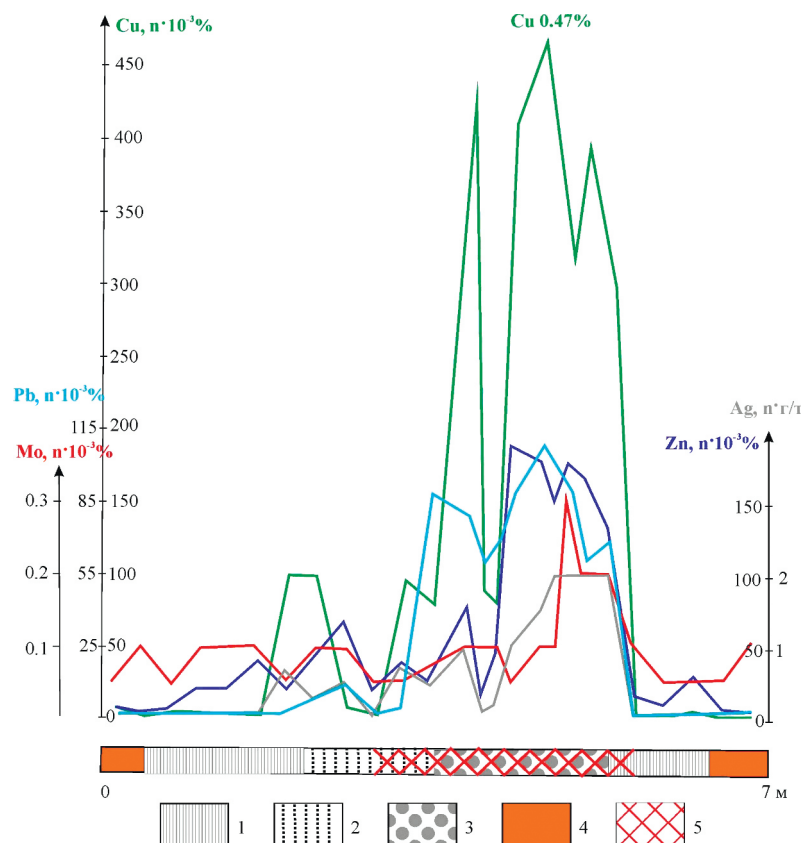


Рис. 8. Комплексная геохимическая аномалия в зоне сульфидной минерализации. Разрез составлен по материалам геолого-съемочных работ М.М. Павлова.

1–3 – арбыньинская толща D₂: 1 – алевролиты, кремнистые сланцы, 2 – вулканомиктовые песчаники, 3 – вулканомиктовые конгломераты; 4 – кварцевые монцодиориты ивдельского комплекса D₃; 5 – зона дробления с гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Fig. 8. Complex geochemical anomaly in the zone of sulfide mineralization. The section is based on the materials of geological survey works by M.M. Pavlov.

1–3 – Arbyninskaya series D₂: 1 – siltstones, siliceous shales, 2 – volcanomictic sandstones, 3 – volcanomictic conglomerates; 4 – quartz monzodiorites of the Ivdel complex D₃; 5 – crushing zone with nest-interspersed sulfide mineralization.

с вольфрам-оловянным, молибденовым и золотым оруденением). Апатиты из пород р. Лопсия (монцодолерита и кварцевого монцодиорита), характеризующиеся существенно более низкими содержаниями хлора, на этой прогнозной диаграмме лежат преимущественно в поле 5, частично и 6 (в полях гранитоидов с вольфрамовым, оловянным, молибденовым и золотошеелитовым оруденением).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что интрузивные тела основного состава (долериты) в постаккреционном (D₃) ивдельском габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовом комплексе по составу отвечают производным сильнодеплетированной мантии с первичным источником, близким базальтам N-MORB.

Обосновывается связь этого источника с отрывом слэба и “мантийным окном”, расположенным под фронтальной зоной бывшей ВТОЗ. Это определяется особенностям геохимической типизации (Y/Nb-индекс) пород как самого постаккреционного ивдельского комплекса, так и предшествующих островодужных пород ВТОЗ, а также наблюдаемой аналогией с вулканитами фронтальной зоны Курильской островной дуги (Антонов, 2006). Такая позиция очага плавления имеет важное петрологическое следствие. Водонасыщенность магм фронтальных зон современных островных дуг более низкая, чем в их тыловодужных зонах (Авдейко и др., 2006). Эти различия в водонасыщенности магм ФЗ и ТЗ островных дуг затем по аналогии могли унаследованно проявляться и в особенностях раннего постаккреционного магматизма и его флюид-

ного режима в структурах бывших островных дуг. Такое унаследование низкой водонасыщенности и связанных с этим других физико-химических особенностях (низкая фугитивность кислорода, роль высоких температур) могло быть характерным и для всей серии магматических пород ивдельского постагрегационного комплекса. Это подтверждается данными изучения минералогии пород ивдельского комплекса.

Дальнейшая эволюция магм (от долеритов к монцонитам, кварцевым диоритам и гранодиоритам) происходила при их движении вверх к поверхности Земли и отражала усиливающуюся контаминацию дифференцированных кремнекислых магм надсубдукционным островодужным веществом. Показано (Петров, 2022), что на дискриминационной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки состава пород ивдельского комплекса находятся в поле вулканитов островных дуг. При этом породы поздней фазы (монцониты–кварцевые диориты–гранодиориты) образуют самый широкий ареал в координатах Th/Yb–Ta/Yb, разброс значений которого практически полностью перекрывает диапазон этих параметров, характерных для вмещающих девонских D₁₋₃ свит ВТОЗ. При этом в связи с широким распространением интрузивных тел ивдельского комплекса по всей территории бывшей девонской островодужной системы одни из них контаминированы веществом с меньшим содержанием Nb (перевозская свита), другие – веществом с более высоким содержанием Nb (краснотурьинская и лимкинская свиты). В то же время распределение РЗЭ во всех типах пород этого комплекса сохраняет первичную близость к N-MORB типу.

Детальное изучение минералогии пород ивдельского комплекса показало следующее. Установлен прогрессирующий рост железистости клинопироксенов на этапе его кристаллизации в породах разного состава (от долерита до кварцевого монцонита), эту тенденцию наследуют и амфиболы в ряду пород от монцодолеритов к кварцевым диоритам. Нарастание железистости клинопироксена отражает интенсивность осушения дифференцированных расплавов (от долерита к кварцевым монцонитам и диоритам) и снижения в связи с этим фугитивности кислорода и роста температуры кристаллизации. Подобные признаки характерны и для эволюции составов акцессорных рудных минералов (титаномагнетита и ильменита). Эти минералогические данные соответствуют признакам принадлежности пород ивдельского комплекса к титаномагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987). По данным модифицированного геотермометра Баддингтона–Линдсли (Полтавец, 1975), кристаллизация ильменита и титаномагнетита в долеритах происходила здесь при $T = 800^\circ\text{C}$ и фугитивности кислорода $-\lg f\text{O}_2 = 12\text{--}15$ бар. В монцоните и кварцевом диорите температура

кристаллизации этих минералов возрастала до $900\text{--}1000^\circ\text{C}$ при снижении фугитивности кислорода до $-\lg f\text{O}_2 = 10\text{--}12$ бар.

Другой важной петрологической особенностью этого комплекса является его формирование при участии богатого хлором магматогенного флюида. В зависимости от состава внедряющихся расплавов, содержаний в них воды, хлора и активности кислорода формируется ряд автономных сильно-дегазирующих флюидно-магматических систем, для которых характерны заметные особенности в процессах постмагматического автометасоматоза (вторичный амфибол, хлорит) – он происходит с участием железисто-хлоридного флюида. Общая принадлежность по режиму летучих (галогенов, воды и кислорода) таких автономных ФМС к титаномагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987) может определять и их общую металлогеническую специализацию, и возможную потенциальную рудоносность.

Вынос летучих из таких ФМС мог сопровождаться экстракцией и переносом из кристаллизующихся расплавов в экзоконтакты интрузивных тел и в их надинтрузивные зоны – хлорофильных рудных элементов. Это при наличии благоприятных для флюидов зон миграции (разломы, зоны дробления и т.д.) и геохимических барьеров (особенно при наличии благоприятных вмещающих сульфидоносных островодужных толщ) вполне могли формироваться гидротермально-метасоматические зоны рудной минерализации, обогащенные Cu, Zn, Au, Mo и др. Данные зоны при эрозии могли быть коренным источником золота для известных россыпей данного района. Крупные тела габбро-долеритов этого комплекса, возможно, перспективны на высокотитанистое магнетит-ильменитовое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магнезиализации Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*, **14**(3), 248–265.
- Антонов А.Ю. (2006) Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрологические следствия. *Литосфера*, (1), 22–44.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И. (2018) Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины и ее обрамления (восточная Турция): пример постколлизийной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу. *Петрология*, **26**(5), 486–510.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. (1992) Минералогическо-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Наука, 316 с.
- Петров Г.А. (2022) Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции. *Литосфера*, **22**(6), 709–740.

- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. (2021a) Проявление позднедевонского постаккреционного 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. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **29**(3), 3-28.
- 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>
- Полтавец А.Ю. (1975) Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (6), 63-72.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- 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 с.
- Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В. (2010) Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **51**(9), 1277-1297.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002). Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 390 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. (2015) Состав и условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Ч. I. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород и руд. *Литосфера*, (6), 69-83.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. (2016) Состав и условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Ч. II. Стадийность рудообразования как результат эволюции рудоносного расплава. *Литосфера*, (2), 48-70.
- 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., Бородин Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(2), 225-245.
- 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.
- Cathelineau M., Nieva D.A. (1985) chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244.
- Eugster H.P., Wones D.R. (1962) Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, **3**(1), 82-125.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral. Magaz. J. Mineral. Soc.*, **XXX**(224), 277-292.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**, 231-239.
- Johnson M.C. Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long valley Caldera, California volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts*, **16**, A62, Toronto.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Morimoto, N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- 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.
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar. *Terra Abstr.*, **3**(1), 30.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Depos.*, **30**, 30-38.

REFERENCES

- Avdeiko G.P., Palueva A.A., Khleborodova O.A. (2006) Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kurile-Kamchatka Island-arc system. *Petrology*, **14**(3), 230-246. (In Russ.)
- Antonov A.Yu. (2006) The matter zoning of Kurile Island arc volcanism and new petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, (1), 22-44. (In Russ.)
- 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.
- Cathelineau M., Nieva D.A. (1985) chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244.
- Eugster H.P., Wones D.R. (1962) Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, **3**(1), 82-125.
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of major intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Igneous formations of modern geotectonic settings: A textbook. Moscow, Publishing House of Moscow State University, 320 p. (In Russ.)
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral. Magaz. J. Mineral. Soc.*, **XXX**(224), 277-292.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Sttowell H.H., Sisson V.B. (1987) Conformation of the empirical correlation of AI in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**, 231-239.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long valley Caldera, California volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts*, **16**, A62, Toronto.
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenous ore formation. Ekaterinburg, UB RAS, 390 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. (2015) Composition and formation conditions of ilmenite and titanomagnetite mineralization in two-pyroxene gabbro Medvedevskoe deposit (Southern Urals). I. Petrochemical and geochemical characteristics of rocks and ores. *Lithosphere (Russia)*, (6), 69-82. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. (2016) Composition and conditions of ilmenite and titanomagnetite ore formation in two-pyroxene gabbro of Medvedevskoe deposit (Southern Urals). II. Staging of ore genesis as a result of evolution of ore-bearing melt. *Lithosphere (Russia)*, (2), 48-69. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shadakova 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. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 225-245. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522> (In Russ.)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Yakushev A.I. (2018) Neogene-quaternary magmatism of the Çaldıran plain and its vicinity (Eastern Turkey): an example of post-collisional transition from subduction to intraplate type. *Petrology*, **26**(5), 469-491. <https://doi.org/10.1134/S0869590318050059> (In Russ.)
- Marakushev A.A., Bezmen N.I. (1992) Mineralogical and petrological criteria for the ore content of igneous rocks. Moscow, Nauka Publ., 316 p. (In Russ.)
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-99.
- 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.
- Petrov G.A. (2022) Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozone of subduction. *Lithosphere (Russia)*, **22**(6), 709-740. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740> (In Russ.)
- 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. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058> (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Y.L., Maslov A.V. (2021a) Manifestation of late devonian post-accretionary magmatism on the eastern slope of the Northern Urals: new data on the age and geochemistry. *Dokl. Earth Sci.*, **500**(1), 738-745. <https://doi.org/10.31857/S2686739721090152>
- Petrov G.A., Tristan N.I., Borozdina G.N., Maslov A.V. (2021b) Stratigraphy and Environments for Forming of the Devonian Strata of the Tagil Megazone in the Northern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **29**(3), 263-286.
- Poltavets A.Yu. (1975) Discussion of the Buddington-Lindsley titanomagnetite geothermometer based on a comparative analysis of the equilibria of spinels of the magnetite series. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (6), 63-72. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-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.)
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar. *Terra Abstr.*, **3**(1), 30.
- Simonov V.A., Kovyazin S.V., Stupakov S.I., Travin A.V., Klets A.G. (2010) The physicochemical conditions of early plume magmatism in West Siberia. *Russ. Geol. Geophys.*, **51**(9), 995-1011.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Depos.*, **30**, 30-38.