

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 552.13; 553.22; 553.21/.24

doi: 10.17223/25421379/37/3

ГИШУНСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (СЕВЕРНЫЙ ПАМИР): МЕТАСОМАТОЗ И РУДОНОСНОСТЬ

Оксана Владимировна Бухарова¹, Хокими Хошими Абдуллозода²,
Евгения Михайловна Асочакова³, Эльвира Нурфасовна Кунгулова⁴



^{1, 2, 3, 4} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ bukharovagetina@gmail.com

² abdullozodahokim67@gmail.com

³ ev.asochakova@gmail.com

⁴ elvirakungulova@mail.ru

Аннотация. Изучен гишунский расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс, входящий в состав структуры Юго-Западного Дарваза (Северный Памир). Анализ геохимических данных показал, что магматический расплав сформировался в результате частичного плавления мантийного клина, расположенного над субдуцирующей океанической плитой, подвергающегося метасоматозу. В пределах юго-восточной части Гишунского массива были охарактеризованы четыре петротипа: габбро и три метасоматические изменённые породы. Удалось реконструировать геохимию метасоматического процесса и определить протолит. Установлено, что рудоносными (ЭПГ) являются амфибол-талк-хлоритовые и талк-хлоритовые метасоматиты. В магнетите и пирите данных метасоматитах впервые обнаружены сперрилит, холлингуортит и меренскиит. Полученные результаты указывают на то, что ассоциации талка, магнезиального амфибола, рудных минералов железа могут служить поисковым критерием на платиновое оруденение.

Ключевые слова: *расслоенная интрузия, Гишунский комплекс, мафит-ультрамафиты, минеральные ассоциации, метасоматоз, рудогенез, Северный Памир*

Благодарности: Авторы благодарят Абдулова Шерзода Баладжоновича, старшего научного сотрудника лаборатории полезных ископаемых Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной академии наук Республики Таджикистан за предоставление материалов по объекту, а также сотрудников ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» в лице К.В. Бестемьяновой за проведение анализов.

Источник финансирования: Исследование проведено в рамках задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWM-2025-0015).

Для цитирования: Бухарова О.В., Абдуллозода Х.Х., Асочакова Е.М., Кунгулова Э.Н. Гишунский мафит-ультрамафитовый комплекс (Северный Памир): метасоматоз и рудоносность // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 29–51. doi: 10.17223/25421379/37/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/3

GISHUN MAFIC-ULTRAMAFIC COMPLEX (NORTHERN PAMIR): METASOMATISM AND ORE POTENTIAL

Oksana V. Bukharova¹, Khokimi H. Abdullozoda², Evgenia M. Asochakova³, Elvira N. Kungulova⁴

^{1, 2, 3, 4} National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

¹ bukharovagetina@gmail.com

² abdullozodahokim67@gmail.com

³ ev.asochakova@gmail.com

⁴ elvirakungulova@mail.ru

Abstract. This article presents a comprehensive study of the Gishun mafic-ultramafic complex, located in the southwestern Darvaz region (Northern Pamir). Its coarse specialization is of interest. Geochemical data indicate that the igneous complex formed from melt resulting from the partial melting of a mantle wedge located above a subducting oceanic plate, inducing metasomatism. During the study were identified and characterized four petrotypes of rocks: gabbro and three metasomatically altered rocks. The geochemistry of the

metasomatic process was reconstructed, and the protolith of the altered rocks was determined. Metasomatic fluids were reconstructed as acidic, sulfur-bearing, and moderately temperature (350–450 °C). The formation of talc-chlorite and amphibole-talc-chlorite assemblages is associated with retrograde metamorphism under conditions ranging from amphibolite to greenschist facies. The main feature is that platinum-bearing mineralization (PGE) associating exclusively with metasomatized ultramafic rocks. In this case, the presence of platinum-group minerals in the metasomatites is primarily responsible: sperrylite (PtAs₂), hollingworthite ((Rh,Pt,Pd)AsS) and merenskyite (PdTe₂). Detailed mineralogical analysis revealed that magnetite and pyrite are the main PGE-bearing minerals. An important conclusion is that talc±magnesian amphibole±iron ore minerals can serve as an indicator for the detection of platinum group metals in similar layered intrusions. These data confirm the high potential of the Gishun complex and any objects in this relationship. Ultimately, this work provides a robust petrogenetic and geochemical model defining criteria for the identification of platinum group metals in regions with mafic-ultramafic rocks.

Key words: layered intrusion, Gishun complex, mafic-ultramafic rocks, mineral associations, metasomatism, ore genesis, Northern Pamir

Acknowledgments: The authors thank Sherzod Baladzhanovich Abdulov, senior researcher at the Mineral Resources Laboratory, Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology, National Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan, for providing materials on the site, as well as K.V. Bestemyanova, staff of the Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems, for conducting the analyses.

Source of financing: The research was carried out within the framework of the State assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. FSWM-2025-0015).

For citation: Bukharova O.V., Abdullozoda Kh.H., Asochakova E.M., Kungulova E.N. Gishun mafic-ultramafic complex (Northern Pamir): metasomatism and ore potential. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 29–51. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/3

Введение

Поиски благороднометаллической минерализации в расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексах являются актуальным направлением в геологии рудных месторождений. Подобные исследования проводились в различных регионах мира, включая Аляску, Урал и Алданский щит, и в ряде случаев (в частности, на Урале) увенчались успехом, хотя промышленные объекты часто ассоциированы с россыпными проявлениями. Памирский регион в этом контексте также представляет значительный интерес.

Эффективность поисково-разведочных работ на подобных объектах традиционно лимитируется рядом факторов. К ним относятся недостаточная степень изученности комплексов, противоречивые данные об их геологическом строении, неоднозначность моделей становления и эволюции магматических расплавов, а также отсутствие четких минералогических, геохимических и петрографических критериев платиноносного оруденения. Применение традиционных методов поиска, без учета специфики каждого массива, часто приводит к отрицательным результатам, поскольку прямые предпосылки для обнаружения платинометаллических руд присутствуют далеко не во всех стратифицированных мафит-ультрамафитовых массивах.

Изучение мафит-ультрамафитового магматизма в пределах Памира имеет относительно непродолжительную историю. Выявленные здесь комплексы демонстрируют значительную вариабельность по вещественному составу (соотношению габброидов и ультрамафитов), степени проявления стратифицирован-

ности и зональности, что порождает дискуссии относительно их генезиса и, как следствие, потенциальной рудоносности.

В настоящей работе представлены новые данные по гишунскому мафит-ультрамафитовому комплексу, расположенному в пределах Северного Памира (Юго-Западный Дарваз). Основное внимание уделяется характеристике метасоматических преобразований пород и анализу минеральных ассоциаций.

Актуальность исследования обусловлена необходимостью разработки научно обоснованных критериев поисков месторождений платиноидов. Ключевыми аспектами являются понимание механизмов отделения сульфидной рудоносной магмы, последующих процессов ремобилизации рудного вещества, а также влияние расслоенности комплекса на локализацию рудных пластов. Полученные результаты позволяют скорректировать поисково-разведочные работы для подобных геологических объектов.

Объект исследования

На стыке крупных морфоструктур Азии – Памира и Таджикской депрессии, в междуречье Пянджа, Яхсу и Обихингоу, находится высокогорная область – Юго-Западная Дарваза, в которой выделяют три тектонические зоны: Дарваз-Заалайскую, Калайхумб-Сауксайскую и Курговатскую, в строении которых зафиксировалась сложная тектоно-магматическая эволюция целой области, начиная от рифтогенной (грабеновой) и переходной стадий, в результате которых произошло сокращение океанического бассейна и сформировался островодужный комплекс.

Формирование покровно-складчатой структуры Калайхумб-Сауксайской зоны на рубеже раннего и среднего карбона (C₁₋₂) происходило в несколько этапов. За всю историю формирования Юго-Западного Дарваза проявлялся различный по составу магматизм (рис. 1, а), в том числе и мафит-ультрамафитовый, ко-

торый представлен в данном районе гишунским комплексом [Нарижнев, Стеблова, 1982]. К гишунскому комплексу отнесены два объекта: Гишунский расслоенный массив перидотит-анортозит-габбрового состава и Калайхумб-Хекский массив перидотит-анортозит-габбро-диоритового состава [Могахед, 2011].

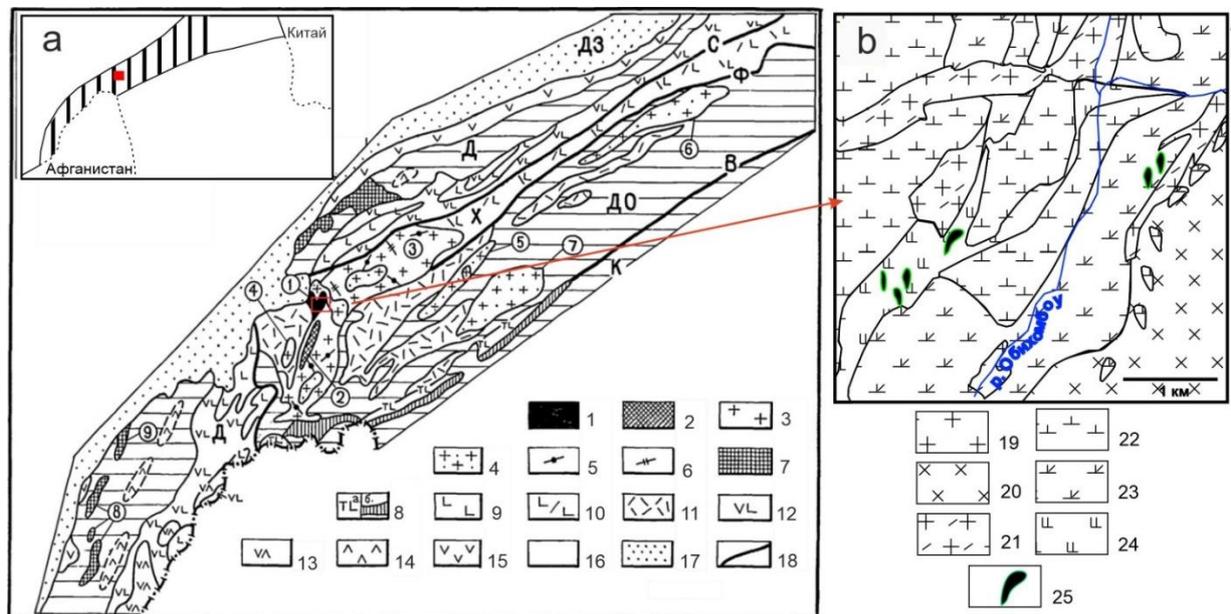


Рис. 1. Схема размещения магматических образований Юго-Западного Дарваза (а) [Нарижнев, Стеблова, 1982] и схема геологического строения юго-восточного фланга Гишунского массива (б) [Могахед, 2011]

а. Зоны. Дарваз-Заалайская (ДЗ), Калайхумб-Сауксайская (подзоны: Дарвазская (Д), Хингуоская (Х), Джорф-Обизанкинская (ДО); Курговатская (К)). *Интрузивные комплексы.* 1 – гишунский перидотит-анортозит-габбровый (R?) (1) – Гишунский массив); 2 – хунасский габброидный (C₁) (2) – Хунасский массив); 3 – обихумбоуский гранитоидный (C₁) (3) – Обихумбоуский, (4) – Хаударинский, (5) – Обизанкинский массивы); 4 – мазарский гранитный (C₁) (6) – Сугранский, (7) – Мазарский массивы); 5 – хострогинский гранитоидный (P?) (внемасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве); 6 – шакарельский плагиогранит-диорит-габбровый (T?) (внемасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве); 7 – мынтекинский диорит-габбровый (T₃) (8) – Дарайтангский, (9) – Равноуский массивы). *Вулканогенные образования.* 8 – кайвакская серия (R?): а – трахибазальтовая, б – коматитовая формации; 9 – формация недифференцированных натриевых базальтов (калайхумбская и аспандоуская свиты, C₁); 10 – контрастная базальт-риолитовая формация (фортамбекская свита, C₁); 11 – формация калиево-натриевых риолитов (хострогинская свита, C₁); 12 – андезит-базальтовая формация (ушхарвская свита, C₁); 13 – дацит-андезитовая формация (джакская свита, C₁); 14 – средние-кислые вулканиты (P); 15 – андезитовая формация (T₃).

Метаморфические и осадочные образования PR₁-PZ (16). *Осадочные отложения* Mz-Q (17).

Региональные разломы (18). Сауксайский (С), Фортамбекский (Ф), Висхарвский (В).

б. Обихумбоуский комплекс: 19 – граниты, плагиограниты, гранодиориты, 20 – диориты, кварцевые диориты-тоналиты. Хострогинская свита: 21 – риолиты, туфы, а также линзы известняков, песчаников, кварцитов, кремней и андезитов.

Гишунский комплекс: 22 – анортозиты, габбро-анортозиты, 23 – анортозитовые габбро, габбро, мелкозернистые габбро-нориты, 24 – перидотиты, габбро-перидотиты; 25 – массивные халькопирит-магнетит-пирротитовые медно-никелевые руды

Fig. 1. The scheme of magmatic formations of the South-West Darvaz (a) [Narizhnev, Steblova, 1982] and the scheme of the geological structure of the south-eastern side of the Gishun massif (b) [Mogahed, 2011]

a. Zones. Darvaz-Zaala (DZ), Kalai-Khumb-Sauksay (subzones: Darvaz (D), Khingou (X), Jorf-Obizankinsky (DO); Kurgovatsky (K)). *Intrusive complexes.* 1 – gishun peridotite-anorthosite-gabbro (R?) (1) – Gishun massif); 2 – khunas gabbroic (C₁) (2) – Khunas massif); 3 – obikhumbou granitoid (C₁) (3) – Obikhumbou, (4) – Khaudara, (5) – Obikhumbou massifs); 4 – mazar granite (C₁) (6) – Sugran, (7) – Mazar massifs); 5 – khostroginsk granitoid (P?) (out-of-scale bodies and dikes in the Obikhumbou massif); 6 – shakarel plagiogranite-diorite-gabbro (T?) (out-of-scale bodies and dikes in the Obikhumbou massif); 7 – myntekin diorite-gabbro (T₃) (8) – Daraitan, (9) – Ravnou massifs).

Volcanogenic formations. 8 – kaivak series (R?): a – trachybasalt, b – komatiite formations; 9 – formation of undifferentiated sodium basalts (C₁); 10 – contrasting basalt-rhyolite formation (C₁); 11 – formation of potassium-sodium rhyolites (C₁); 12 – andesite-basalt formation (C₁); 13 – dacite-andesite formation (C₁); 14 – intermediate-acid volcanics (P); 15 – andesite formation (T₃).

Metamorphic and sedimentary formations PR₁-PZ (16). *Sedimentary deposits* of Mz-Q (17).

Regional faults (18). Sauksai (C), Fortambek (F), Viskharv (B).

b. Obikhumbou Complex: 19 – granites, plagiogranites, granodiorites, 20 – diorites, quartz diorites-tonalites.

Khostroginskaya Formation: 21 – rhyolites, tufts, limestone lenses, sandstones, quartzites, chert, and andesites.

Gishun Complex: 22 – anorthosites, gabbro-anorthosites, anorthosite gabbro, gabbro, 23 – fine-grained gabbro-norites, 24 – peridotites, gabbro-peridotites; 25 – massive chalcopryrite-magnetite-pyrrhotite copper-nickel ores

Гишунский интрузив находится южнее зоны Сауксайского разлома. Считается, что он полого надвинут на отложения хострогинской свиты (C_1). Сам комплекс прорван габброидами и гранитоидами обихумбоуского комплекса (C_1). Точных датировок Гишунского интрузива нет. Верхняя возрастная граница фиксируется прорыванием его раннекаменноугольными габброидами и гранитоидами. Нижний возрастной предел не устанавливается, поскольку интрузивные взаимоотношения со стратифицированными отложениями не обнаружены, а встреченные в интрузиве высоконатриевые ксенолиты риолитов четко отличаются от граничащих по разлому с интрузивом близких по кислотности раннекаменноугольных эффузивов хострогинской свиты [Руженцев и др., 1977].

В петрологическом аспекте Гишунский комплекс существенно отличается от других мафит-ультрамафитовых образований Памира доминированием габброидов над ультрамафитами. По объему породы комплекса распределяются следующим образом: лейкократовые габбро (~40 %), габбро-анортозиты и габбро (~22 %), анортозиты (~12 %) и меланократовые габбро (~0,5 %). Ультраосновные породы, составляющие приблизительно 2 % от общего объема, слагают основание ритмично-расслоенного комплекса, где наблюдаются фациальные переходы от перидотитов к оливиновым пироксенитам, лерцолитам и рогово-обманковым перидотитам, а также присутствуют гарц-бургиты и верлиты. Рудная минерализация, характеризующаяся Cu-Ni и Cr специализацией, ассоциирует именно с ультраосновными породами комплекса [Нарижнев, Стеблова, 1982; Могахед, 2011].

Гишунский массив может рассматриваться как лакколит, наклоненный к востоку под углом 30–40°. Его видимая мощность превышает 2 км. В плане он имеет неправильную форму, но близкую к субизометричной (4–6 км × 8 км, $S \sim 40 \text{ км}^2$), и характеризуется асимметричной зональностью: юго-восточная часть сложена преимущественно габбро и анортозитами с редкими и маломощными плитообразными телами перидотитов, северо-западная часть массива имеет более сложное строение, в котором перемежаются участки, сложенные перидотитами, габбро-анортозитами с многочисленными дайками и апофизами габбро и вулканитами хострогинской свиты (C_1) [Руженцев и др., 1977].

Интрузив обладает четко выраженной расслоенностью. При этом границы между слоями могут быть четкими или постепенными, что зависит от минеральных ассоциаций, слагающих породы. Отмечают, что расслоенность подчеркивается на отдельных участках линейной ориентировкой темноцветных минера-

лов. Мощность слоев варьируется от десятков сантиметров до десятков метров [Нарижнев, Стеблова, 1982; Могахед, 2011].

Породы комплекса неравномерно изменены. Проявляется хлоритизация, амфиболизация, серпентинизация, оталькование и иногда флогопитизация [Могахед, 2011].

Материалы и методы

Исследование состава пород и рудной минерализации проводилось с применением петрографических и минераграфических методов. Для точной идентификации минеральных фаз был выполнен рентгено-спектральный микроанализ на сканирующих электронных микроскопах Tescan Mira 3 LMU и VEGA II LMU, оснащенных энергодисперсионными спектрометрами INCA Energy350 Oxford. Подготовка образцов заключалась в изготовлении полиминеральных шлифов с параллельными поверхностями, один из которых полировался и покрывался проводящим углеродным слоем. Анализ химического состава минералов выполнялся на энергодисперсионном спектрометре в следующих условиях: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 5 нА ($PC = 5$), время набора спектра – 120 с, источник электронов – вольфрамовый катод, диаметр электронного зонда – 1–2 мкм. В качестве калибровочных стандартов использовались эталоны MAC (55 Standard Universal Block Layout+F/Cup, Micro-Analysis Consultants Ltd, Великобритания). Количественная обработка спектров проводилась с оптимизацией по кобальту. Расчет кристаллохимических формул минералов выполнялся катионным методом (пироксены – на 4, амфиболы – на 15, пренит – на 7, цоизит – на 8, полевые шпаты – на 4, хлорит – на 10).

Петрогеохимические данные получены атомно-эмиссионной спектроскопией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) (спектрометр серии iCAP 7400 Duo Termo Fisher Scientific, США) и масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) (спектрометр серии Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) по аккредитованной методике «СТО ТГУ 048-2012 Горные породы»). Для анализа геохимической динамики метасоматического процесса, миграции химических элементов, участвующих в метасоматическом процессе, был применен «кислородный метод» Т. Барта.

Аналитические исследования выполнены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета.

Минералого-петрографический состав пород

По данным геологического картирования [Нарижнев, Стеблова, 1982] установлено, что исследуемая часть массива сложена преимущественно габбро, ультрамафитовые разности присутствуют в подчиненном количестве. Потенциальными рудовмещающими породами комплекса считаются ультрабазиты, и, в отличие от них, габброиды не

имеют установленной рудной специализации [Могахед, 2011]. В связи с этим объектом данного исследования были выбраны породы юго-восточного фланга Гишунского массива, представленные в основном габброидами (рис. 1, б). Для детального изучения в пределах этого участка были выделены четыре петротипа, причем три из них характеризуются разной степенью проявления метасоматических преобразований.

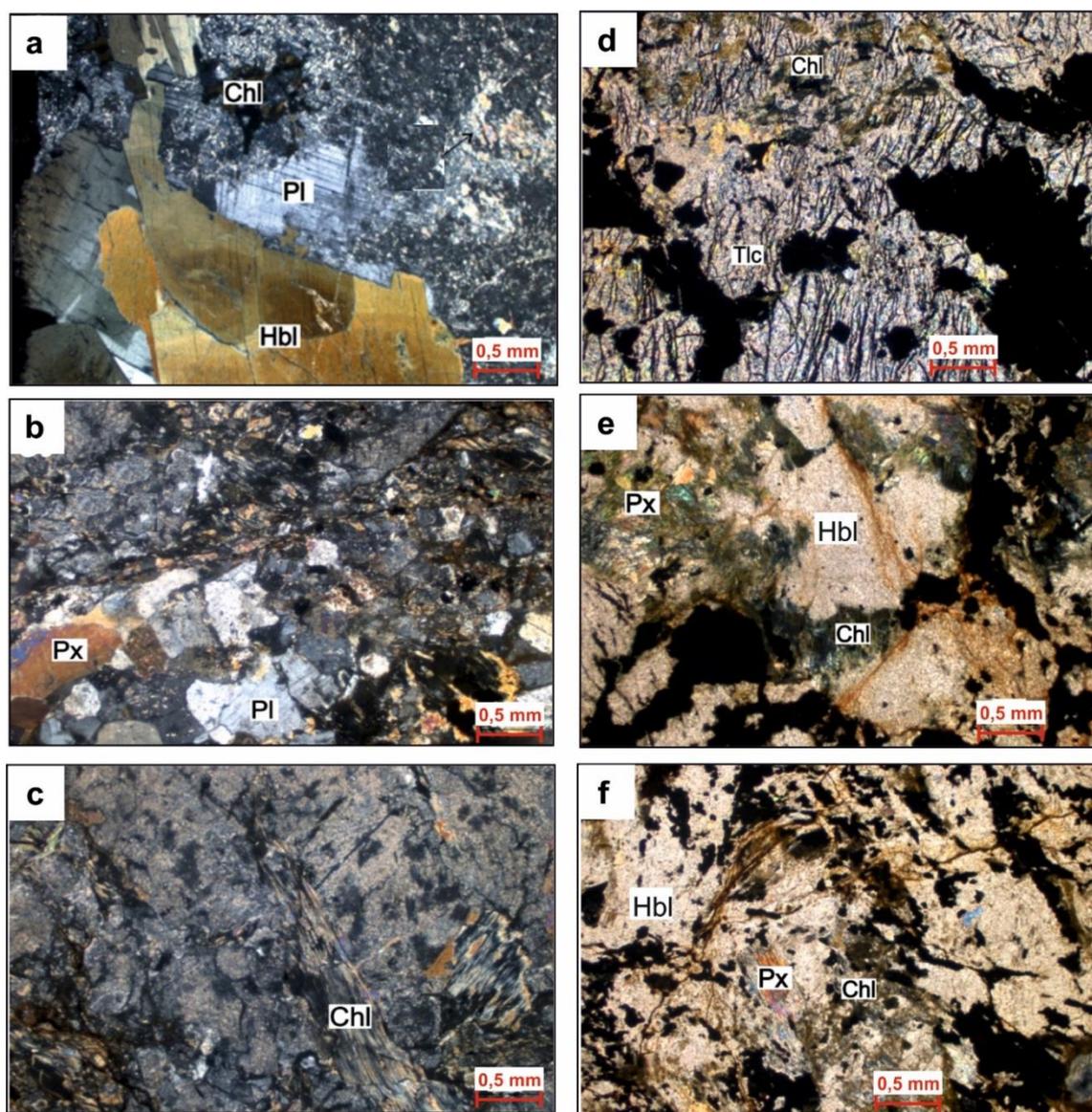


Рис. 2. Характерные породы исследуемого участка Гишунского массива (в проходящем свете, в скрещенных николях)

Среднезернистое габбро (а). Соссуритизированное габбро с реликтовой габбровой структурой и структурой замещения (б) и фрагмент тонкозернистого агрегата (с). Тальк-хлоритовый метасоматит с тонкозернистой лепидобластовой структурой и вкрапленной текстурой (д). Амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит с вкрапленностью сульфидов (е, ф). Px – пироксены, Chl – хлорит, Pl – плагиоклаз, Hbl – амфибол

Fig. 2. Characteristic rock structure of the southeastern flank of the Gishun Massif (in transmitted light, in crossed Nicols)

Medium-grained gabbro (a). Saussuritized gabbro with relict gabbro structure and replacement textures (b) and a fragment of a fine-grained aggregate (c). Talc-chlorite metasomatite with fine-grained lepidoblastic texture and disseminated texture (d). Amphibole-talc-chlorite metasomatite with sulfide dissemination (e, f). Px – pyroxenes, Chl – chlorite, Pl – plagioclase, Hbl – amphibole

Габбро сложено (об. %): плагиоклазом (~40 %), пироксеном (~25 %), амфиболом (~18 %), кварцем (0–2 %); единичные зерна титанита и рудные минералы выполняют порядка 5–2 % породы. Из вторичных минералов присутствуют хлорит (~10 %), цоизит (~2 %). Структура породы габбровая. Текстура полочастая, такситовая, с редкой вкрапленностью. Плагиоклаз (An₄₄) представлен таблитчатыми зернами, полисинтетически сдвойникованными. Пироксен представлен зернами неправильной формы размером до 0,5 мм, по нему развивается амфибол, индивиды которого образуют вытянутые кристаллы или бесформенные зерна размером от 0,3 до 3 мм. Кварц (0,4 до 2,5 мм) имеет ксеноморфный облик и выполняет интерстиции между породообразующими минералами. Тонкозернистый агрегат из серицита и кальцита развивается по плагиоклазу. Хлорит (около 0,1 мм) развивается по темноцветным минералам (по границам зерен и спайности).

Сосюритизированное габбро унаследовало все текстурные черты первичной породы. Вдоль трещин активно проявлены процессы метасоматоза. Местами сохраняется габбровая структура, но в целом преобладает структура замещения. Структуры обусловлены развитием хлорита по темноцветным минералам. Порода сложена плагиоклазом (~40 %), пироксеном (~20 %), хлоритом (~25 %), в незначительных количествах присутствуют пренит (~5 %), кальцит (~5 %), тальк (~2 %), единичные зерна циркона, титанита. Рудные минералы составляют до 5 % и имеют размеры зерен от 0,08 до 0,4 мм. Плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами, отмечаются индивиды с ясно выраженными полисинтетическими двойниками. В отличие от первичной породы, в сосюритизированной разности плагиоклаз альбитизирован (An₅). Кроме альбитизации, вторичные изменения проявились в виде развития тонкозернистого карбонат-пренитового агрегата. Клинопироксен представлен индивидами размером до 0,5 мм, границы зерен часто корродированы и замещены хлоритом.

Границы между габбро и сосюритизированным габбро нечеткие с плавным переходом.

Две другие метасоматические разности – тальк-хлоритовый и амфибол-тальк-хлоритовый метасоматиты – образуют линзовидные тела субизометричными контурами, залегающие среди габброидов. Данные породы обладают отчетливой сланцеватой текстурой, что связано с наличием ориентированных агрегатов слоистых силикатов, формирующих участки с лепидобластовой (рис. 2) и фибробластовой структурой, которые насыщены вкрапленностью рудных минералов.

Наблюдаются значительные различия в содержании и распределении рудной минерализации между

описанными метасоматитами. Для тальк-хлоритовой разности отмечаются обособления рудных минералов содержанием до 50 %, которые наблюдаются в виде прожилков либо пятнистых сростаний. В амфибол-тальк-хлоритовом метасоматите агрегаты рудных минералов содержанием до 30 % сложены более крупными зернами (0,1–1,0 мм) с интерстициальным выполнением из талька и хлорита (в соотношении ~2 : 1). Главными породообразующими минералами являются тальк (~15–20 %), хлорит (~15–30 %), амфибол (до 20 %) и реликтовый пироксен (до 20 %); второстепенными – кварц (с хлоритом) и апатит.

Химический состав породообразующих и рудных минералов

Пироксен габбро, согласно номенклатуре клинопироксенов мафитовых магм [Morimoto et al., 1988], представлен авгитом (табл. 1). Индивиды пироксена из сосюритизированного габбро попадают в поле магнезиопижонита (они обеднены кальцием и содержат более 60 % энстатитовой молекулы). Условия формирования магнезиального пижонита крайне специфические. Во-первых, пижонит может образоваться при частичном плавлении мантии в условиях высоких давлений и температуры порядка 1300 °С и его индивиды могли остаться в рестите [Fernando et al., 2003]. Но есть и вариант, когда при температуре 1000–600 °С пижонит образует ламели в авгите [Robinson et al., 1977].

Амфиболы в исследуемых породах, согласно номенклатуре [Leake et al., 1997], относятся к магнезиальной роговой обманке. Количество тремолитового минала (табл. 1) варьирует в зависимости от парагенетической ассоциации: в габбро его содержание составляет ~55 %, тогда как в сосюритизированной разности возрастает до 74 %. В тальк-хлоритовом метасоматите зафиксировано 63 % тремолитового компонента, а в амфибол-тальк-хлоритовой породе идентифицированы три амфибола с содержанием тремолитового минала 0, 63 и 70 %, различающиеся концентрациями алюминия и магния. В целом амфиболы представлены кальциевой группой. Однако в амфибол-тальк-хлоритовой породе зафиксирована одна генерация амфибола, которая входит в натрово-кальциевую группу.

Повышенное содержание тремолитовой молекулы в сосюритизированном габбро, вероятно, связано с реакцией взаимодействия плагиоклаза и авгита в присутствии флюида [Leake et al., 1997].

Амфиболы амфибол-тальк-хлоритового метасоматита характеризуются примесью хрома. На диаграммах составов (Al^{IV} – Al^{VI}) и (Na+K – Ti) (рис. 3) фигуративные точки амфиболов метасоматизированных габбро попадают в поле зеленосланцевой фации.

Амфибол из тальк-хлоритового метасоматита по соотношению $Al^{IV} - Al^{VI}$ соответствует амфиболитовой фации, а в координатах $(Na+K - Ti)$ – зеленосланцевой. Данное расхождение может объясняться специ-

фикой флюидного режима, способствовавшего подвижности титана и щелочных элементов, но в условиях понижения температуры щелочи проявляют большую подвижность по сравнению с титаном [Закруткин, 1968].

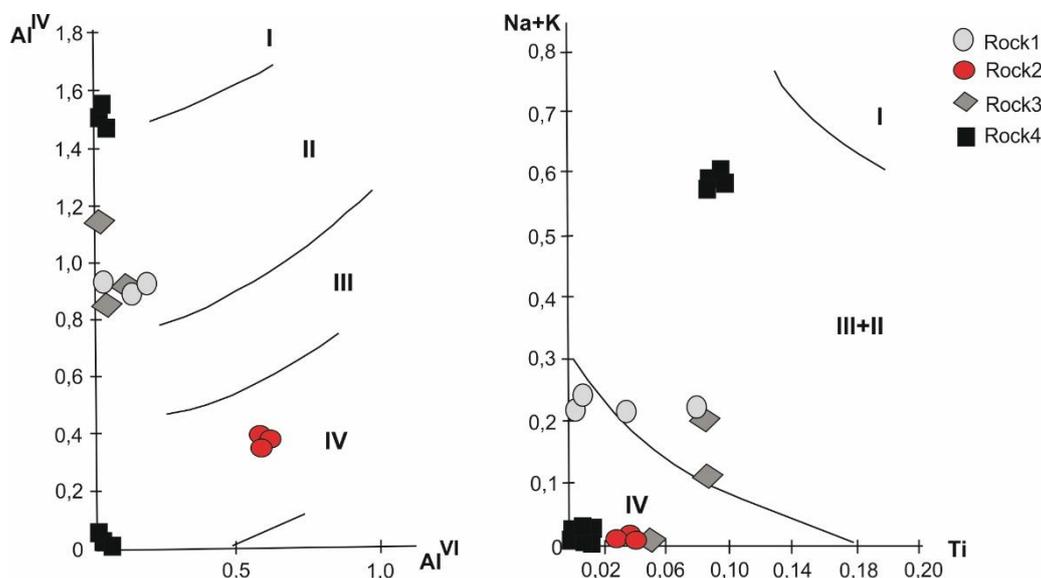


Рис. 3. Диаграммы соотношений ионов $Al^{IV} - Al^{VI}$ и $(Na+K) - Ti$ (ф.к.) в амфиболах офиолитовых и океанических комплексов [Закруткин, 1968]

Поля метаморфических фаций: I – гранулитовая, II – амфиболитовая, III – эпидот-амфиболитовая, IV – зеленосланцевая. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит

Fig. 3. Diagrams of the ratios of $Al^{IV} - Al^{VI}$ и $(Na+K) - Ti$ ions (apfu) in amphiboles of ophiolite and oceanic complexes [Zakrutkin, 1968]

Metamorphic facies fields: I – granulite, II – amphibolite, III – epidote-amphibolite, IV – greenschist. Rock 1 – gabbro, Rock 2 – saussuritized gabbro, Rock 3 – talc-chlorite metasomatite, Rock 4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite

Три разновидности магнезиальной роговой обманки в амфибол-тальк-хлоритовых метасоматитах, фигуративные точки которых на диаграммах распределяются между полями гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, свидетельствуют об их образовании в различных термодинамических условиях. Вероятно, можно говорить о различных генерациях этого минерального вида, которые фиксируют падение температуры среды минералообразования и указывают на неустойчивость минеральных ассоциаций в ходе метасоматоза.

Хлориты в исследуемых породах характеризуются значительным разнообразием состава (табл. 2). В габбро и сосюритизированных габбро развит магнезиально-железистый хлорит (прохлорит), в последних фиксируются примеси Ni и Cr (суммарно менее 0,5 мас. %). В тальк-хлоритовом метасоматите состав хлорита соответствует тальк-хлориту с примесью Ni и Cr (Σ до 2 мас. %).

Наиболее сложный состав хлоритовой минерализации установлен для амфибол-тальк-хлоритового

метасоматита, где идентифицированы: тальк-хлорит, магнезиальные хлориты группы пеннина (клинохлор-пеннин), магнезиально-железистые хлориты (прохлорит двух разновидностей, различающихся вариациями содержаний Cr и Fe), а также железистый хлорит с дефицитом алюминия, соответствующий подсемейству септехлорита, стабильному в интервале температур 350–450 °С.

Формирование данных ассоциаций, по-видимому, связано с гидролизом силикатов магния, что приводит к образованию ассоциации талька и хлорита. Этот процесс сопровождается высвобождением кремнезёма, что подтверждается наличием его модификаций в межзерновом пространстве, особенно между индивидами хлорита в амфибол-тальк-хлоритовом метасоматите.

Плагиоклаз. По химическому составу плагиоклаз в габбро относится к андезину, т.е. более кислый, чем обычно отмечают для основных пород. При сосюритизации габбро плагиоклаз первичный не сохранился и представлен альбитом.

Химический состав пироксенов и амфиболов Гишунского массива

Table 1

Chemical composition of pyroxenes and amphiboles of the Gishun massif

Компонент Composition	Пироксены (Opx)		Амфиболы (Amp)					
	Rock1	Rock 2	Rock 1	Rock 2	Rock 3	Rock 4		
	(3)	(4)	(4)	(3)	(4)	I(3)	II(3)	III(4)
SiO ₂ , wt. %	49,31	54,87	49,63	53,26	49,31	43,57	45,92	55,84
TiO ₂	0,2	0,18	0,43	0,31	0,69	0,89	0,22	–
Al ₂ O ₃	2,05	1,35	6,42	6,18	5,78	13,12	6,56	0,34
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	0,43	0,72	0,09
FeO	10,56	20,26	14,64	7,86	14,05	5,99	17,08	13,52
NiO	–	–	–	–	–	–	0,2	–
MnO	0,27	0,63	0,36	0,16	0,26	0,13	–	0,3
MgO	17,41	21,01	14,08	16,34	14,97	18,48	14,61	16,6
CaO	20,07	1,8	12,47	14,47	12,97	14,09	12,9	12,97
K ₂ O	–	–	0,18	0,09	0,15	0,41	–	–
Na ₂ O	–	–	0,68	–	0,33	2,01	–	–
V ₂ O ₃	–	–	0,09	–	–	–	–	–
Σ	99,86	100,1	98,88	98,66	98,49	99,12	98,21	99,66
Si, ф.к. (apfu)	1,82	2,04	7,09	7,53	7,05	6,06	6,59	7,86
Ti	0,01	0,01	0,05	0,03	0,08	0,09	0,02	–
Al	0,09	0,06	1,08	1,03	0,97	2,15	1,11	0,06
Cr	–	–	–	–	–	0,05	0,08	0,01
Fe(II)	0,33	0,63	1,75	0,93	1,67	0,69	1,77	1,51
Fe(III)	–	–	–	–	–	–	0,27	0,08
Ni	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	0,01	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02	–	0,03
Mg	0,96	1,17	3,02	3,46	3,21	3,85	3,15	3,5
Ca	0,79	0,07	1,91	2,19	1,99	2,1	1,98	1,96
K	–	–	0,03	0,02	0,03	0,07	–	–
Na	–	–	0,19	–	0,09	0,54	–	–
V	–	–	0,01	–	–	–	–	–
Al – Opx(B), Amp(T, IV))	0,18	–	0,87	0,44	0,87	1,85	1,39	0,14
Al – Opx(A), Amp(C, VI)	–	0,06	0,21	0,59	0,1	0,3	–	–
A	2,09	1,95	0,22	0,02	0,12	0,61	–	–
B	–	–	1,91	2,19	1,99	2,1	1,98	1,96
C	–	–	5,01	5	5,02	4,91	5	5,05
T	–	–	8	8	8	8	7,99	8
En, %	46,0	63,0	–	–	–	–	–	–
Fs, %	16,0	33,0	–	–	–	–	–	–
Wo, %	38,0	4,0	–	–	–	–	–	–
Tr, %	–	–	54,8	74,4	62,7	–	62,7	69,7
Fe-Act, %	–	–	18,6	3,4	18,4	46,5	20	28,7
AlFe-Ts, %	–	–	21,7	22,2	18,9	–	9,1	–
Al-Ts, %	–	–	–	–	–	26,5	–	–
Fe-Ts, %	–	–	–	–	–	–	8,2	–
FeFe-Ts, %	–	–	–	–	–	–	–	1,7
Fe-Krt, %	–	–	–	–	–	27,0	–	–
Al-Brt, %	–	–	1,3	–	–	–	–	–
Ed, %	–	–	3,6	–	–	–	–	–

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «–» – ниже предела обнаружения, римскими цифрами указаны разновидности минерала, в скобках количество измерений. En – энстатитовая молекула, Fs – ферросилилитовая молекула, Wo – волластонитовая молекула, Tr – тремолитовая молекула, AlFe-Ts – алюмоферрочермакитовая молекула, Fe-Act – ферроактинолитовая молекула, Al-Ts – алюмочермакитовая молекула, Fe-Krt – феррикерсутитовая молекула, Al-Brt – алюмобарруазитовая молекула, Ed – эденитовая молекула, Fe-Ts – феррочермакитовая молекула, FeFe-Ts – ферриферрочермакитовая молекула.

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «–» – below the detection limit, roman numerals indicate the species of minerals, in brackets the number of measurements. En is an enstatite molecule, Fs is a ferrosilicon molecule, Wo is a wollastonite molecule, Tr is a tremolite molecule, AlFe-Ts is an aluminoferrotschermakite molecule, Fe-Act is a ferroactinolite molecule, Al-Ts is an aluminotschermakite molecule, Fe-Krt is a ferrikersutite molecule, Al-Brt is an aluminobarroisite molecule, Ed is an edenite molecule, Fe-Ts is a ferrotschermakite molecule, FeFe-Ts is a ferriferrotschermakite molecule.

Химический состав хлорита Гишунского массива

Table 2

Chemical composition of chlorite of the Gishun massif

Компонент Composition	Хлорит (Chl)							
	Rock1	Rock 2	Rock 3	Rock 4				
	(6)	(3)	(3)	(3)	(5)	(3)	(3)	(4)
SiO ₂ , wt. %	28,33	28,43	34,62	31,79	34,34	32,88	40,99	35,72
TiO ₂	–	–	–	–	0,05	–	–	0
Al ₂ O ₃	20,63	20,75	7,6	19,05	14,08	11,15	1,06	0
Cr ₂ O ₃	–	0,33	1,12	0,66	0,72	1,47	0,2	0
FeO	21,43	18,02	23,24	6,55	16,61	23,7	27,09	49,13
NiO	–	0,06	0,87	–	–	–	0,24	0
MnO	0,31	0,3	–	0,16	0,1	0,23	0,37	0,98
MgO	18,86	20,27	18,76	28,54	21,91	18,73	24,59	5,8
CaO	0,2	0,13	0,12	0,04	0,13	0,06	–	0
K ₂ O	0,01	–	–	–	–	–	–	0
CuO	–	–	–	0,1	–	–	–	0
Σ	89,76	88,29	86,34	86,86	87,94	88,2	94,55	91,63
Si, ф.к. (apfu)	2,85	2,87	3,72	3,09	3,49	3,46	4,00	4,00
Al	2,45	2,47	0,96	2,17	1,69	1,37	0,12	
Cr		0,03	0,09	0,05	0,06	0,12	0,02	
Fe	1,80	1,51	2,08	0,53	1,41	2,08	2,20	
Ni		0,01	0,12				0,03	4,75
Mn	0,03	0,03		0,02	0,01	0,02	0,03	
Mg	2,85	3,07	3,02	4,15	3,33	2,95	3,60	0,10
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		1,01
Cu				0,01				
F, %	39,1	34,4	44,07	13,72	31,62	44,23	38,98	82,76
Al(IV), ф.к. (apfu)	1,15	1,13	0,28	0,91	0,51	0,54	0	0
Минеральный вид**	Прохло-рит	Прохло-рит	Тальк-хло-рит	Клино-хлор-пеннин	Прохло-рит	Прохло-рит	Тальк-хло-рит	П/сем-во септехлорита

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «←» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений. F = (FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO)/(FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO+MgO)×100%. ** номенклатура [Годовиков, 1975].

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «←» – below the detection limit, in brackets the number of measurements. F = (FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO)/(FeO+2Fe₂O₃+2Cr₂O₃+MnO+...NiO+MgO)×100%. ** nomenclature [Godovikov, 1975].

Пренит, цоизит развиваются за счет плагиоклаза, образуя тонкие пластинчатые индивиды в шлифах, напоминающие мусковит (табл. 3).

Титанит. Для габбро и сосюритизированном габбро титанит содержит примеси магния (MgO ~0,75 вес. %), алюминия (Al₂O₃~4 вес. %), ванадия (V₂O₅~0,4 вес. %) и железа (FeO ~1,5 вес. %), при этом более обогащен ванадием титанит из габбро.

Тальк метасоматитов сильно отличается по содержанию примесей. В тальк-хлоритовом метасоматите тальк более железистый и глиноземистый, кроме того отмечается преобладание никеля (табл. 3).

Магнетит отличается примесным составом (табл. 4). Магнетит габбро содержит около 0,5 % примеси кульсонитового и ильменитового миналов, тогда как в тальк-хлоритовом метасоматите – около 0,1 % хромитового минала.

Рутил был зафиксирован в сосюритизированном габбро и, вероятно, является продуктом разложения титанита (присутствуют примеси кремния, кальция, алюминия) (табл. 4).

Сульфиды в изученных образцах (рис. 4) представлены пиритом, халькопиритом, ковеллином (табл. 5). Пирит образует идиоморфные, но трещиноватые зерна. Часто в габбро и сосюритизированном габбро он корродирует магнетит. В свою очередь, пирит часто замещается халькопиритом. Химический состав пирита из амфибол-тальк-хлоритовой породы характеризуется примесями никеля и меди. Содержание примесей в халькопирите находится ниже предела обнаружения. По границам зёрен пирита и халькопирита развивается гётит, реже гематит. Ковеллин формирует секущие прожилки в халькопирите, что отражает более позднюю стадию минералообразования.

Химический состав алюмосиликатов и силикатов Гишунского массива

Table 3

Chemical composition of aluminosilicates and silicates of the Gishun massif

Компонент Composition	Плагиоклаз (Pl)		Цоизит (Coe)	Пренит (Prh)	Тальк (Tlc)	
	Rock1	Rock 2	Rock1	Rock 2	Rock3	Rock4
	(4)	(5)	(4)	(7)	(4)	(8)
SiO ₂ , wt. %	57,58	65,78	38,5	44,61	57,16	59,58
Al ₂ O ₃	27,10	22,42	31,01	27,52	0,78	0,16
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	0,03	0,02
FeO	0,13	0,05	2,83	–	10,58	8,91
MgO	–	–	–	–	26,66	26,43
NiO	–	–	–	–	0,40	0,26
MnO	–	–	0,03	–	–	–
CaO	8,34	1,11	24,57	26,32	–	–
K ₂ O	0,07	0,84	0,1	–	–	–
Na ₂ O	7,18	9,65	0,57	–	–	–
Σ	100,4	99,85	98,61	98,46	95,6	95,36
Si, ф.к. (apfu)	2,56	2,91	2,57	2,97	3,73	3,89
Al	1,42	1,17	2,43	2,15	0,06	0,01
Fe	0,01	–	0,16	–	0,58	0,49
Mg	–	–	–	–	2,6	2,59
Ni	–	–	–	–	0,03	0,02
Ca	0,4	0,05	1,76	1,88	–	–
K	–	0,05	0,01	–	–	–
Na	0,62	0,83	0,08	–	–	–
№ Pl	39,22	5,38	–	–	–	–

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «–» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений.

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «–» – below the detection limit, in brackets the number of measurements.

Таблица 4

Химический состав оксидов Гишунского массива

Table 4

Chemical composition of oxides of the Gishun massif

Компонент Composition	Магнетит (Mag)		Рутил (Rt)	Хромшпинелид (Chr)
	Rock1	Rock3	Rock2	Rock4
	(3)	(4)	(4)	(3)
FeO	98,86	99,38	0,44	32,18
V ₂ O ₅ , wt. %	0,41	–	0,41	0,23
Nb ₂ O ₅	–	–	0,19	–
SiO ₂	–	–	1,73	–
TiO ₂	0,18	0	93,34	–
Cr ₂ O ₃	–	0,14	–	44,99
Al ₂ O ₃	–	0	0,15	18,01
MnO	–	–	–	1,78
MgO	–	–	–	2,6
CaO	–	–	3,70	–
Σ	99,455	99,525	99,93	99,79

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «–» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений.

Notes: Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «–» – below the detection limit, in brackets the number of measurements.

Химический состав сульфидов, теллуридов, арсенидов Гишунского массива

Table 5

Chemical composition of sulfides, tellurides, arsenides of the Gishun massif

Компонент Composition	Rock3	Rock4		Rock1	Rock2	Rock3	Rock4		Rock3	Rock3	Rock4
	(3)	I(2)	II(6)	(2)	(3)	(6)	I(4)	II(5)	(3)	(3)	(6)
Fe, wt. %	45,71	46,11	46,51	30,63	30,72	31,07	30,99	30,73	3,6	6,1	0,18
Ni	—	0,25	0,07	—	—	—	—	—	5,03	2,05	—
Cu	—	—	0,08	34,49	34,58	34,3	34,28	34,52	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,65	—
Zn	—	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—
Rh	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,25	—
Ir	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07
Pt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	54,8
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—	19,39	—	—
S	53,51	53,58	53,3	34,81	34,14	34,38	33,92	34,31	2,26	14,95	—
As	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	37,35	44,85
Te	—	—	—	—	—	—	—	—	67,54	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	2,22	—	—
Σ	99,22	100,24	99,95	99,94	99,41	99,74	99,55	99,56	100,01	100,1	99,83

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит, «—» – ниже предела обнаружения, в скобках – количество измерений.

Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite, «—» – below the detection limit, in brackets the number of measurements.

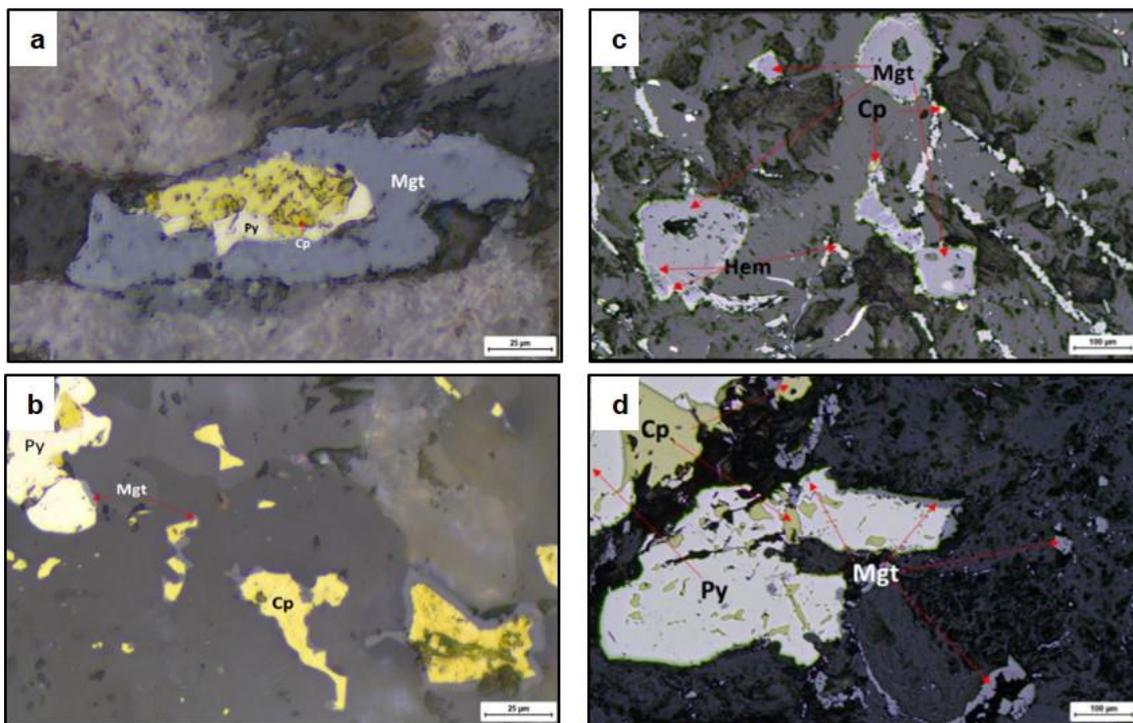


Рис. 4. Рудные ассоциации в породах исследованной части Гишунского массива (в отраженном свете)

a – структура корроирования магнетита пиритом и структура нарастания пирита на халькопирит в габбро; **b** – корроирование магнетита пиритом и пирита халькопиритом в сосюритизированный габбро; **c** – структура замещения магнетита гематитом в тальк-хлоритовом метасоматите; **d** – развитие халькопирита по пириту вдоль зон с механической деформацией, корроирование магнетита пиритом в тальк-хлоритовом метасоматите. Mgt – магнетит, Py – пирит, Ccp – халькопирит, Hem – гематит

Fig. 4. Ore associations in rocks of the Gishun massif (in reflected light)

a – structure of magnetite corrosion by pyrite and structure of pyrite overgrowth on chalcopyrite in gabbro; **b** – corrosion of magnetite by pyrite and pyrite by chalcopyrite in saussuritized gabbro; **c** – structure of magnetite replacement by hematite in talc-chlorite metasomatite; **d** – development of chalcopyrite after pyrite along zones with mechanical deformation, corrosion of magnetite by pyrite in talc-chlorite metasomatite. Mgt – magnetite, Py – pyrite, Ccp – chalcopyrite, Hem – hematite

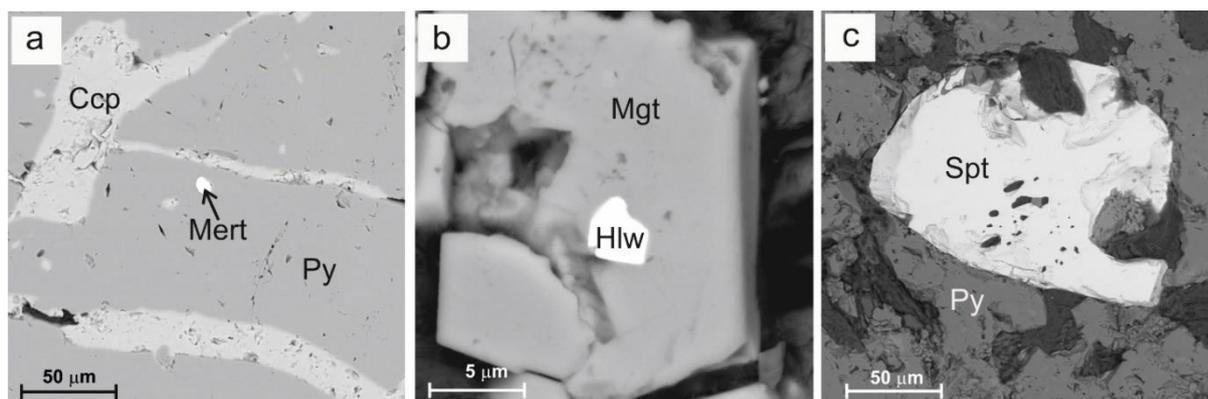


Рис. 5. Благороднометальная минерализация Гишунского массива (BSE изображение РЭМ)

a – включение меренскиита в пирите (талк-хлоритовый метасоматит); **b** – включение холлингвортита в магнетите (талк-хлоритовый метасоматит); **c** – зерно сперрилита в ассоциации с пиритом (амфибол-талк-хлоритовый метасоматит). Mert – меренскиита, Hlw – холлингвортит, Spt – сперрилит, Mgt – магнетит, Py – пирит

Fig. 5. Noble metal mineralization of the Gishun massif (BSE SEM image)

a – merenskyite inclusion in pyrite in talc-chlorite metasomatite, **b** – hollingworthite inclusion in magnetite in talc-chlorite metasomatite; **c** – sperrylite grain in association with pyrite in amphibole-talc-chlorite metasomatite. Mert – merenskyite, Hlw – hollingworthite, Spt – sperrylite, Mgt – magnetite, Py – pyrite

Большой интерес вызвало наличие в метасоматитах благороднометаллических минералов (в порядке убывания) (табл. 5): сперрилита $PtAs_2$, холлингуортита $(Rh,Pt,Pd)AsS$, меренскиита $PdTe_2$ (см. рис. 5). Сперрилит ассоциирует с пиритом (наблюдается в виде субизометричных зерен около 100 мкм), в отличие от холлингуортита и меренскиита, которые в виде включений (2,5–5 мкм) находятся в магнетите.

Оценка миграции вещества при метасоматозе

Рассматриваемые в данной работе породы представлены преимущественно измененными разностями. Преобразование (метаморфизм/метасоматоз) пород могло протекать по двум сценариям: прогрессивного и регрессивного. Известно, что на прогрессивном этапе метаморфизма химический состав пород остается постоянным, за исключением уменьшения содержания воды и углекислоты. На регрессивном – привносится большое количество флюида, что приводит к миграции Si, Fe, Mg, Rb, Ba, Sr, K, Na, Ca, а также элементов с переменной валентностью – Eu и U.

Чтобы оценить миграцию петрогенных элементов при преобразовании первичных пород гишунского рудоносного комплекса, был использован метод Барта [Казицын, Рудник, 1968], который основан на анализе химического состава породы и способности минералов этой породы к обмену ионов со средой.

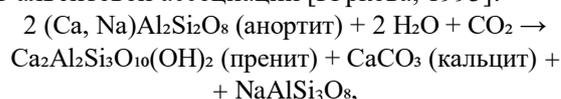
С учетом геологического строения и утверждения, что породы в южно-восточной части Гишунского

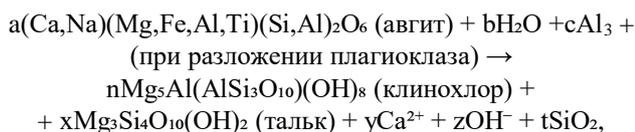
массива представлены в основном габбро, при подчиненной роли ультрамафитов, главным образом перидотитов [Нарижнев, Стеблова, 1982], был выполнен расчет миграции вещества (табл. 6) при возникновении:

- 1) сосюритизированного габбро за счет габбро (Rock1 → Rock2);
- 2) тальк-хлоритовые метасоматитов за счет перидотитов (Rock5 → Rock3);
- 3) тальк-хлоритовых метасоматитов за счет габбро (Rock1 → Rock3);
- 4) амфибол-талк-хлоритовых метасоматитов за счет перидотитов; (Rock5 → Rock4);
- 5) амфибол-талк-хлоритовых метасоматитов за габбро. (Rock1 → Rock4).

Анализ расчета показал, что сосюритизация габбро представляет собой ультраумеренный низкотемпературный метасоматический процесс, который определен незначительным перераспределением петрогенных компонентов в объеме породы, что следует из незначительного выноса кремния, железа, и небольшим увеличением щелочных, щелочноземельных элементов и алюминия.

С геохимической позиции процесс идет на фоне воздействия на габбро водного малосернистого флюида, богатого углекислым газом, что приводит к частичному разложению пироксена (авгита) с образованием хлорита и в меньшей степени талька и преобразованию плагиоклаза с формированием пренит-кальцит-альбитовой ассоциации [Юркова, 1993]:





где кальций и кремний участвуют в образовании других вторичных ассоциаций или частично выносятся.

Большой интерес представляют амфибол-талек-хлоритовые и талек-хлоритовые метасоматиты, в которых были зафиксированы минералы группы платины. Оценка масштаба метасоматического процесса зависит от природы первичного субстрата. Умеренная интенсивность метасоматоза характерна для преобразования ультраосновных пород. Близкий к интенсивному масштаб проявления связан с метасоматиче-

ской переработкой отдельных участков основных пород, где предшествующая механическая деформация создала благоприятные условия для инфильтрации флюидов вследствие снижения сплошности среды.

Анализ баланса вещества указывает на существенную геохимическую трансформацию при метасоматозе габбро, характеризующуюся интенсивным выносом Si, Al и Ca и привнесом Mg и Fe. Миграция кремнезёма, по-видимому, обеспечивалась образованием подвижных комплексов в высокотемпературном (200–400 °С) щелочном флюиде (pH > 8–9). Условием эффективного выноса кремнезёма являлось отсутствие в растворе значительных концентраций катионов Ca, Al и Fe, которые в противном случае связывали бы его с образованием эпидота, цеолитов или хлорита [Marks et al., 2010].

Таблица 6

Расчет миграции вещества при преобразовании пород гишунского базит-гипербазитового комплекса (по катионному методу Барта)

Table 6

Calculation of material migration during rock transformation in the Gishun basite-ultramafic complex (using Barth's cation method)

Элемент, мас. %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	Сумма
Rock5	35,6	4,6	18,44	0,2	36,9	4,27	0,1	0,1	0,3	н.п.о	н.п.	100,51
Rock1	46,63	13,87	13,6	0,22	9,38	11,98	1,34	0,26	0,95	0,08	0,2	98,51
Rock2	41,46	16,14	9,6	0,16	11,87	14,34	1,59	0,38	0,25	0,01	0,25	96,05
Rock3	30,03	1,56	39,12	0,06	17,69	0,65	0,06	н.п.о	0,08	0,01	2,27	91,53
Rock4	21,79	1,9	49,3	0,05	15,9	0,32	0,03	н.п.о	0,09	0,01	1,68	91,08
Характер процесс (привнос/вынос на ячейку из 100 катионов)												
	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	S	Общая
Rock1 → Rock2	-5,28	2,41	-2,94	-0,05	3,44	2,31	0,44	0,14	-0,51	-0,06	0,08	±8,83
Rock1 → Rock3	-20,08	-13,12	31,99	-0,13	13,46	-11,91	-2,41	-0,32	-0,61	-0,06	3,2	±48,64
Rock1 → Rock4	-12,39	-13,66	21,79	-0,13	15,06	-11,55	-2,35	-0,31	-0,62	-0,06	4,22	±41,07
Rock5 → Rock3	-6,21	-2,16	29,79	-0,1	-20,98	-3,58	-0,1	-0,11	-0,12	0,01	3,56	±33,36
Rock5 → Rock4	1,48	-2,71	19,6	-0,1	-19,38	-3,21	-0,04	-0,1	-0,13	0,01	4,58	±25,67

Примечание. Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – талек-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-талек-хлоритовый метасоматит; Rock5 – перидотит по [Mogahed, 2011].

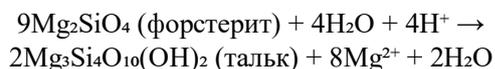
Note. Rock1 – gabbro, Rock2 – saussuritized gabbro, Rock3 – talc-chlorite metasomatite, Rock4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite; Rock5 – peridotite according to [Mogahed, 2011].

Такой высокоподвижный флюид мог активно циркулировать по зонам повышенной трещиноватости, что в одних случаях приводило к формированию секущих кварц-карбонатных жил, а в других – к фрагментарному окварцеванию мафитов. Обогащение метасоматитов магнием и железом можно объяснить поступлением этих элементов с флюидом, предварительно взаимодействовавшим с ультраосновными породами. Источником кислотности флюида, вероятно, служило окисление сульфидов (пентландита, пирротина), что приводило к появлению в растворе серной кислоты.

При этом высвобождаемое железо могло также мигрировать в этом флюиде в соединениях с хлорид-ионом (FeCl₂, FeCl⁺, FeCl₃, FeCl₄⁻) и совместно с магнием привносится в участки метасоматоза.

В результате взаимодействия с габбро флюид нейтрализуется, затем становится слабощелочным. Таким образом, реакции привели бы к формированию пропиловитовой ассоциации (цеолита, эпидота, альбита). В нашем случае метасоматиты имеют другой состав, и, следовательно, габбро не может рассматриваться в качестве протолита исследуемых метасоматитов.

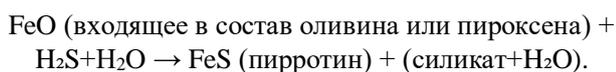
Рассмотрим следующий сценарий, который предполагает формирование метасоматитов по ультрамафитам (например, перидотитов, которые присутствуют на юго-восточном фланге Гишунского массива). Расчеты показали, что наблюдается крайне умеренный вынос Si, Ca и щелочей на фоне существенного выноса Mg и привноса Fe. Известно, что чаще оталькование, амфиболитизации пород происходят на фоне привноса Si. Но существует альтернативный механизм, ведущий к образованию талька, который заключается не в привносе Si, а в выносе Mg из породы. Метасоматоз протекает при умеренных температурах и связан с воздействием кислого флюида. Ионы H^+ во флюиде активно замещают катионы Mg^{2+} в кристаллической решетке минералов, переводя магний в раствор и способствуя его удалению из системы в большом количестве [Springer, 1974; Buche, Grapes, 2011]. Такие флюиды могут генерироваться, например, при окислении сульфидов с образованием серной кислоты:



Поскольку в описанных нами породах не отмечаем наличие магнезита, можем предположить, что во флюиде содержалось крайне мало углекислоты, которая обеспечила бы его образование, задерживая часть магния.

На то, что флюид был кислым, указывает отсутствие выноса Si, поскольку его транспортировка осуществляется при нейтральном или слабощелочном характере раствора.

На наличие в растворе серы указывает непосредственно положительный ее баланс. Сероводород позволял изымать Fe из породообразующих минералов и связывать его в виде сульфидов:



Кроме такого механизма появления сульфидов железа в метасоматитах, возможен и частичный привнос железа флюидом в виде тиокомплексов.

Петрогеохимическая типизация пород исследуемого участка

Габбро. По кремнекислотности изученные породы соответствуют габбро. Для них характерны низкие содержания суммы щелочей (< 2 мас. %) с преобладанием Na_2O над K_2O (в 5 раз). Содержание TiO_2 (~0,95 мас. %) характерно для габбро, а низкие значения титанистости ($\#Ti \sim 0,07$) указывают на примитивные недифференцированные магмы. Значение железистости ($\#Fe$) габбро чуть больше 0,5, что по геохимическим характеристикам сближает их с базальтоидами срединно-океанических хребтов (MORB).

Морфология спектра распределения РЗЭ и абсолютные содержания этих элементов (34,43 ppm) сопоставимы с содержанием РЗЭ в MORB, а значение степени их фракционирования ($(La/Yb)_n = 2,5$) ближе к значениям, характерным для E-MORB (рис. 6). Особый интерес представляет содержание в породе «геохимических меток» элементов Ba, U, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta. Судя по дефициту HFSE (Zr, Hf) и одновременному обогащению LILE (Ba, Rb, Cs, K) породы (относительно примитивной мантии), расплав мог сформироваться из метасоматизированной деплетированной мантии. В этом случае примитивная мантия теряет значительную часть несовместимых элементов в результате раннего процесса плавления, а затем «обогащается» компонентами погружающейся океанической коры в зоне субдукции [McCulloch, Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1997; Elliott, 2003]. Таким образом, последующее плавление этой метасоматизированной мантии дает расплавы с низкими абсолютными содержаниями и аномалиями HFSE. Обогащение Ti, Nb, Ta чаще всего связывают с тугоплавкостью рутила, который при частичном плавлении мантии остается когерентным к расплаву, задерживая эти элементы в твердой фазе [Ryerson, Watson, 1987].

Соссюритизированное габбро. По диапазону кремнекислотности породы соответствуют пикритам и пикробазальтам, что по данным расчета баланса по Барту объясняется выносом кремнезема из первичных пород. По содержанию щелочей порода относится к умеренно-щелочным разностям с преобладанием Na_2O над K_2O (в 4,5 раза). Низкие значения геохимических маркеров (содержание TiO_2 (~0,25 мас. %), $\#Ti \sim 0,02$, $\#Fe$ 0,4), связаны с метасоматическими процессами. Распределение РЗЭ (рис. 7) определяется их подвижностью при наложенных процессах изменения породы. Судя по степени фракционирования $(La/Yb)_n = 9,3$, отмечается обогащение легкими лантаноидами. Значение европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0,8$) указывает на умеренно-окислительную обстановку среды. Морфология спайдер-диаграмм распределения редких и рассеянных элементов габбро и соссюритизированного габбро идентична (рис. 6).

Метасоматиты (тальк-хлоритовый и амфибол-тальк-хлоритовый). Эти породы очень схожи по содержанию и распределению петрогенных, редких и рассеянных элементов (рис. 6). Кремнекислотность данных пород составляет 21,79 мас. % и 30,03 мас. % для тальк-хлоритовых и амфибол-тальк-хлоритовых пород, соответственно. Содержание щелочей ничтожно низкое (0,07, 0,03 мас. %), однако натрия также существенно преобладает над калием. Значения геохимических маркеров (содержание TiO_2 0,08 мас. %, $\#Ti \sim 0,002$, Ti/Mg 0,004, $\#Fe$ 0,69) указывают на интенсивный метасоматоз, а ультрамалые

значения титанистости могут указывать на слабокислотный характер флюида, участвующего в процессе.

Содержание РЗЭ в метасоматитах составляет ~2,5 ppm, что сопоставимо с содержанием этих элементов в хондрите, при этом метасоматоз способствовал фракционированию РЗЭ (6,8 (Rock3) и 4,2 (Rock4) (рис. 7). Подвижность тяжелых РЗЭ зависит от химического состава преобразующего флюида, прежде всего от анионных комплексов (хлоридные, фторидные, карбонатные, сульфатные). Более подвижны ТРЗЭ в виде фторидных соединениях кислой среды (pH < 7) [Балашов, 1979; Haas et al., 1995]. Исследования [Williams-Jones et al., 2012; Migdisov, Williams-Jones, 2014] показывают, что фторидные комплексы играют незначительную роль в переносе РЗЭ, и более предпочтительными оказываются сульфатные и

хлоридные, причем первые в слабокислых, а вторые в кислых растворах. Вероятно, раствор, провоцирующий метасоматические преобразования, мог быть высокотемпературный (>400–500 °С) с некоторой концентрацией фтора и сульфат-иона, что позволило создавать стабильные фтор-комплексы для Ti и сульфатов ТРЗЭ. Высокая температура обеспечивала стабильность комплекса [TiF₆]²⁻. Окислительно-восстановительные характеристики флюида также являются важными критериями для миграции Ti и РЗЭ. Слабокислый или нейтральный раствор с высоким кислородным потенциалом (fO₂) позволяет обеспечить стабильность [TiF₆]²⁻. Значение европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0,6–0,4) указывает на то, что флюид создавал окислительные условия формирования метасоматитов.

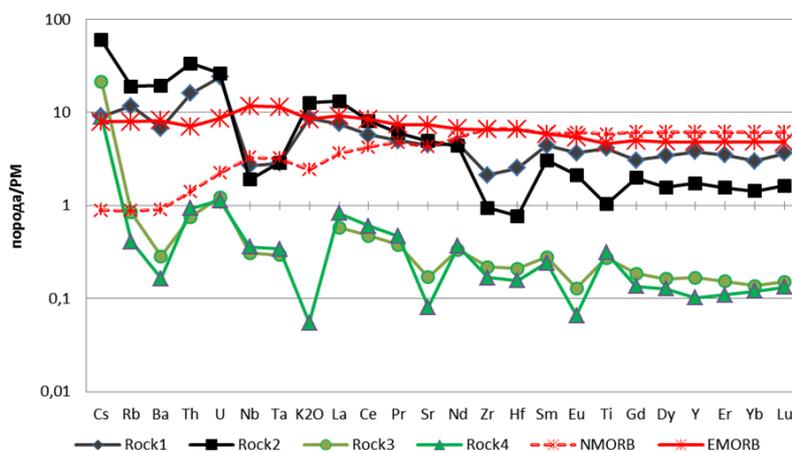


Рис. 6. Распределение микроэлементов в породах Гишунского массива, нормированные на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1988]

Условные обозначения: Rock1 – габбро, Rock2 – сауссуритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит; N и E-MORB – нормальные и обогащенные базальты COX

Fig. 6. Distribution of trace elements in the rocks of the Gishun massif, normalized to the primitive mantle [Sun, McDonough, 1988]

Legend: Rock 1 – gabbro, Rock 2 – saussuritized gabbro, Rock 3 – talc-chlorite metasomatite, Rock 4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite; N and E-MORB – normal and enriched MOR basalts

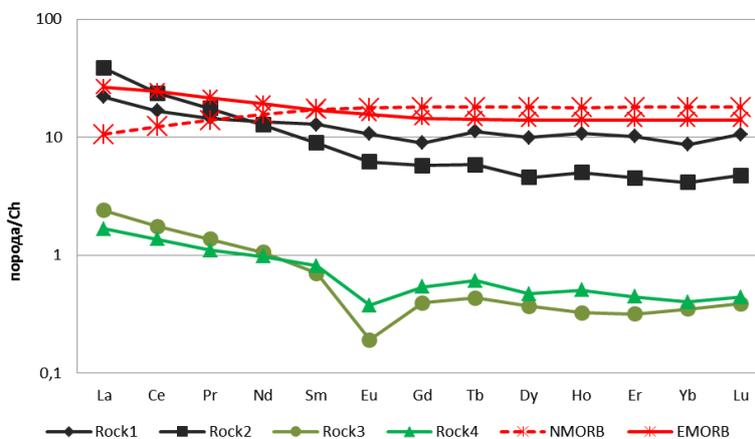


Рис. 7. Распределение РЗЭ в породах Гишунского массива нормированные на хондрит

Условные обозначения см. рис. 1

Fig. 7. Distribution of REE in rocks of the Gishun massif normalized to chondrite

Legend: see Fig. 1

Рассмотрим возможные источник формирования мафитов и ультрамафитов, подвергавшихся метасоматозу, учитывая, что HFSE (Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y) являются практически неподвижными элементами при гидротермальных и метаморфических

процессах. На диаграмме Th-Ta-Hf/3 (рис. 8) фигуративные точки исследуемых пород располагаются в поле IAT (островодужных толеитов – базальтоиды насыщенные и перенасыщенные кремнием и обедненные калием).

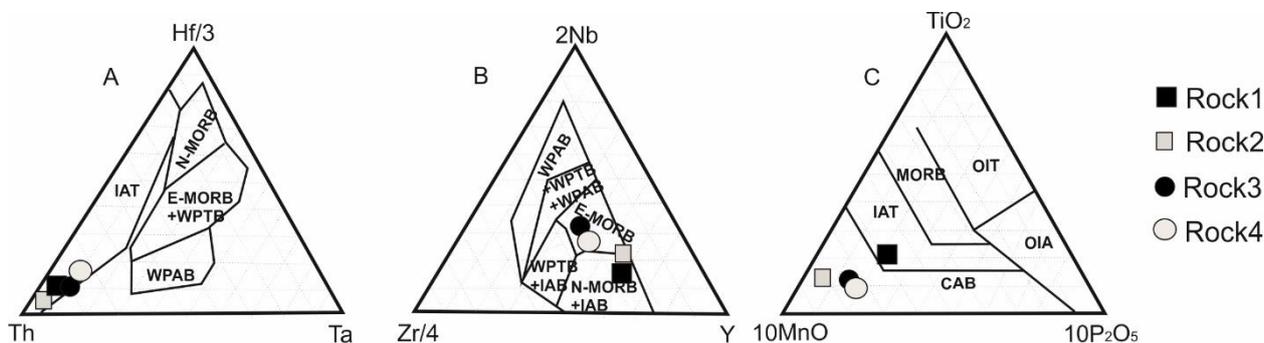


Рис. 8. Положение фигуративных точек составов пород Гушунского массив в полях составов: А – по [Wood, 1980]; В – по [Meschide, 1986]; С – по [Mullen, 1983]

Условные обозначения см. рис. 1. N и E-MORB – нормальные и обогащенные базальты COX; WPAR – внутриплитные щелочные базальты; WPTR – внутриплитные толеитовые базальты; CAB – известково-щелочные базальты; IAB – островодужные базальты; IAT – островодужные толеиты; OIA – андезиты океанических островов; OIT – толеиты океанических островов

Fig. 8. Position of compositional data points for the Gushun Massif rocks in the compositional fields. A according to [Wood, 1980], B according to [Meschide, 1986], C according to [Mullen, 1983]

Legend: see Fig. 1. N and E-MORB – normal and enriched MOR basalts; WPAR – within-plate alkaline basalts; WPTR – within-plate tholeiitic basalts; CAB – calc-alkaline basalts; IAB – island-arc basalts; IAT – island-arc tholeiites; OIA – ocean island andesites; OIT – ocean island tholeiites

Формирование расплава связано с частичным плавлением мантийного клина, расположенного над субдуцирующей океанической плитой, подвергающегося метасоматозу [Prichard et al., 1993]. Zr/4–2Nb–Y – габбро и в поле N-MORB+IAT, метасоматиты в E-MORB, сосюритизированный габбро – на границе между этими полями. На бинарной диаграмме Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005] все фигуративные точки располагаются в области, соответствующей внутриплитным базальтам. Фигуративные точки габбро и их метасоматитов группируются у значений расплава глубоко деплетированной мантии. В то время как точки метасоматитов по ультрамафитам, как и самих ультрамафитов, смещены в сторону обогащенного мантийного источника, в границах тренда, описывающего так называемый эффект «пакетное плавление» [Condie, 2005].

Анализ распределения рудных элементов в исследуемых породах показал, что содержание сидерофильных элементов (за исключением хрома) выше, чем в деплетированной мантии, элементов группы платины – на порядок меньше. В метасоматически измененных породах содержание Ni, Co, Cu, а также благородных металлов больше, чем в собственно магматических породах комплекса, в то время как концентрация сидерофильных элементов (Ti, V) меньше (рис. 9).

Разделение рудных элементов (халькофильных) в магматический этап может происходить по двум сценариям:

1. Реализация в отсутствие сульфидной жидкости. В этом случае элементы разделяются по их совместимости с расплавом: совместимые Ni, Co, IPGE (Os, Ir, Ru) и несовместимые Cu, Ag, Au и PPGE (Pd, Pt). Совместимые IPGE концентрируются одним из двух путей: изоморфным вхождением в кристаллическую решетку шпинелидов, или прямой кристаллизацией из магмы в виде самородных минералов платиновой группы, ассоциируя с фазой хромита или магнетита.

2. Наличие сульфидной жидкости, которая может подвергаться фракционной кристаллизации с образованием богатого железом кумулата, обогащенного Os, Ir, Ru, и существенно медным фракционированной жидкостью с Ag, Au, Pt и Pd. Никель демонстрирует промежуточное поведение и распределяется между обеими фазами [Barnes, Maier, 1999; Barnes, Lightfoot, 2005].

Характер распределения и концентрации PPGE, Au, Ag, Ni и Cu в исследованных породах свидетельствуют о фракционировании рудных элементов. Содержание PGE, Ni и Cu в целом ниже, чем в примитивной и деплетированной мантии, что указывает на их экстракцию на ранних стадиях дифференциации

мантийного вещества. В последующем деплетированная мантия подверглась метасоматозу, инициированному подплавлением субдуцирующей коры, что привело к обогащению расплава летучими компонентами, в первую очередь серой. В условиях серного насыщения халькофильные элементы, как совместимые, так и несовместимые, могли перейти в сульфидную жидкость. Последующее разделение элементов контролировалось, в частности, поведением меди, которая преимущественно концентрировалась в сульфидном расплаве, в то время как железо в значительной степени оставалось в силикатном.

Отношения типоморфных рудных элементов в магматических породах часто используются для характеристики обстановок формирования и физико-химических условий кристаллизации (табл. 7).

Низкие значения Ti/V ($<10-20$) указывают на окислительную среду, которая характерна для островужных обстановок, поскольку окисление происходит за счет поднимающегося флюида из субдуцирующей плиты [Shervais, 1982; Toplis, Corgne, 2002].

Очень низкие значения Cr/V (табл. 7) в габбро указывают на позднюю стадию фракционной дифференциации [Toplis, Corgne, 2002]. Для метасоматитов они высокие, что скорее являются индикатором среды метасоматоза и её окислительно-восстановительного потенциала. Отношение Cr/V наиболее информативно при сравнении метасоматитов с неизменными породами. Без знания исходного состава высокое или низкое значение Cr/V может быть просто унаследованным, а не приобретенным в процессе метасоматоза.

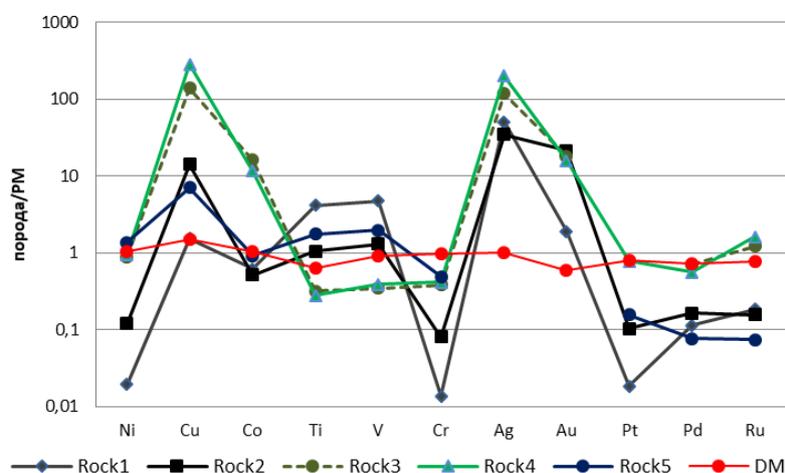


Рис. 9. Распределение сидерофильных и благородных металлов в породах Гишунского массива, нормированных на примитивную мантию

Условные обозначения: Rock1 – габбро, Rock2 – сосюритизированное габбро, Rock3 – тальк-хлоритовый метасоматит, Rock4 – амфибол-тальк-хлоритовый метасоматит; Rock5 – перидотит [Могачед, 2011]

Fig. 9. Distribution of siderophilic and noble metals in rocks of the Gishun massif, normalized to the primitive mantle

Legend: Rock 1 – gabbro, Rock 2 – saussuritized gabbro, Rock 3 – talc-chlorite metasomatite, Rock 4 – amphibole-talc-chlorite metasomatite; Rock 5 – peridotite [Mogahed, 2011]

Типоморфные отношения рудных элементов в породах Гишунского массива

Таблица 7

Typomorphic relations of ore elements in the rocks of the Gishun massif

Table 7

Показатель	Rock1	Rock2	Rock3	Rock4	Rock5
Σ PGE, ppm	0,002	0,003	0,014	0,022	0,025
Ag+Au, ppm	0,31	0,25	0,74	1,23	н.д.
Cu/Ni	0,85	1,25	1,70	3,17	0,06
Co/Ni	1,75	0,24	1,003	0,670	0,037
Co/Cu	2,05	0,19	0,59	0,21	0,66
Ti/V	13,09	11,82	13,50	10,52	13,15
Cr/V	0,08	1,80	32,31	31,13	7,31

Примечание. Условные обозначения см. рис. 4.

Note. Legend see Fig. 4.

Для ультрамафитов Гишунского массива отношения Cr/V варьируют от 7,0 до 24,6 (модальное значение 7,3) (по данным [Могахед, 2011]), что характерно для пород, которые формировались в надсубдукционной окислительной обстановке. По сравнению с предполагаемыми исходными породами (габбро) значение Cr/V в метасоматитах существенно больше. С учетом комплекса геохимических критериев, свидетельствующих об окислительных условиях во время метасоматоза, наблюдаемое увеличение отношения Cr/V в амфибол-талк-хлоритовых и талк-хлоритовых метасоматитах объясняется дифференциальной мобильностью данных элементов. Хром, являясь геохимически инертным в таких условиях, сохранялся, в то время как ванадий, переходя в окисную форму, активно выносился.

Соотношение Co/Ni для пород мафитового ряда является наиболее информативным, определяя характер рассеивания рудных элементов и механизмы отделения рудной части от расплава. В породах гишунского комплекса наблюдается увеличение показателя распределения от ультрамафитов к мафитам (Co/Ni 0,056 и 1,75 соответственно) (см. табл. 7). Увеличение этого соотношения от ультраосновных разностей к основным связано с вхождением Ni в Mg-содержащие породообразующие минералы, что приводит к дефициту этого элемента в остаточном расплаве.

Отношения Co/Cu, Cu/Ni дают представление о сегрегации сульфидной жидкости в расплавах [Barnes, Lightfoot, 2005]. Отмечается, что в ультрамафитах и габбро эти показатели отличаются, что, возможно, свидетельствует о кристаллизационной дифференциации без ликвации.

Увеличение Cu/Ni и уменьшение Co/Cu значений в метасоматитах указывает на медь как наиболее мобильный в этой системе элемент. Анализируя метасоматические преобразования (пересчет по Барту), был зафиксирован привнос серы в систему. В серосодержащих флюидах (в виде H_2S , HS^-) медь образует подвижные формы (например, $Cu(HS)_2^-$, $Cu(HS)_2^{2-}$), и они распадаются при взаимодействии с породами, содержащими минералы железа (окисление флюида приводит к отложению сульфидов меди – халькопирита). Это согласуется с нашими наблюдениями взаимоотношений минералов (халькопирит замещает пирит).

Обсуждение результатов и выводы

Характеристика пород. В пределах юго-восточного фланга Гишунского массива были установлены одна первичная магматическая и три вторичные метасоматические ассоциации. Первичная магматическая ассоциация (плаггиоклаз (андезин) + клинопи-

роксен (авгит) + магнетит) отражает кристаллизацию из расплава основного состава. Среди метасоматических пород выделены продукт зеленосланцевой фации (хлорит (прохлорит) + альбит + пренит + кальцит ± тальк), образованный в результате воздействия на габбро низкотемпературного водного, малосернистого флюида, богатого CO_2 . Две другие метасоматические ассоциации развиваются по ультраосновным породам и являются продуктивными на элементы платиновой группы (ЭПГ). Многочисленные минеральные виды хлорита и невыдержанный химический состав магнезиальной роговой обманки свидетельствуют о формировании этих пород в условиях регрессивного метаморфизма (от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций). Основными минералами – носителями ЭПГ в данных метасоматитах являются магнетит и пирит, а ассоциация талька и магнезиального амфибола может рассматриваться в качестве поискового критерия на благороднометальное оруденение.

Условия минералообразования. Химические особенности минералов фиксируют эволюцию условий среды. Магматический расплав, сформировавший габбро, на заключительной стадии характеризовался высокой фугитивностью кислорода (fO_2), что способствовало вхождению ванадия в структуру титанита, магнетита и рутила. Последующие автосоматические процессы протекали в восстановительных условиях, где трехвалентный ванадий (V^{3+}) мог входить в породообразующие силикаты [Frost, Lindsley, 1991]. Формирование хлорит-амфиболовой ассоциации происходило в интервале 350–450 °C.

Поведение и концентрация благородных металлов. Концентрирование платиноидов при фракционировании мафит-ультрамафитовых систем контролируется S, Te, As, Bi. Экспериментальные и геологические данные указывают, что Pd и Pt стабилизируют в сульфидном расплаве лиганды Te и Bi. Во время фракционирования сульфидной жидкости благородные металлы распределяются между продуктами этой жидкости – Mss и Iss, причем именно богатый железом раствор (Mss) чаще всего концентрирует ЭПГ (в пентландите, пирротине, не в халькопирите) [Wei et al., 2023].

В продуктах метасоматоза, которыми являются исследуемые нами рудоносные породы, наличие минералов ЭПГ связано с переносом этих металлов гидротермальными растворами. Перенос благородных металлов в гидротермальных системах возможен в форме различных комплексов:

– хлоридных – действуют в высокотемпературных (>300 °C) кислых растворах при высоких значениях Eh [Mountain, Wood, 1988];

– гидроксильных – функционируют в нейтральных и слабокислых растворах в переходном окислительно-восстановительном геохимическом режиме;

– бисульфидных (наиболее вероятные для переноса ЭПГ) – действуют нейтральных и слабокислых ($pH > 4$) растворах при низких значениях Eh (стабильны пирит–пирротин–магнетит) вплоть до 350 °C [Pan, Wood, 1994]. Впрочем, есть данные, что распад Pd-бисульфидных комплексов происходит уже при температуре выше 100 °C, что приводит к осаждению минералов [Tagirov et al., 2013].

В изученных нами метасоматитах минералы благородных металлов заключены в магнетите и пирите. Магнетит поздней генерации, вероятно, является продуктом разложения ферросиликатов первичных пород [Лихачев, 2017]. Этот процесс начинался при температурах >500–600 °C в окислительных условиях, что приводило к образованию магнетита и подкислению флюида за счет высвобождения кремнекислоты и серной кислоты от разложения первичных сульфидов (пентландита, пирротина). Высвобожденные ЭПГ переходили в раствор (ремобилизация руд-

ных компонентов). Присутствие в низкотемпературном (350–400 °C) флюиде Se, Te, As, как правило, приводит к снижению подвижности комплексов Pt и Pd. Хотя нельзя полностью сбрасывать со счетов возможность образования комплексов с участием лигандов Se, Te и As [Mountain, Wood, 1988]. Последующее падение температуры и сдвиг pH в слабокислую область вызывали распад бисульфидных комплексов и осаждение собственных минералов ЭПГ (арсенидов, теллуридов) совместно с магнетитом.

Геодинамическая позиция и рудогенез. Геохимические данные указывают на формирование магматических пород Гишунского массива в результате частичного плавления метасоматизированного мантийного клина над субдуцирующей океанической плитой. Расположение фигуративных точек комплекса на диаграммах Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005] (рис. 10) в одном тренде с другими Cu-Ni-ЭПГ месторождениями [Казаченко, Перевозникова, 2023] подтверждает его рудный потенциал. Высокая степень плавления мантии, возможная в обстановке плюма, могла способствовать обогащению магмы Ni и ЭПГ.

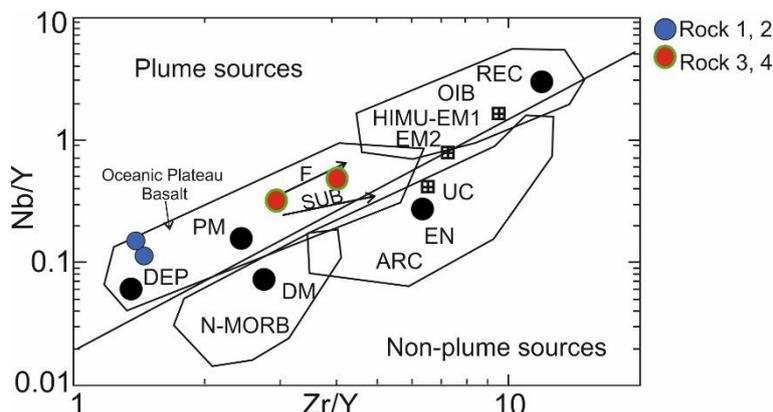


Рис. 10. Диаграмма, показывающая компоненты состава мантии и поля для базальтов из различных тектонических обстановок [Condie, 2005]

1 – фигуративные точки исследуемых пород юго-восточного фланга Гишунского массива. Стрелки указывают на эффекты пакетного плавления (F) и субдукции (SUB); UC – верхняя континентальная кора; PM – примитивная мантия; DM – неглубокая деплетированная мантия; HIMU – источник с высоким содержанием изотопных соотношений U/Pb; EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; ARC – базальты, связанные с дугами; NMORB – базальты нормальных океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; DEP – глубокая деплетированная мантия; EN – обогащенный компонент; REC – рециклированный компонент

Fig. 10. Diagram showing mantle compositional components and fields for basalts from different tectonic settings [Condie, 2005]

1 – data points of the studied rocks from the southeastern flank of the Gishun Massif. Arrows indicate the effects of packet melting (F) and subduction (SUB); UC – upper continental crust; PM – primitive mantle; DM – shallow depleted mantle; HIMU – high U/Pb isotope source; EM1 and EM2 – enriched mantle sources; ARC – arc-related basalts; NMORB – normal ocean ridge basalts; OIB – ocean island basalts; DEP – deep depleted mantle; EN – enriched component; REC – recycled component

Заключение

Таким образом, в пределах юго-восточного фланга Гишунского массива рудоносными являются продукты метасоматической переработки ультрамафитов. Метасоматоз вызвал ремобилизацию рудных

компонентов и формирование поздних благородно-металльных ассоциаций. Однако вопрос о том, произошло ли существенное перераспределение рудных компонентов и их концентрация в метасоматитах благодаря метасоматической переработки протолита, остается открытым и требует дальнейших исследований.

Список источников

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М. : Наука, 1979. 267 с.
- Годовиков А.А.** Минералогия. М. : Недра, 1975. 520 с.
- Закруткин В.В.** Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1968. Ч. 97, вып. 1. С. 15-23.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В.** Изотопная (Sm–Nd) и геохимическая (Nb/Y–Zr/Y) систематика базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня // Геохимия. 2023. Т. 68, № 4. С. 341–366
- Казицын Ю.В., Рудник В.А.** Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М. : Недра, 1968. 364 с.
- Лихачев А.П.** Условия образования магнетита и его рудных скоплений // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 44–53.
- Могاهد М.М.** О классификации и некоторых особенностях образования Гишунского массива (Северный Памир) // Доклады АН ТаджССР. 2011. Т. 54, № 4. С. 324–329.
- Нарижнев В.В., Стеблова В.М.** Особенности развития рифейского (?) раннепалеозойского магматизма Северного Памира // Доклады АН ТаджССР. 1982. Т. 25, № 2. С. 104–107.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.** Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. Вып. 4. С. 68–80.
- Юркова Р.М.** Минеральные ассоциации метаморфических комплексов офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород северо-западного обрамления Тихого океана // Тр. ГИН. 1993. Вып. 483. 118 с.
- Barkov A.Y., Laflamme, J.H.G.** Platinum-group minerals from the Wellgreen Cu-Ni-PGE deposit, Yukon, Canada // The Canadian Mineralogist. 2011. V. 49 (5). P. 1127–1153.
- Barnes S.-J., Lightfoot P.C.** Formation of Magmatic Nickel-Sulfide Ore Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum-Group Element Contents // Economic Geology 100th Anniversary / ed. by J.W. Hedenquist. Littleton : Society of Economic Geologists, 2005. P. 179–213.
- Barnes S.-J., Maier W.D.** The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquid // Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration. Short Course Notes. V. 13 / R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot, C.E.G. Farrow (Eds.). St. John's ; Toronto : Geological Association of Canada, 1999. P. 69–106.
- Bucher K., Grapes R.** Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin ; Heidelberg : Springer-Verlag, 2011. 428 p.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Elliott T.** Tracers of the slab // The Subduction Factory. Geophys. Monogr. Ser. V. 138 / ed. by J. Eiler. Washington : AGU, 2003. P. 23–45.
- Frost B.R., Lindsley D.H.** Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 1991. V. 25. P. 433–468.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C.** Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59(21). P. 4329–4350.
- Hawkesworth C.J., Turner S.P., Dermott F.Mc., Peate D.W., Van P.** U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust // Calsteren Science. 1997. V. 276 (5312). P. 551–555.
- Leake B.E., Woolley Alan R., Arps C.E. S., Birch W.D., Gilbert M. C., Grice J.D. et al.** Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // The Canadian Mineralogist 1997. V. 35 (1). P. 219–246.
- Marks N., Schiffman P., Zierenberg R.A., Franzson H., Fridleifsson G.** Hydrothermal Alteration In The Reykjanes Geothermal System- Insights From Iceland Deep Drilling Program Well Rn-17 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. V. 189 (1). P. 172–190.
- McCulloch M.T., Gamble J.A.** Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 102 (3-4). P. 358–374.
- Meschide M.A.** A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-ZrY diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.
- Migdisov A.A., Williams-Jones A.E.** Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids // Mineralium Deposita. 2014. V. 49 (8). P. 987–997.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G.** Nomenclature of pyroxenes // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Mountain B.W., Wood S.A.** Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions; a thermodynamic approach // Economic Geology. 1988. V. 83 (3). P. 492–510.
- Mullen E.D.** MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 62. P. 53–62.
- Pan P., Wood S.A.** Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions // Mineralium Deposita. 1994. V. 29. P. 373–390.
- Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C R.** (Eds.) Magmatic processes and plate tectonics, Special Publications, V. 76. London : Geological Society of London, 1993. 700 p.
- Robinson P., Ross M., Nord G.L., Smyth J.R., Jaffe H.W.** Exsolution lamellae in augite and pigeonite: fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure // American Mineralogist. 1977. V. 62. P. 857–873.
- Ryerson F.J., Watson E.B.** Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 86, Is. 2–4. P. 225–239.

- Shervais J.W.** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 59 (1). P. 101–118.
- Springer R.K.** Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Sierra Nevada, California // *Journal of Petrology*. 1974. V. 15, Is. 1. P. 160–195.
- Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society*. V. 42. London : Special Publications, 1989. P. 313–345.
- Tagirov B., Baranova N.N., Zotov A., Akinfiyev N.N., Polotnyanko N.A., Shikina N.D., Koroleva L.A., Shvarov Y.V., Bastrakov E.** The speciation and transport of palladium in hydrothermal fluids: Experimental modeling and thermodynamic constraints // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 117, № 4. P. 348–373.
- Toplis M.J., Corgne A.** The behavior of vanadium in igneous systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48 (1). P. 219–260.
- Wei B., Wang C.Y., Dong Yu.** Behavior of palladium during fractionation of sulfide liquid: New constraints from the Kalatongke Cu-Ni sulfide-bearing intrusion in the central Asian orogenic belt, NW China // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 160. Article number 105578
- Williams-Jones A.E., Migdisov A.A., Samson I.M.** Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements – a tale of «ceria» and «yttria» // *Elements*. 2012. V. 8 (5). P. 355–360.
- Wood D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 50. P. 11–30.

References

- Balashov Yu. A. *Geokhimiya redkozemel'nykh elementov* [Geochemistry of Rare Earth Elements]. Moscow: Nauka. 1979. 267 p. In Russian
- Godovikov A.A. *Mineralogy*. Moscow: Nedra, 1975. 520 p. In Russian
- Zakrutkin V.V. *On the evolution of amphiboles during metamorphism* // Notes of the All-Union Mineralogical Society. Ser. 2. 1968. Part 97, Is. 1. P. 15–23. In Russian
- Kazachenko V.T., Perevoznikova E.V. *Izotopnaya (Sm–Nd) i geokhimicheskaya (Nb/Y–Zr/Y) sistematika bazit-giperbazitovykh kompleksov Sikhote-Alinya* [Isotopic (Sm–Nd) and Geochemical (Nb/Y–Zr/Y) Systematics of Mafic-Ultramafic Complexes of Sikhote-Alin // *Geokhimiya* [International geochemistry]. 2023. V. 68, No. 4. pp. 341–366. In Russian
- Kazitsyn Yu.V., Rudnik V.A. *Rukovodstvo k raschetu balansa veshchestva i vnutrenney energii pri formirovaniy metasomaticeskikh porod* [Guide to Calculating the Balance of Matter and Internal Energy in the Formation of Metasomatic Rocks]. Moscow: Nedra. 1968. 364 p. In Russian
- Likhachev A. P. *Usloviya obrazovaniya magnetita i ego rudnykh skopleniy* [Conditions of Formation of Magnetite and Its Ore Clusters] // *Otechestvennaya Geologiya*. 2017. No. 4. pp. 44–53. In Russian
- Mogahed M.M. *O klassifikatsii i nekotorykh osobennostyakh obrazovaniya Gish-chnskogo massiva (Severnyy Pamir)* [On the Classification and Some Peculiarities of the Formation of the Gishun Massif (Northern Pamirs)] // Reports of the Academy of Sciences of the Tajik SSR. 2011. V. 54, No. 4. pp. 324–329. In Russian
- Narizhnev V.V., Steblova V.M. *Osobennosti razvitiya rifeyskogo (?) rannepaleozoyskogo magmatizma Severnogo Pamira* [Peculiarities of the Development of the Riphean (?) Early Paleozoic Magmatism of the Northern Pamirs] // Reports of the Academy of Sciences of the Tajik SSR. 1982. V. 25, No. 2. pp. 104–107. In Russian
- Ruzhentsev S.V., Pospelov I.I., Sukhov A.N. *Tektonika Kalaykhumb-Sauksayskoy zony Severnogo Pamira* [Tectonics of the Kalaykhumb-Sauksay Zone of the Northern Pamirs] // *Geotectonics*. 1977. № 4. pp. 68–80. In Russian
- Yurkova R.M. *Mineral'nyye assotsiatsii metamorficheskikh kompleksov ofiolitov i pogranychnykh vulkanogenno-osadochnykh porod severo-zapadnogo obramleniya Tikhogo okeana* [Mineral associations of metamorphic complexes of ophiolites and boundary volcanogenic-sedimentary rocks of the northwestern framing of the Pacific Ocean]. Moscow: Proceedings of the GIN. Iss. 483. 1993. 118 p. In Russian
- Barkov A.Y., Laflamme, J.H.G. Platinum-group minerals from the Wellgreen Cu-Ni-PGE deposit, Yukon, Canada // *The Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49 (5). pp. 1127–1153.
- Barnes S.-J., Lightfoot P.C. Formation of Magmatic Nickel-Sulfide Ore Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum-Group Element Contents / *Economic Geology 100th Anniversary Volume* / J.W. Hedenquist at (Eds.). Littleton: Society of Economic Geologists, 2005. pp. 179–213.
- Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquid / *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration. Short Course Notes*. V. 13 / R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot, C.E.G. Farrow (Eds.). St. John's. Toronto: Geological Association of Canada, 1999. pp. 69–106.
- Bucher K., Grapes R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. 428 p.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. pp. 491–504.
- Elliott T. Tracers of the slab / *The Subduction Factory*. Geophys. Monogr. Ser. V. 138 / edited by J. Eiler. Washington: AGU, 2003. pp. 23–45.
- Frost B.R., Lindsley D.H. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 1991. V. 25. pp. 433–468.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. pp. 491–504.
- Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59 (21). pp. 4329–4350.

Hawkesworth C.J., Turner S.P., Dermott F.Mc., Peate D.W., Van P. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust // *Calsteren Science*. 1997. V. 276 (5312). pp. 551–555.

Leake B.E., Woolley Alan R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *The Canadian Mineralogist*. 1997. 35 (1). pp. 219–246.

Marks N., Schiffman P., Zierenberg R.A., Franzson H., Fridleifsson G. Hydrothermal Alteration In The Reykjanes Geothermal System- Insights From Iceland Deep Drilling Program Well Rn-17 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2010. V. 189 (1). pp. 172–190.

McCulloch M.T., Gamble J.A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 102 (3-4). pp. 358–374.

Meschide M.A. A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram // *Chemical Geology*. 1986. V. 56. pp. 207–218.

Migdisov A.A., Williams-Jones A.E. Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids // *Mineralium Deposita*. 2014. V. 49 (8). pp. 987–997.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. 1988. V. 73. pp. 1123–1133.

Mountain B.W., Wood S.A. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions; a thermodynamic approach // *Economic Geology*. 1988. V. 83 (3). pp. 492–510.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // *Earth and Planetary Science Letters*. 1983. V. 62. pp. 53–62.

Pan P., Wood S.A. Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions // *Mineralium Deposita*. 1994. V. 29. pp. 373–390.

Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. (Eds.) *Magmatic processes and plate tectonics*, Special Publications. V. 76. London: Geological Society of London, 1993. 700 p.

Robinson P., Ross M., Nord G.L., Smyth J.R., Jaffe H.W. Exsolution lamellae in augite and pigeonite: fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure // *American Mineralogist*. 1977. V. 62. pp. 857–873.

Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 86, Is. 2–4. pp. 225–239.

Shervais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 59 (1). pp. 101–118.

Springer R.K. Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Sierra Nevada, California // *Journal of Petrology*. 1974. V. 15, Is. 1. pp. 160–195.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society*. V. 42. London: Special Publications, 1989. pp. 313–345.

Tagirov B., Baranova N.N., Zotov A., Akinfiyev N.N., Polotnyanko N.A., Shikina N.D., Koroleva L.A., Shvarov Y.V., Bastrakov E. The speciation and transport of palladium in hydrothermal fluids: Experimental modeling and thermodynamic constraints // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 117, No. 4. pp. 348–373.

Toplis M.J., Corgne A. The behavior of vanadium in igneous systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48 (1). pp. 219–260.

Wei B., Wang C.Y., Dong Yu. Behavior of palladium during fractionation of sulfide liquid: New constraints from the Kalatongke Cu-Ni sulfide-bearing intrusion in the central Asian orogenic belt, NW China // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 160. Article number 105578.

Williams-Jones A.E., Migdisov A.A., Samson I.M. Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements – a tale of «ceria» and «yttria» // *Elements*. 2012. V. 8 (5). pp. 355–360.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 50. pp. 11–30.

Информация об авторах:

Бухарова О.В., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: bukharovaetina@gmail.com

Абдуллозода Х.Х., магистр геологии, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: abdullozodahokim67@gmail.com

Асочакова Е.М., кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Кунгулова Э.Н., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: elvirakungulova@mail.ru

Вклад авторов:

Бухарова О.В. – выводы по результатам аналитических исследований, интерпретация и обобщение материалов.

Абдуллозода Х.Х. – основная идея, отбор каменного материала, обзорная часть.

Асочакова Е. М. – выводы по результатам аналитических исследований.

Кунгулова Э. Н. – обзорная часть.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about authors:

Bukharova O.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: bukharovaetina@gmail.com

Abdullozoda Kh.H., Master of Geology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: abdullozodahokim67@gmail.com

Asochakova E.M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Kungulova E.N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics, Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: elvirakungulova@mail.ru

Contribution of the authors:

Bukharova O.V. – conclusions based on the experimental results, interpretation and generalization of materials.

Abdullozoda Kh.H. – main idea, sampling of stone material, overview part.

Asochakova E.M. – conclusions based on the experimental results.

Kungulova E.N. – overview.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 15.07.2025; одобрена после рецензирования 30.10.2025; принята к публикации 30.11.2025

The article was submitted 15.07.2025; approved after reviewing 30.10.2025; accepted for publication 30.11.2025