

**СЕРЕБРЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГЛУБИННЫХ МАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМАХ
ДРЕВНИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ: ИЛЬДЕУССКИЙ УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАССИВ,
СТАНОВОЙ МОБИЛЬНЫЙ ПОЯС (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

***П.К. Кебезинская¹, Н.В. Бердникова¹, В.О. Крутикова¹, Н.П. Кебезинская²,
И.А. Астапов¹, Е.А. Кириченко¹***

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: nick@itig.as.khb.ru

²APEX Geoscience Ltd., Edmonton, Canada

Поступила в редакцию 3 февраля 2023 г.

Триасовый (232–233 Ма) Ильдеусский базит-ультрабазитовый массив является фрагментом крупной минерализованной магматогенной системы, сформированной в пределах Станового мобильного пояса на мезозойском этапе его эволюции. Ультраосновные породы представлены кумулятивными плагиоклаз- и амфиболсодержащими дунитами, перидотитами, вебстеритами и пироксенитами; основные – габбро-анортозитами, норитами и двупироксеновыми габбро. Большинство интрузивных пород Ильдеусской магматогенной системы испытали ультрамафитовый (серпентин, хлорит, тальк, карбонаты) и кислый (кварц, биотит, калиевый полевой шпат, вторичные слюды) метасоматоз. Петролого-геохимические особенности (присутствие ортопироксена и амфибола, известково-щелочной тренд дифференциации, отрицательные аномалии высокозарядных некогерентных элементов) свидетельствуют о субдукционной природе первичных магм Ильдеусской системы. Ультраосновные породы интродуцированы жильными образованиями среднего и кислого состава с адакитовыми геохимическими характеристиками. Серебряная минерализация магматического этапа представлена микровключениями медистого серебра, сплавов серебра, меди, золота и цинка, акантита и галогенидов серебра в ассоциации с пентландитом, халькопиритом, борнитом, пирротинитом. Для этих пород характерны микровключения самородных платины, золота, вольфрама, висмута, свинца, сплавы платиноидов, W-Co-Ti, Sb-Pb, Cu-Zn-Sn, минералы систем Ag-Cu-Sb-Se-S и Zn-Ni-Co-Fe-S, барита, хлорапатита и хлоридов Bi-Sn-Pb. На метасоматическом этапе самородное серебро, сплавы Au-Ag, хлориды серебра и меди, акантит, теллуриды серебра и свинца сосуществуют с дигенитом, хизлевудитом, пиритом, сфалеритом, галенитом, самородными никелем и золотом, сплавами Cu-Zn, сульфидами системы Pb-As-Cu-Fe-S и хлоридом висмута.

На магматическом этапе минералы серебра кристаллизовались в восстановительных условиях в присутствии высокотемпературных водных флюидов, обогащенных сульфидной серой, галогенами, а также летучими сидерофильными (W, Pt) и халькофильными (Ag, Bi, Sn, Sb, Pb) металлами, поступившими в первичный расплав из серпентинитов, метаморфизованных габброидов и металлоносных пелагических осадков субдуцирующей океанической плиты. Метасоматические ассоциации минералов серебра образовались в окислительных близповерхностных условиях при участии низкотемпературных водно-солевых растворов с повышенными концентрациями сульфатной серы, мышьяка и теллура. Предложена двухстадийная модель формирования серебряной минерализации в магматогенных системах островных дуг, в которых высокотемпературный магматический этап становления в глубинных частях земной коры сменяется низкотемпературным гидротермальным рудообразованием в близповерхностных условиях.

Ключевые слова: серебряная минерализация, микровключения, самородные металлы, минералы серебра, двухстадийная модель формирования, магматический этап, гидротермальный этап, Ильдеусский массив, Становая область, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Серебро является типичным халькофильным элементом со средним содержанием в земной коре 70 мг/т [6, 30]. Минералы серебра – самородное серебро, золото-серебряные сплавы, сульфиды, сульфосоли, теллуриды, галогениды встречаются в вулканогенных массивных сульфидных [48] и седиментационно-эксталяционных [42, 43] рудах, а также широко представлены в магматогенно-гидротермальных месторождениях мира [10, 30]. Акцессорная серебряная минерализация присутствует в скарновых полиметаллических месторождениях [28], в богатых серебром жилах в брекчированных сланцах и амфиболитах [26], в серебросодержащих «манто» в осадочных породах [57]. Формирование минералов серебра в этих обстановках связано с низкотемпературными (< 350 °C) флюидами различной солености (0.2–10 % экв. NaCl) в близповерхностных (менее 1 км) условиях при участии широкого спектра источников благородных металлов и метеорных, фумарольных, диагенетических и рециклированных приповерхностных вод [2, 3, 57].

Минералы серебра встречаются в сульфидных рудах, связанных с расслоенными базит-ультрабазитовыми интрузиями платформенного типа [75], в проявлениях щелочно-ультраосновного магматизма (Ковдорский массив на Кольском полуострове) [31], в альпинотипных гипербазитах с хромититами офиолитовых комплексов [11, 34, 35], а также в глубинных островодужных плутонических комплексах, выведенных на поверхность в результате орогенных процессов [25]. Своеобразная серебряная минерализация связана с никель-кобальтовым сульфидным, арсенидным и сульфоарсенидным оруденением в серпентинизированном неопротерозойском офиолитовом комплексе Бу Азер, обнажающемся в пределах марокканского Анти-Атласа [2]. Большинство исследователей полагает, что серебряная минерализация в ультраосновных системах является постмагматической, связанной с гидротермально-метасоматическими преобразованиями ультраосновных пород, часто существенно более поздней по времени формирования [25, 35, 75]. Например, серебряная сульфо-арсенидная минерализация в массиве Бу Азер, скорее всего, является герцинской (Ar-Ar возраст адуляра в гидротермальных кварцевых жилах с серебром – 254 Ма, по [2]), в то время как возраст выведения этого ультраосновного тела в верхние горизонты коры безусловно панафриканский (древнее 650 миллионов лет) [49]. Образование постмагматической серебряной минерализации в ультраосновных породах и связанных с ними сульфидных рудах происходило при участии бо-

гатых хлором солевых растворов и общем снижении активности серы в типично гидротермальном диапазоне температур 150–350 °C [25, 31, 75]. Преобразование ультраосновного субстрата преимущественно связывается с процессами регионального метаморфизма и метасоматоза [75], но в ряде случаев в качестве источника обогащенных серебром (и золотом) рудообразующих флюидов предполагаются пострудные гранитоиды [25].

Детальные геолого-минералогические исследования Ильдеусского ультраосновного массива (Становой мобильный пояс, Дальний Восток России) показали присутствие в нем сложной сульфидной-сульфосольной минерализации цветных (медь, кобальт, никель, в подчиненном количестве цинк и свинец) и благородных (золото, серебро, платина, палладий) металлов. При этом в ассоциации с Ni-Cu-Fe сульфидами (пирротин, пентландит, кобальтистый пентландит, никелистые пирит и сфалерит, борнит, халькопирит, хизлеводит, дигенит), а также первично-магматическими (оливин, орто- и клинопироксены) и вторичными (серпентин, хлорит, тремолит, тальк) породообразующими силикатами присутствуют разнообразные сплавы Au, Cu, Ag, Ni, Zn, Sn, Pb и Sb, платиноидов (Fe-Pt, Ni-Rh-Pt, Pd-Pt), а также самородные Pt, W, Bi, Zn, Pb, Au и Ag [38, 53]. Показано, что образование этих экзотических минеральных ассоциаций происходило в результате сложного и длительного (порядка 100 Ма, по [53]) взаимодействия магматических и метасоматических процессов, при этом благородно-металлическая минерализация проявилась как на островодужной магматической стадии становления этой рудно-магматической системы, так и во время низкотемпературного постмагматического взаимодействия Ильдеусского массива с гидротермальными флюидами на коллизионном и постколлизионном этапах эволюции Станового пояса [38]. В настоящей статье мы приводим новые данные о взаимоотношениях минералов серебра с первичными и вторичными породообразующими и акцессорными минералами Ильдеусского массива. Предложена двухстадийная магматогенно-гидротермальная модель формирования благороднометаллической минерализации в глубинных островодужных ультраосновных системах.

ГЛУБИННЫЕ МАГМАТОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ ОСТРОВОДУЖНОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ СТАНОВОГО МОБИЛЬНОГО ПОЯСА

Становой мобильный пояс занимает крайнее северное положение среди аккреционных террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса в зоне его сочленения с Алданским кристаллическим щитом

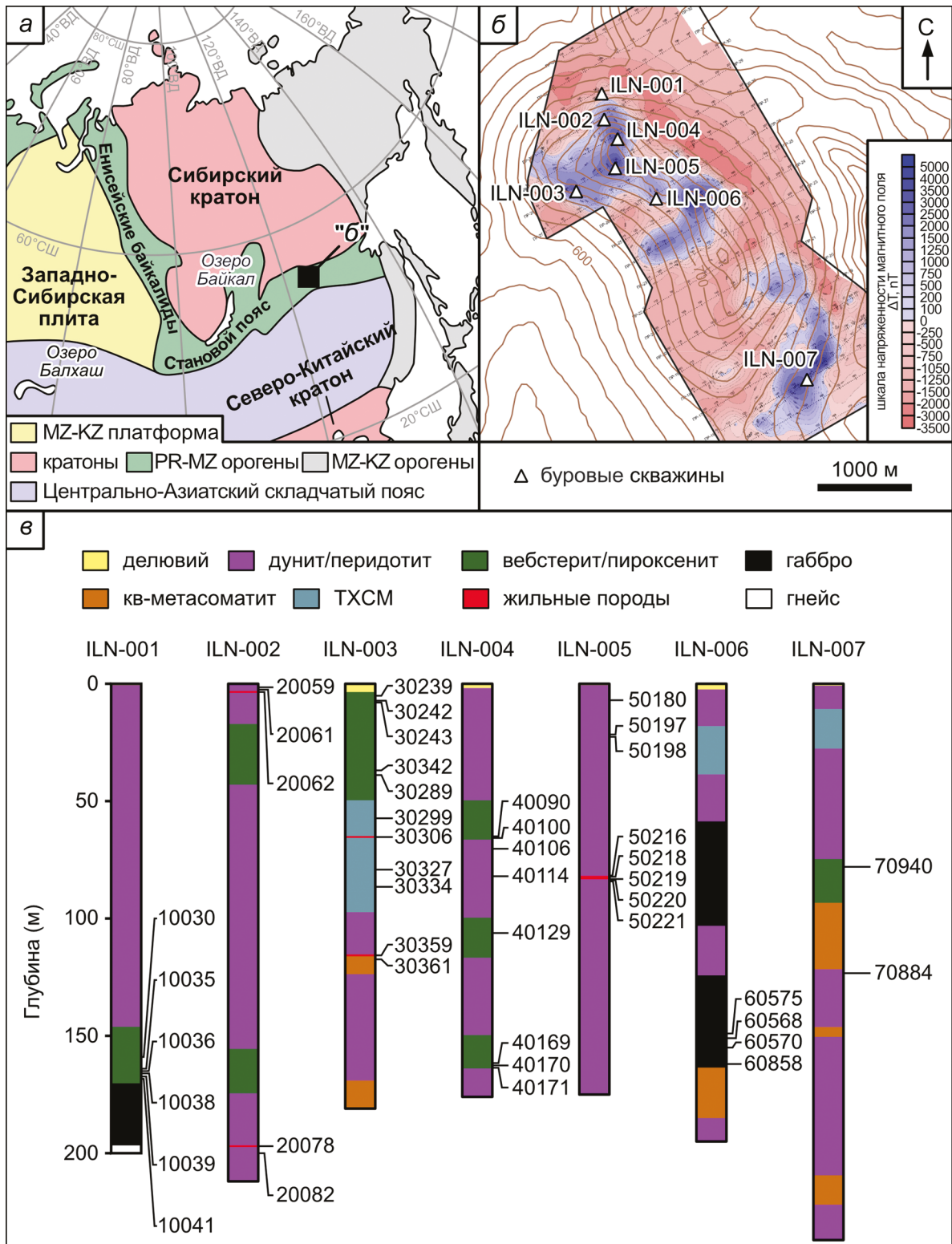


Рис. 1. Положение Станового мобильного пояса и Ильдеусской магматогенной системы в тектонических структурах Сибири и Дальнего Востока России (а); магнитное поле и расположение скважин поискового бурения в северной части Ильдеусской магматогенной системы (б); положение образцов, использованных в данной работе, в литологических колонках скважин поискового бурения (в).

Гнейс в основании скважины ILN-001 относится к Становой серии докембрийского возраста [8]. ТХСМ – тальк-хлорит-серпентиновые метасоматиты.

(рис. 1, а). На западе Станового пояса выделяется Могочинский, а на востоке – Тындинский коллизионные террейны [29]. Возраст основного этапа гранитного магматизма в пределах Могочинского террейна – 1920 Ма, последний этап метаморфизма имел место 1870 Ма назад. Тындинский террейн сложен амфиболитами становой серии (2658–3010 Ма) и гранулитами ларбинского комплекса (1849–1955 Ма) [8]. Террейны разделены метаосадками и metabазальтами Желтулакского зеленокаменного пояса с возрастом около 2 млрд лет [29]. Возраст внедрения пород тоналит-трондьемит-гранитной серии в пределах Тындинского террейна датируется 2780 Ма, а последняя стадия регионального метаморфизма завершилась 1920 Ма. Террейны Станового пояса по системе Карларско-Становых разломов надвинуты на докембрийские гранитогнейсовые комплексы Алданского щита. Все докембрийские террейны пояса в той или иной мере охвачены мезозойским базит-гипербазитовым, адакитовым и гранитоидным магматизмом и связанным с ними метасоматозом во время островодужного, коллизионного и постколлизионного развития этой сложной тектонической структуры параллельно с эволюцией и закрытием Монголо-Охотского океана [8, 22, 53].

Мезозойский этап эволюции Станового мобильного пояса определялся существованием вдоль южной окраины Алданского щита активной континентальной окраины андийского типа или трансформной окраины калифорнийского типа [45]. Эволюция этой активной окраины, по крайней мере на ранних этапах (триас–ранняя юра), была тесно связана с субдукцией океанической коры мезозойского Монголо-Охотского океанического бассейна под край Алданского щита [15]. Наличие локальных обстановок растяжения в пределах мезозойской Становой активной окраины фиксируется присутствием многочисленных даек известково-щелочных базальтоидов и гранитоидов, адакитов и высокониобиевых лампрофиров как в пределах Ильдеусской магматогенной системы (рис. 1, в), так и во вмещающих его докембрийских и палеозойских образованиях Брянтинского блока Станового пояса [53]. Эти дайковые комплексы аналогичны сближенным известково-щелочным дайкам офиолитов, маркирующим начальные стадии интрадугового спрединга [18]. Мезозойский магматизм в пределах Становой активной окраины и южной части Алданского щита варьировал от калиевого щелочно-базитового (включая лампроиты) и кислого (трахитовые и комендитовые магмы) до дифференцированного (базальт-андезит-дацит-риолитовые серии) известково-щелочного и гранитоидного (часто с адакитовой гео-

химической спецификой) с небольшим количеством пород лампрофирового облика [22], часто связанных с мезотермальным и эпитермальным золото-серебряным оруденением [32]. Мезозойская тектоно-магматическая активность в пределах Станового пояса сопровождалась развитием в земной коре под Алдано-Становой континентальной окраиной крупных сложнопостроенных мафит-ультрамафитовых систем с Ni-Co-Cu-Pt-Pd-Au-Ag сульфидно-благороднометалльной минерализацией, включающей в себя Ni-Co-Cu-сульфиды, сплавы Ni-Cu-Au-Ag-Sn-Zn-Pt-Pd-Rh и самородные металлы Ni, Cu, Pt, Au, Ag, W, Zn, Pb, Bi. Настоящая работа посвящена серебряно-металльной «части» этих сложных систем, формирующихся в глубоких горизонтах коры под мезозойскими островными дугами. В процессе позднемезозойско-кайнозойской коллизионной и постколлизионной тектоники эти системы были выведены на поверхность и в настоящее время доступны для геологической разведки, представляя собой новый перспективный тип оруденения цветных (никель, кобальт, медь) и благородных (платиноиды, золото, серебро) металлов в пределах Дальнего Востока России.

Ильдеусский интрузивный массив, расположенный в центре Брянтинского тектонического блока Станового пояса, является частью разветвленной глубинной магматогенной структуры, которая вместе с массивами Луча, Утанак и Габбровый представляет нижнекоровые горизонты крупного мезозойского островодужного сооружения [38, 53]. Массивы объединены в единую магматическую систему дайкообразными подводными каналами, ярко выражающимися в региональном магнитном поле [53]. Ильдеусский массив представляет собой вытянутую в ССВ направлении интрузию, осложненную посттриасовой тектоникой и «пропитанную» многочисленными дайками пироксенитов [38, 53]. Наиболее поздние жилы и дайки сложены адакитами и лампрофирами, соответствующими субдукционному высокониобиевым базальтам [52, 54]. Структурно-геофизические данные (рис. 1, б) позволяют интерпретировать эту мезозойскую магматогенную систему как последовательность соединённых магмоподводящими каналами разноуровневых и разноразмерных магматических камер, расположенную в нижних и средних горизонтах переходной от мафической к сиалической зрелой вулканической дуги камчатского или активной континентальной окраины андийского типов. Собственно интрузивные породы Ильдеусского комплекса (рис. 1, в) отличаются крупномасштабной расслоенностью, выраженной чередованием зон мощностью от нескольких метров до десятков метров ультраосновного (пла-

гиоклаз- и амфиболсодержащие дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, вебстериты) и существенно основного (двупироксеновые габбро, нориты, габбро-анортозиты) состава. Породы расслоенного разреза Ильдеусского массива подверглись мощному ультрамафитовому (серпентин + тальк + хлорит ± карбонаты вплоть до лиственитов) и кислому (кварц + альбит + карбонаты + хлорит ± биотит ± серицит) метасоматозу. Данные поискового бурения показывают, что мощность зон ультрамафитового метасоматоза может достигать 25–30 м, а мощность кислых метасоматитов – 60–80 м (рис. 1, в). Биотит-хлорит-кварцевые метасоматиты часто включают существенно кварцевые (с адуляром, альбитом, кальцитом, серицитом, иногда мусковитом) малосульфидные и сульфидные (реликтовый пентландит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, теннантит-тетраэдрит) жилы с рассеянной бедной золотой (0.01–2.6 г/т) минерализацией. Уран-свинцовое датирование магматических цирконов из краевых габбро Ильдеусского массива указывает на позднетриасовый (232–233 Ma) возраст становления этой минерализованной магматогенной системы. Адакитовые дайки в пределах Ильдеусско-Лучанского интрузивного комплекса имеют раннемеловой (114–117 Ma) возраст [53].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Использованные в настоящем исследовании образцы получены при участии авторов в процессе поискового бурения на Ильдеусской лицензионной площади и штупфного опробования поверхности Ильдеусской и Южно-Ильдеусской лицензионных площадей в Амурской области РФ, проводившихся ООО «Хинган» (генеральный директор О.Н. Алексеев) в 2018–2022 гг. Аналитические исследования выполнены в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН. Петрографическое изучение пород осуществлялось с помощью микроскопа Imager A2m (Карл Цейсс, ФРГ). Определение состава породобразующих, акцессорных и рудных минералов, самородных металлов и интерметаллических соединений проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ-ЭДА) VEGA 3 LMN (TESCAN, Чехия) с энергодисперсионной системой микроанализа X-Max 80 (Oxford, Великобритания) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 530 pA, диаметре электронного пучка 0.2 мкм и живом времени набора спектров 20 с. В процессе анализа в качестве стандартов использовался набор природных и синтетических образцов Oxford/108699 # 6067, для внутренней калибровки прибора – стандарт Oxford Instruments/I43100 # 9864-14. Погрешность определения основных компонентов при данных условиях

анализа не превышала 0.1 % по массе. Подготовка поверхности пород и руд для СЭМ-ЭДА анализа проводилась по методике, исключаяющей контаминацию образцов любым ксеногенным материалом [38, 55].

Анализ петрогенных оксидов проводился с помощью рентгено-флюоресцентного анализатора S4 Pioneer (Bruker, Германия) с использованием стандартных образцов состава LDI-3 (габбро), WMG-1a (минерализованное габбро), ДВБ (андезибаза́лт), ДВА (андезит) и ДВД (дацит). Погрешность определения петрогенных компонентов не превышала 10 %. Редкие, редкоземельные и рассеянные элементы анализировались методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELAN 9000 (Perkin Elmer, Канада) с использованием стандартных образцов BHVO-1 (гавайский толеитовый базальт), JP-1 (перидотит), JA-1 (андезит) и JB-3 (высоко-А1 базальт вулкана Фудзи). Относительная аналитическая погрешность метода не превышает 5 % для содержаний этих редких элементов более 20 г/т и 10 % для содержаний до 20 г/т.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ИЛЬДЕУССКОГО МАССИВА

Ильдеусский массив сложен кумулятивными (часто плагиоклаз- и амфиболсодержащими) перидотитами, дунитами, вебстеритами, жильными пироксенитами, а также продуктами их метасоматических преобразований под мезозойской Становой континентальной окраиной. Ультраосновные породы с минимальной метасоматической и гидротермальной проработкой характеризуются кумулятивными структурами (здесь и далее терминология кумулятивных пород – по [33]), свойственными как платформенным расслоенным интрузивам, так и зональным островодужным ультрамафит-мафитовым комплексам Урало-Аляскинского типа. Преобладающие среди ультраосновных пород дуниты, плагиоклазсодержащие дуниты и гарцбургиты представляют собой типичные оливиновые орто-, мезо- и адкумулаты, в которых интеркумулус представлен плагиоклазом или бурой роговой обманкой (рис. 2, б, 3, а, б).

Оливин кумулула часто содержит в незональных ядрах включения Cr-Mg-Al шпинели и магнетитового ортопироксена, а в каймах зонального оливина появляются мелкие (до 100 мкм) выделения Ti-V-содержащего магнетита и клинопироксена [53]. Титаномагнетит и хромистый магнетит (возможно, вторично-гидротермального или метаморфического происхождения) присутствует и в интеркумулусе дунитов и перидотитов вместе с плагиоклазом и роговой обманкой. Более редкие лерцолиты имеют гипидиоморфную, реже пойкилитовую структуру,

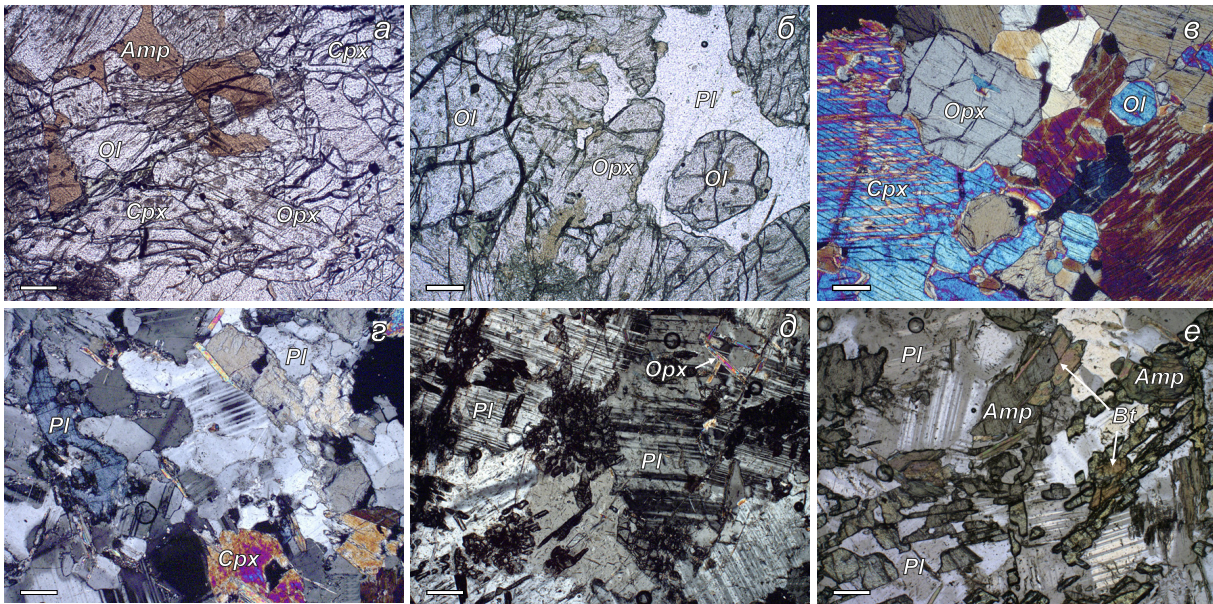


Рис. 2. Основные петрографические типы интрузивных пород Ильдеусского массива.

a – амфиболсодержащий оливин-двупироксеновый мезокумулят (оливиновый вебстерит); *б* – плагиоклазсодержащий оливин-ортопироксеновый ортокумулят (габрбургит); *в* – двупироксеновый адкумулят (вебстерит); *г* – габброанортозит; *д* – анортозит; *е* – жильный амфибол-биотитовый андезидацит (гранодиорит). Линейка 20 мкм. Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Amp – амфибол, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз. Здесь и далее все сокращения названий минералов на рисунках, в подписях к ним и в тексте по [78].

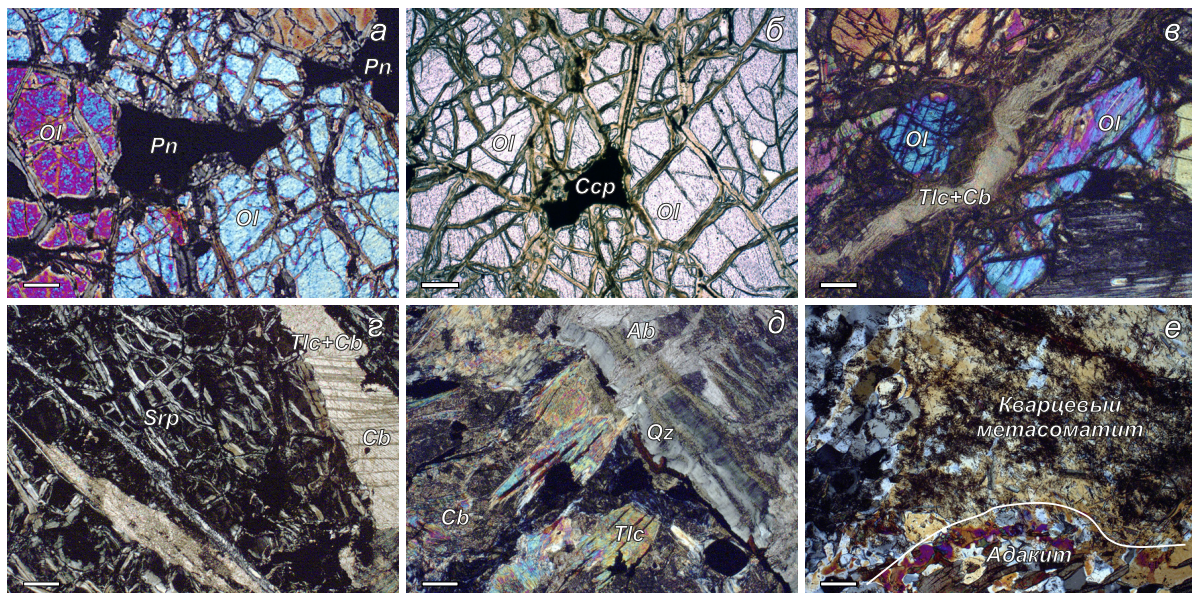


Рис. 3. Петрографический облик минерализованных оливиновых кумулатов и метасоматических образований Ильдеусского массива.

a – пентландит в оливиновом мезокумуляте (дуните); *б* – халькопирит в оливиновом адкумуляте (дуните); *в* – тальк-карбонатное прожилкование в серпентинизированном дуните; *г* – тальк и тальк-карбонатное прожилкование в серпентинизированном дуните; *д* – контакт между ультрамафитовым (тальк+хлорит) и кислым (кварц+полевошпатовый+карбонат) метасоматитами; *е* – контакт между кварцевым метасоматитом и интрузивным адакитом. Линейка 20 мкм. Ol – оливин, Срп – серпентин, Тлс – тальк, Сб – карбонаты, Ab – альбит, Qz – кварц, Pn – пентландит, Сср – халькопирит.

образованную включениями оливина, ортопироксена и разнообразных шпинелей в клинопироксене и оливине ранних генераций. Верлиты характеризуются равномернозернистой, иногда слабо порфиroidной структурой, образованной крупными выделениями клинопироксена, также насыщенными мелкими (от нескольких до 100–200 мкм) включениями сплавов благородных металлов, самородных халькофильных и сидерофильных элементов, барита, оксидов железа и апатита [38]. В оливиновых кумулатах присутствуют пентландит и кобальтистый пентландит (рис. 3, а), реже борнит, халькопирит (рис. 3, б), миллерит, пирротин, никельсодержащие пирит и сфалерит, дигенит и хизлеудит [53].

Вторичные преобразования дунитов и перидотитов Ильдеусского массива прежде всего связаны с появлением талькового, тальк-карбонатного (рис. 3, в, з), тальк-серпентинового (рис. 3, д) прожилкования вплоть до развития сначала ультраосновного (тальк-карбонат-хлорит-серпентинового) штокверка, а впоследствии и сплошных тальк-хлорит-серпентиновых метасоматитов (ТХСМ на рис. 1, в) по апо-дунитовым и апогарцбургитовым породам. В последнем случае на ультраосновные метасоматиты часто наложены кварцевые метасоматиты с альбитом, кальцитом, баритом, Ва-содержащим калиевым полевым шпатом, хлорапатитом, биотитом, мусковитом и серицитом (рис. 3, е).

В существенно пироксенитовых частях интрузивного разреза (рис. 1, в) преобладают оливиновые вебстериты, вебстериты и клинопироксениты со структурами мезо- (рис. 2, а) и адкумулятов (рис. 2, б). В интеркумуляусе оливиновых вебстеритов часто присутствует амфибол (рис. 2, а), а интеркумуляус вебстеритов в основном образован клинопироксеном в ассоциации с плагиоклазом и биотитом. Среди аксессуарных минералов преобладает V-содержащий титаномагнетит, ильменит, Ст-содержащий магнетит, ильменит, сфен и Cl-апатит [53]. Габброиды в Ильдеусском массиве либо слагают краевые части на контакте с докембрийскими метаморфитами Становой серии, либо образуют мощные (до 50 м) прослои в грубо расслоенных толщах перидотит-пироксенитовых пород (рис. 1, в). Преобладают обогащенные Са и Са-На-плагиоклазом габброанортозиты (рис. 2, з) и анортозиты (рис. 2, д) со средне- и крупнозернистой полнокристаллической структурой и массивной или пятнистой текстурой. Встречаются прослои (до 1–3 м) и горизонты (до 10–15 м) норитов и двупироксеновых габбро, в которых помимо пироксенов и лабрадор-андезинового плагиоклаза отмечаются амфибол и биотит. Среди аксессуарных минералов преобладают

Ti-магнетит, сфен, апатит и циркон. Дуниты/перидотиты и вебстериты/пироксениты содержат прожилки и жилы мощностью от нескольких миллиметров до 5 м пород андезибазальтового, андезитового, андезидацитового (гранодиоритового) и риолитового состава гипидиоморфнозернистого или порфиroidного облика. Основные минералы дифференцированных жильных пород – кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, редко амфибол (рис. 2, е), аксессуарные магнетит, апатит и циркон с подчиненными сфеном, ильменитом и сульфидами (пирит, сфалерит, халькопирит, борнит, галенит, иногда ксеноморфный пентландит, скорее всего «заимствованный» из ультраосновных пород). Вторичные изменения в вебстеритах и пироксенитах представлены локальной биотитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, широким развитием вторичных амфиболов группы тремолит-актинолит и окварцеванием. Наложенные кварцевые метасоматиты часто встречаются на контакте тальк-хлорит-серпентиновых метасоматитов с кислыми жильными породами (рис. 3, д, е) [38, 53].

Представительные составы пород Ильдеусского массива приведены в таблицах 1–4.

Особенности распределения петрогенных оксидов в интрузивных породах Ильдеусского массива (табл. 1–3, рис. 4, а) в совокупности с их отчетливо кумулятивными структурами свидетельствуют о том, что эти породы принадлежат к комагматическим дериwатам островодужной базальтовой или пикритовой магмы [38, 53].

Об этом же говорит и последовательное возрастание железистости кумулятивных пироксенов и оливинов, понижение содержания глинозема в моноклинном и, отчасти, в ромбическом пироксенах, устойчивое обогащение полевых шпатов альбитовым компонентом вплоть до образования олигоклаз-андезиновых составов ($An_{12,45}$) в габброанортозитах и краевых двупироксеновых габбро (рис. 2, з, д), а также появление амфибола и плагиоклаза в интеркумуляусе (рис. 2, а, б) оливин-пироксеновых кумулатов [53]. Основными минеральными фазами, сформировавшимися в процессе кристаллизационной дифференциации Ильдеусского массива, являются (в порядке убывания модалных содержаний) оливин, ромбический и моноклинный пироксены, к которым на последних этапах ее эволюции присоединяются амфибол, плагиоклаз и, в меньшей степени, биотит.

Вариации содержания редких и рассеянных элементов в интрузивных породах Ильдеусского массива (табл. 1–3, рис. 4) в значительной степени обусловлены наложенными метаморфическими и гидротермально-метасоматическими изменениями. Крупно-

Таблица 1. Представительные составы дунитов и перидотитов Ильдеусского массива.

Оксиды, вес. %, элементы, г/т	Лерцолит			Дунит		Плагиоклазсодержащий дунит		
	Обр. 20082	Обр. 30361	Обр. 40106	Обр. 70940	Обр. 20059	Обр. 40114	Обр. 40169	Обр. 40170
SiO ₂	46.29	42.38	50.02	40.53	42.30	40.22	38.00	38.08
TiO ₂	0.15	0.25	0.33	0.05	0.05	0.17	0.08	0.11
Al ₂ O ₃	2.67	2.72	4.16	1.55	1.85	4.67	5.16	4.52
Fe ₂ O ₃	10.26	10.00	9.73	9.71	9.02	9.99	10.56	10.88
MnO	0.19	0.20	0.19	0.16	0.15	0.14	0.15	0.15
MgO	30.20	33.21	30.73	36.79	36.63	33.50	34.24	34.44
CaO	1.10	0.66	3.07	0.24	0.27	1.60	2.19	2.11
Na ₂ O	0.56	0.26	0.41	0.18	0.15	0.24	0.35	0.22
K ₂ O	0.29	0.34	0.05	0.04	0.01	0.07	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
П.п.п.	8.93	10.89	1.31	11.54	11.15	10.26	9.67	9.55
Сумма	100.66	100.95	100.02	100.81	101.60	100.91	100.46	100.13
Cr	3098.3	2968.2	3015.5	2801.4	4238.7	2242.9	1710.0	1515.6
Ni	1653.2	1601.5	735.9	1282.6	1960.6	1340.2	1414.1	1373.2
Co	108.6	108.4	64.64	82.73	141.7	112.4	117.4	100.2
V	56.08	58.79	119.3	32.56	33.49	54.25	26.41	29.57
Sc	16.83	9.57	33.60	5.98	7.63	12.48	5.28	8.66
Li	10.84	42.85	1.59	н.о.	2.71	9.31	1.79	2.43
Cs	0.11	0.14	0.03	0.03	0.06	0.17	0.02	0.31
Rb	4.67	5.57	0.92	0.94	0.43	2.25	0.49	1.80
Ba	58.08	104.2	21.75	25.34	40.57	70.72	36.04	50.13
Sr	51.68	157.9	21.04	17.78	10.89	86.98	90.22	67.29
Zr	1.53	2.37	4.50	5.20	0.77	3.50	2.01	2.77
Y	1.70	3.16	4.02	0.69	1.25	3.56	0.98	1.61
Nb	0.06	0.62	0.06	0.16	0.14	0.31	0.13	0.31
Ta	0.01	0.05	0.02	0.01	0.04	0.03	0.01	0.07
Hf	0.06	0.11	0.24	0.10	0.02	0.18	0.07	0.11
Th	0.06	0.43	0.18	0.06	0.14	0.23	0.38	0.82
U	0.06	0.08	0.02	0.03	0.09	0.13	0.01	0.04
La	0.47	1.27	1.21	1.10	1.18	1.69	2.50	3.73
Ce	1.05	3.35	2.74	2.03	2.24	4.77	5.10	5.78
Pr	0.10	0.43	0.32	0.22	0.25	0.59	0.43	0.59
Nd	0.45	2.27	1.53	0.80	1.04	2.84	1.60	2.46
Sm	0.13	0.64	0.44	0.15	0.22	0.68	0.25	0.44
Eu	0.04	0.22	0.17	0.04	0.05	0.25	0.12	0.16
Gd	0.19	0.80	0.64	0.15	0.25	0.83	0.30	0.43
Tb	0.03	0.12	0.11	0.02	0.03	0.13	0.04	0.05
Dy	0.27	0.73	0.78	0.11	0.22	0.80	0.21	0.36
Ho	0.06	0.14	0.17	0.02	0.05	0.16	0.04	0.07
Er	0.23	0.43	0.57	0.07	0.17	0.51	0.13	0.20
Tm	0.04	0.06	0.09	0.01	0.03	0.07	0.02	0.02
Yb	0.31	0.43	0.62	0.07	0.24	0.50	0.15	0.17
Lu	0.05	0.07	0.10	0.01	0.04	0.08	0.02	0.03
Ag	0.28	0.28	0.47	0.58	0.78	0.39	3.43	1.27
Cu	35.71	53.16	39.10	71.53	36.13	45.71	62.56	76.57
Zn	91.02	72.01	62.42	103.3	75.97	67.71	53.59	65.25
Mo	0.12	0.08	0.60	0.06	0.06	0.41	0.13	0.11
Pb	1.20	0.73	1.61	12.67	0.72	1.22	1.43	2.06
Bi	< 0.001	0.03	< 0.001	0.01	0.08	< 0.001	< 0.001	0.07
Cd	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05
As	< 0.001	0.22	0.05	0.16	0.53	0.32	< 0.001	< 0.001
Hg	0.28	0.46	0.40	0.20	0.59	0.36	0.40	0.15
W	4.93	6.44	7.97	3.16	8.38	5.22	7.90	3.44

Таблица 1. (Окончание).

Оксиды, вес. %, элементы, г/т	Плагиоклазсодержащий дунит			Верлит		Гарцбургит		
	Обр. 50198	Обр. 50220	Обр. 50216	Обр. 30327	Обр. 50221	Обр. 30242	Обр. 50180	Обр. 50197
SiO ₂	39.45	39.19	37.35	38.77	42.49	40.29	49.52	41.70
TiO ₂	0.11	0.08	0.14	0.35	0.19	0.29	0.19	0.17
Al ₂ O ₃	4.35	3.69	3.79	7.53	5.92	5.58	3.41	3.11
Fe ₂ O ₃	9.39	10.39	9.48	9.15	11.09	9.48	7.59	7.22
MnO	0.15	0.14	0.16	0.09	0.15	0.13	0.19	0.10
MgO	33.98	33.59	32.97	27.29	28.76	30.93	33.13	33.50
CaO	1.24	0.73	1.77	1.04	2.49	0.52	0.24	0.35
Na ₂ O	0.30	0.32	0.26	0.33	0.36	0.30	0.15	0.17
K ₂ O	0.04	0.06	0.23	0.55	0.60	0.08	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.12	0.01	0.02
П.п.п.	11.74	12.89	14.50	15.76	8.18	13.45	6.20	15.13
Сумма	100.76	101.12	100.70	100.90	100.24	101.18	100.54	101.47
Cr	2827.1	2796.6	2469.1	803.8	2085.1	2120.2	2915.9	1857.4
Ni	1419.4	1325.2	1464.9	512.7	1150.11	1273.3	1179.4	1101.6
Co	102.5	114.1	89.68	65.48	109.4	95.75	53.90	59.71
V	44.02	35.90	38.61	47.51	67.62	42.86	60.17	32.09
Sc	9.44	6.16	9.54	10.83	18.28	6.72	22.93	9.79
Li	2.45	5.27	2.95	22.98	7.13	15.85	2.19	6.74
Cs	0.13	0.02	0.58	14.46	0.15	0.24	0.07	0.05
Rb	1.05	1.81	11.94	80.36	7.33	4.18	0.78	0.30
Ba	81.96	25.36	143.6	630.8	287.7	325.9	13.30	37.17
Sr	48.70	80.16	124.3	57.36	239.3	34.17	6.10	12.30
Zr	1.29	1.26	1.75	22.68	4.59	0.76	0.76	1.00
Y	1.99	1.10	2.37	5.73	2.19	6.97	0.92	2.58
Nb	0.05	0.01	0.34	5.22	0.17	2.47	1.43	1.36
Ta	0.01	0.03	0.02	0.76	0.03	0.13	1.75	0.06
Hf	0.06	0.04	0.10	0.94	0.17	0.18	0.04	0.05
Th	0.15	0.19	1.00	19.10	0.23	16.61	0.30	2.94
U	0.14	0.03	0.37	0.09	0.04	0.30	0.07	0.09
La	1.85	1.09	6.54	48.28	2.01	110.62	0.41	14.65
Ce	2.56	2.45	11.47	95.34	3.43	211.23	0.70	27.24
Pr	0.42	0.25	1.22	7.51	0.37	15.85	0.10	2.38
Nd	1.97	0.99	5.02	23.57	1.46	52.99	0.39	8.22
Sm	0.39	0.20	0.77	3.10	0.30	5.81	0.08	1.10
Eu	0.19	0.10	0.20	0.70	0.19	1.17	0.04	0.20
Gd	0.48	0.27	0.73	3.40	0.41	6.61	0.10	1.25
Tb	0.07	0.04	0.08	0.34	0.07	0.52	0.02	0.13
Dy	0.43	0.25	0.56	1.58	0.41	2.03	0.16	0.66
Ho	0.09	0.05	0.10	0.27	0.10	0.31	0.04	0.12
Er	0.28	0.17	0.27	0.82	0.31	1.01	0.13	0.40
Tm	0.04	0.02	0.03	0.10	0.06	0.10	0.03	0.05
Yb	0.27	0.20	0.24	0.67	0.35	0.65	0.22	0.39
Lu	0.04	0.03	0.04	0.10	0.06	0.09	0.04	0.06
Ag	0.30	0.18	0.59	0.53	0.38	0.52	0.36	0.24
Cu	27.19	27.51	38.11	27.48	56.67	37.40	37.11	682.53
Zn	66.16	83.11	98.37	77.80	78.57	68.40	88.04	57.98
Mo	0.05	0.18	0.14	0.03	0.24	0.19	0.13	0.04
Pb	3.92	0.97	0.98	2.08	1.34	2.36	0.65	1.27
Bi	< 0.001	0.11	0.01	0.07	5.11	0.06	0.05	0.02
Cd	0.05	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03	0.06
As	1.51	0.21	< 0.001	0.60	0.32	3.05	0.04	0.30
Hg	0.28	4.42	0.41	0.10	0.21	0.26	0.08	0.10
W	4.11	69.93	7.41	1.36	4.61	4.10	1.65	1.07

Примечание. Здесь и далее н.о. – не определялось.

Таблица 2. Представительные анализы вебстеритов и пироксенитов Ильдеусского массива.

Оксиды, вес. %, элементы, г/т	Вебстерит				Клинопироксенит		
	Обр. 60575	Обр. 10030	Обр. 10035	Обр. 10036	Обр. 10038	Обр. 30239	Обр. 70884
SiO ₂	47.37	47.27	49.57	50.50	44.90	42.91	49.31
TiO ₂	0.37	0.37	0.48	0.41	0.72	0.43	0.34
Al ₂ O ₃	9.24	5.48	4.53	4.21	7.85	6.88	4.32
Fe ₂ O ₃	11.14	10.21	11.68	11.58	11.03	9.30	11.81
MnO	0.21	0.17	0.20	0.19	0.17	0.14	0.19
MgO	19.15	23.42	26.18	27.10	20.40	25.12	28.26
CaO	8.21	5.46	6.39	4.29	12.86	2.20	1.63
Na ₂ O	0.56	0.75	0.51	0.44	0.74	0.29	0.44
K ₂ O	2.18	0.10	0.07	0.05	0.06	0.09	0.15
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.03
П.п.п.	1.49	6.81	0.38	1.19	1.26	12.99	3.43
Сумма	99.93	100.06	100.00	99.98	100.00	100.42	99.92
Cr	1108.3	2578.0	2330.9	2113.8	1408.9	1589.8	2422.9
Ni	321.6	936.1	1073.9	1036.3	830.4	879.3	795.8
Co	52.94	66.97	77.0	79.02	51.97	59.36	74.73
V	115.8	127.6	161.2	136.4	216.3	38.54	95.97
Sc	36.7	33.30	41.46	35.31	54.99	8.44	28.57
Li	н.о.	13.71	2.52	5.11	3.54	11.33	н.о.
Cs	1.39	0.33	0.08	0.12	0.06	0.14	0.25
Rb	12.53	1.31	1.02	0.74	0.33	2.41	2.32
Ba	261.9	246.0	54.01	57.21	62.13	112.1	52.19
Sr	37.15	441.6	73.73	73.46	267.6	44.30	70.40
Zr	5.01	10.49	14.86	9.81	25.63	3.75	5.70
Y	7.15	6.13	8.44	5.86	14.80	8.99	3.78
Nb	0.06	0.14	0.19	0.10	0.12	6.11	0.40
Ta	0.10	0.15	0.09	0.02	0.10	0.47	0.20
Hf	0.25	0.44	0.65	0.51	1.18	0.19	0.18
Th	0.06	0.16	0.21	0.08	0.07	10.16	0.02
U	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.24	0.02
La	0.61	1.94	1.83	0.89	2.20	40.04	0.77
Ce	1.94	4.35	5.55	2.93	8.19	73.19	1.75
Pr	0.38	0.64	0.79	0.46	1.34	6.51	0.22
Nd	2.22	3.27	4.29	2.64	8.00	23.06	0.91
Sm	0.86	0.97	1.33	0.86	2.67	3.29	0.28
Eu	0.35	0.39	0.47	0.31	0.97	0.63	0.12
Gd	1.06	1.26	1.77	1.20	3.38	3.69	0.41
Tb	0.19	0.20	0.28	0.20	0.54	0.39	0.08
Dy	1.17	1.28	1.78	1.34	3.36	1.99	0.52
Ho	0.30	0.26	0.37	0.28	0.65	0.36	0.14
Er	0.77	0.79	1.09	0.89	1.86	1.15	0.42
Tm	0.12	0.11	0.16	0.13	0.25	0.15	0.08
Yb	0.66	0.75	1.02	0.91	1.57	1.02	0.48
Lu	0.13	0.12	0.15	0.14	0.21	0.15	0.09
Ag	0.18	0.83	1.55	0.84	1.08	0.81	0.49
Cu	46.28	208.59	328.23	251.61	212.27	32.90	51.69
Zn	84.71	56.77	57.90	61.18	35.65	76.58	80.58
Mo	2.80	0.26	0.72	0.64	0.73	0.02	0.51
Pb	2.22	2.01	4.27	9.84	2.27	3.35	0.87
Bi	< 0.001	0.13	0.06	0.13	0.04	0.06	< 0.001
Cd	0.16	0.08	0.12	0.13	0.15	0.03	0.08
As	0.56	0.05	0.05	0.21	0.09	1.52	0.21
Hg	0.33	0.35	0.95	1.01	0.62	0.19	24.77
W	5.57	5.67	16.42	16.37	9.94	2.39	14.49

Таблица 2. (Окончание).

Оксиды, вес. %, элементы, г/т	Клинопироксенит		Ортопироксенит		Оливиновый вебстерит		
	Обр. 40129	Обр. 30289	Обр. 30342	Обр. 40090	Обр. 40100	Обр. 40171	
SiO ₂	44.58	50.56	43.86	51.68	46.41	40.29	
TiO ₂	0.28	0.29	0.25	0.29	0.70	0.15	
Al ₂ O ₃	18.30	3.24	5.44	3.36	4.77	6.29	
Fe ₂ O ₃	5.84	10.31	7.71	10.12	10.11	11.99	
MnO	0.10	0.22	0.13	0.24	0.13	0.14	
MgO	14.13	28.94	29.58	28.36	26.20	28.57	
CaO	9.06	1.10	6.55	2.23	8.27	4.86	
Na ₂ O	4.10	0.29	0.47	0.25	1.04	0.26	
K ₂ O	0.32	0.06	0.08	0.07	0.09	0.40	
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	
П.п.п.	3.24	5.26	5.68	3.32	2.38	7.25	
Сумма	99.96	100.30	99.87	99.94	100.11	100.20	
Cr	564.6	3856.8	1837.0	2209.3	2665.7	1706.1	
Ni	284.3	1347.65	1089.1	970.9	591.6	3190.1	
Co	31.67	85.64	60.14	64.42	49.15	125.0	
V	59.18	67.71	72.51	98.80	213.79	42.77	
Sc	16.54	11.61	19.91	33.15	58.36	12.18	
Li	7.05	2.55	3.04	1.94	3.50	4.66	
Cs	0.43	0.09	0.04	0.34	0.07	0.32	
Rb	4.14	1.84	0.82	1.77	0.93	3.08	
Ba	1058.9	79.35	37.24	38.26	33.22	192.3	
Sr	1388.7	20.09	113.02	18.09	72.54	169.6	
Zr	6.29	2.02	4.14	2.49	14.27	3.01	
Y	4.85	2.83	8.39	3.95	15.03	3.03	
Nb	0.14	1.02	0.65	0.40	0.20	0.07	
Ta	0.06	0.08	0.10	0.03	0.04	0.04	
Hf	0.32	0.11	0.25	0.16	0.91	0.16	
Th	0.47	0.23	0.28	0.45	0.33	0.13	
U	0.05	0.07	0.05	0.08	0.10	0.02	
La	5.22	1.90	1.14	1.43	3.28	1.72	
Ce	10.54	2.62	4.50	3.07	10.23	3.30	
Pr	1.03	0.48	0.78	0.41	1.48	0.43	
Nd	4.35	2.17	4.70	2.09	8.32	2.23	
Sm	0.99	0.50	1.56	0.55	2.64	0.56	
Eu	0.61	0.26	0.49	0.16	0.84	0.25	
Gd	1.25	0.60	1.86	0.72	3.40	0.59	
Tb	0.18	0.09	0.29	0.11	0.54	0.09	
Dy	1.07	0.59	1.81	0.78	3.31	0.70	
Ho	0.21	0.12	0.36	0.17	0.66	0.12	
Er	0.61	0.36	1.06	0.52	1.88	0.33	
Tm	0.08	0.05	0.15	0.08	0.25	0.04	
Yb	0.52	0.35	0.99	0.54	1.60	0.30	
Lu	0.08	0.05	0.14	0.09	0.24	0.05	
Ag	0.44	54.44	0.34	0.57	0.39	0.96	
Cu	152.14	132.91	71.99	229.41	273.88	824.2	
Zn	59.25	0.10	42.24	82.57	52.02	57.04	
Mo	1.20	1.01	0.24	0.29	0.18	0.21	
Pb	0.44	0.02	1.67	1.03	2.27	2.01	
Bi	0.05	0.05	< 0.001	< 0.001	< 0.001	17.82	
Cd	0.09	0.40	0.09	0.06	0.08	0.09	
As	0.89	0.32	0.03	0.10	0.17	< 0.001	
Hg	0.72	6.34	0.20	0.38	0.35	0.07	
W	15.76	н.о.	4.02	7.69	6.71	1.89	

Таблица 3. Представительные анализы габброидов и тальк-хлорит-серпентинитовых метасоматитов (ТХСМ) Иль-деусского массива.

Оксиды, вес. %, элементы, г/т	Габброиды			ТХСМ				
	Обр. 60568	Обр. 60570	Обр. 60585	Обр. 10039	Обр. 10041	Обр. 30243	Обр. 30299	Обр. 30334
SiO ₂	49.31	48.90	50.06	46.71	51.00	38.74	42.58	29.67
TiO ₂	0.27	0.23	0.22	0.32	0.09	0.92	4.59	0.08
Al ₂ O ₃	20.75	21.85	21.82	16.22	24.89	10.94	11.52	2.16
Fe ₂ O ₃	4.96	4.84	4.91	6.84	2.50	8.09	11.64	12.52
MnO	0.10	0.09	0.09	0.10	0.04	0.16	0.07	0.34
MgO	8.50	8.49	7.97	14.56	6.56	24.47	15.56	28.98
CaO	10.80	10.44	9.67	8.84	8.09	2.77	2.35	7.32
Na ₂ O	3.58	3.58	3.30	2.33	4.24	0.95	2.23	0.29
K ₂ O	0.84	0.47	0.35	0.17	0.24	0.69	3.41	0.12
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	1.21	0.07	0.01
П.п.п.	0.80	1.04	1.49	3.96	2.11	11.57	6.31	20.67
Сумма	99.91	99.93	99.88	100.08	99.93	100.53	100.16	102.15
Cr	328.4	279.0	169.8	255.9	135.6	120.9	167.0	3655.6
Ni	103.2	83.43	85.92	287.9	93.78	479.8	275.9	1942.4
Co	21.77	20.51	20.03	42.57	15.53	51.54	66.21	132.81
V	53.02	54.80	50.15	105.81	5.58	43.13	343.3	54.98
Sc	15.20	17.03	16.60	28.03	1.23	5.27	31.21	5.51
Li	н.о.	н.о.	н.о.	4.54	3.09	49.54	18.15	2.80
Cs	0.29	0.41	0.08	0.07	0.08	0.99	2.46	0.01
Rb	7.05	6.05	1.06	0.70	1.38	26.37	80.46	0.85
Ba	409.3	441.0	104.96	249.7	494.1	1227.6	7769.1	293.22
Sr	1003.6	894.6	812.2	1043.6	1435.2	225.6	197.2	1313.1
Zr	4.43	5.86	3.02	7.26	1.27	8.57	11.28	0.18
Y	3.55	3.76	3.54	5.57	0.51	42.06	33.61	3.73
Nb	0.22	0.25	0.08	0.19	0.05	8.78	2.83	0.03
Ta	0.20	0.16	0.08	0.11	0.06	0.37	0.27	0.01
Hf	0.16	0.22	0.11	0.33	0.04	0.42	0.96	0.01
Th	0.07	0.33	0.19	0.53	0.07	74.53	0.10	0.11
U	0.05	0.07	0.02	0.02	0.02	1.25	0.87	0.09
La	2.00	2.91	2.31	5.44	1.18	505.74	6.09	2.25
Ce	3.98	5.32	4.26	11.16	3.08	978.22	21.15	5.94
Pr	0.50	0.58	0.53	1.15	0.29	83.05	3.20	0.69
Nd	2.06	2.35	2.19	4.89	1.16	272.81	17.99	3.13
Sm	0.49	0.58	0.57	1.13	0.19	32.00	5.89	0.72
Eu	0.40	0.47	0.43	0.58	0.39	5.89	12.59	0.24
Gd	0.56	0.68	0.55	1.41	0.20	35.08	7.44	0.87
Tb	0.10	0.10	0.10	0.20	0.02	2.89	1.17	0.12
Dy	0.59	0.63	0.61	1.23	0.12	11.61	7.35	0.76
Ho	0.13	0.15	0.14	0.24	0.02	1.77	1.46	0.16
Er	0.32	0.39	0.31	0.70	0.06	5.32	4.07	0.51
Tm	0.05	0.06	0.05	0.09	0.01	0.49	0.55	0.07
Yb	0.33	0.32	0.28	0.60	0.06	2.91	3.47	0.54
Lu	0.06	0.06	0.06	0.08	0.01	0.38	0.50	0.09
Ag	0.45	0.13	0.46	0.42	1.02	0.60	0.31	0.37
Cu	42.96	34.81	38.44	124.56	167.17	37.16	65.89	243.06
Zn	60.52	86.25	19.51	40.55	16.78	83.99	350.88	61.34
Mo	0.50	0.51	0.47	0.59	1.65	0.05	0.40	0.18
Pb	5.70	4.93	2.73	2.15	3.38	7.54	4.71	2.35
Bi	0.03	0.01	0.04	<0.001	<0.001	0.09	0.03	0.09
Cd	0.12	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04	0.02	0.09
As	0.47	0.74	0.48	7.10	3.44	2.85	0.55	1.25
Hg	н.о.	н.о.	н.о.	0.41	1.11	0.09	0.72	4.91
W	11.93	14.39	17.73	7.03	22.82	1.37	14.58	74.75

Таблица 4. Представительные анализы средних и кислых жильных пород Ильдеусского массива.

Оксиды, вес. %, элементы, г/т	Андезибазальт			Высокомагнезиальный андезит		Андезит	Риолит
	Обр. 20078	Обр. 30359	Обр. 50219	Обр. 20062	Обр. 20061	Обр. 30306	Обр. 50218
SiO ₂	54.32	54.55	54.56	55.86	57.18	58.72	80.92
TiO ₂	0.03	0.36	0.12	0.41	0.09	0.22	0.04
Al ₂ O ₃	13.59	16.29	17.62	17.40	18.56	16.81	6.71
Fe ₂ O ₃	0.66	2.43	1.70	1.29	1.70	0.10	2.05
MnO	0.02	0.04	0.05	0.03	0.04	0.00	0.04
MgO	2.31	5.03	5.22	9.89	7.57	3.06	4.18
CaO	8.36	5.87	3.48	0.88	0.53	2.26	1.18
Na ₂ O	15.88	6.28	13.22	10.70	11.94	14.27	3.02
K ₂ O	3.48	4.33	0.10	0.43	0.17	2.02	0.27
P ₂ O ₅	0.00	0.31	0.08	0.18	0.05	0.07	0.01
П.п.п.	1.53	4.65	4.32	3.21	2.53	2.34	1.71
Сумма	100.08	100.14	100.47	100.28	100.35	99.87	100.13
Cr	89.21	107.1	145.4	105.2	107.6	113.6	293.1
Ni	55.12	75.57	62.26	81.39	64.96	33.96	54.74
Co	7.60	12.00	8.51	9.08	9.78	16.71	18.07
V	3.42	16.36	5.08	8.51	28.97	8.07	12.05
Sc	1.04	1.92	3.69	1.46	3.44	1.41	5.89
Li	0.46	2.44	1.24	1.46	1.94	4.39	0.97
Cs	0.02	0.14	0.02	0.03	0.07	0.72	0.10
Rb	16.36	30.71	0.51	2.64	1.57	33.25	9.12
Ba	1522.6	5876.1	47.05	297.24	145.62	3241.6	57.24
Sr	215.11	894.76	484.88	357.02	302.97	2714.3	197.25
Zr	1.05	2.46	2.56	3.22	1.97	5.90	0.80
Y	0.61	12.18	15.35	13.09	4.47	5.56	2.77
Nb	0.25	3.83	5.18	8.38	1.38	4.42	1.49
Ta	0.04	0.13	0.24	0.33	0.11	0.24	0.05
Hf	0.03	0.18	0.18	0.19	0.08	0.22	0.08
Th	0.23	30.39	20.54	22.98	8.24	8.20	0.26
U	0.10	0.33	1.36	0.32	0.11	0.57	0.19
La	2.04	240.09	129.21	250.51	145.62	58.15	1.27
Ce	3.54	443.86	222.29	452.64	93.31	95.35	2.30
Pr	0.30	35.75	22.14	35.81	172.92	7.45	0.27
Nd	1.01	112.70	75.70	111.70	40.03	25.54	1.12
Sm	0.19	11.94	10.09	12.49	3.98	3.40	0.30
Eu	0.60	2.26	1.64	3.27	0.90	1.60	0.12
Gd	0.21	13.17	7.89	13.93	4.52	3.63	0.43
Tb	0.02	1.02	0.76	1.12	0.34	0.30	0.07
Dy	0.13	3.77	4.13	3.99	1.23	1.42	0.51
Ho	0.02	0.54	0.59	0.57	0.18	0.24	0.11
Er	0.07	1.70	1.57	1.69	0.64	0.74	0.38
Tm	0.01	0.14	0.16	0.14	0.07	0.08	0.07
Yb	0.06	0.81	1.15	0.83	0.54	0.49	0.56
Lu	0.01	0.11	0.17	0.10	0.08	0.07	0.10
Ag	0.48	0.43	0.80	0.41	0.35	2.95	0.49
Cu	14.92	21.94	19.86	23.27	10.26	38.71	23.02
Zn	52.86	212.02	10.36	15.64	16.78	145.86	22.20
Mo	0.26	0.85	0.53	0.28	0.57	0.74	2.17
Pb	21.96	20.62	3.17	3.79	3.39	14.13	1.87
Bi	< 0.001	< 0.001	0.01	< 0.001	0.01	0.09	0.08
Cd	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.02
As	0.37	1.32	1.43	0.93	0.29	0.25	0.10
Hg	0.88	0.52	0.47	0.76	0.43	1.08	2.70
W	17.04	11.87	9.65	15.84	8.63	28.77	57.03
Sr/Y	352.6	73.5	31.6	27.3	67.8	488.2	71.2
La/Yb	34	296.4	112.4	301.8	175.5	118.7	2.27

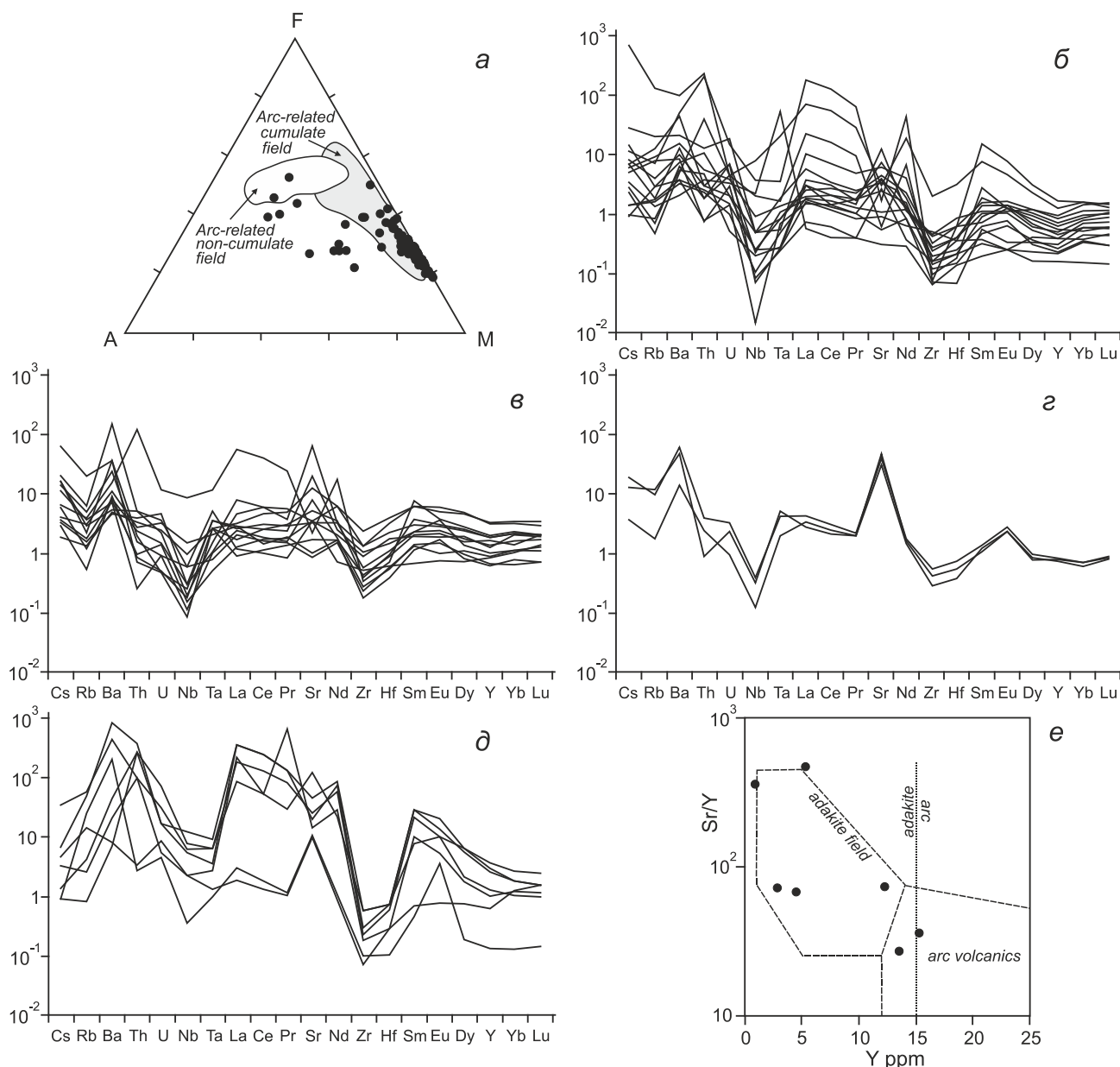


Рис. 4. Вариации петрогенных, редких и рассеянных элементов в породах Ильдеусского массива.

a – диаграмма AFM с полями кумулятивных и некумулятивных пород островных дуг, по [38]; *b–d* – нормированное по примитивной мантии [62] распределение редких элементов в дунитах и перидотитах (*b*), вебстеритах и пироксенитах (*c*), габброидах (*d*) и жильных породах среднего и кислого состава (*d*); *e* – диаграмма Sr/Y–Y для жильных пород среднего и кислого состава Ильдеусского массива. Поля адакитов и дифференцированных островодужных вулканитов по [54].

ионные литофильные элементы (K, Cs, Rb, Ba, Sr), характеризующиеся высокой мобильностью в процессах метаморфизма и метасоматоза [47], обнаруживают широкий разброс концентраций (Cs от 0.03 до 1.39 г/т, Rb от 0.43 до 12.53 г/т, Ba от 25.34 до 1058 г/т, Sr от 10.89 до 1003 г/т; табл. 1–3), только отчасти связанный с накоплением этих некогерентных элементов в процессе дифференциации Ильдеусского массива с образованием биотита и поздних Ba-содержащих

(до 3 вес. % Ba) K-Na и K-полевых шпатов в двупироксеновых габбро и габброанортозитах.

Все породы Ильдеусского массива обладают низкими содержаниями высокочarged литофильных элементов, слабо мобильных в процессах корового метаморфизма и метасоматоза (табл. 1–3, рис. 4, *b–d*). Присутствие характерных отрицательных аномалий Nb, Ta, Hf и Zr позволяет отнести перидотиты, дуниты, пироксениты и габброиды Ильдеусского массива

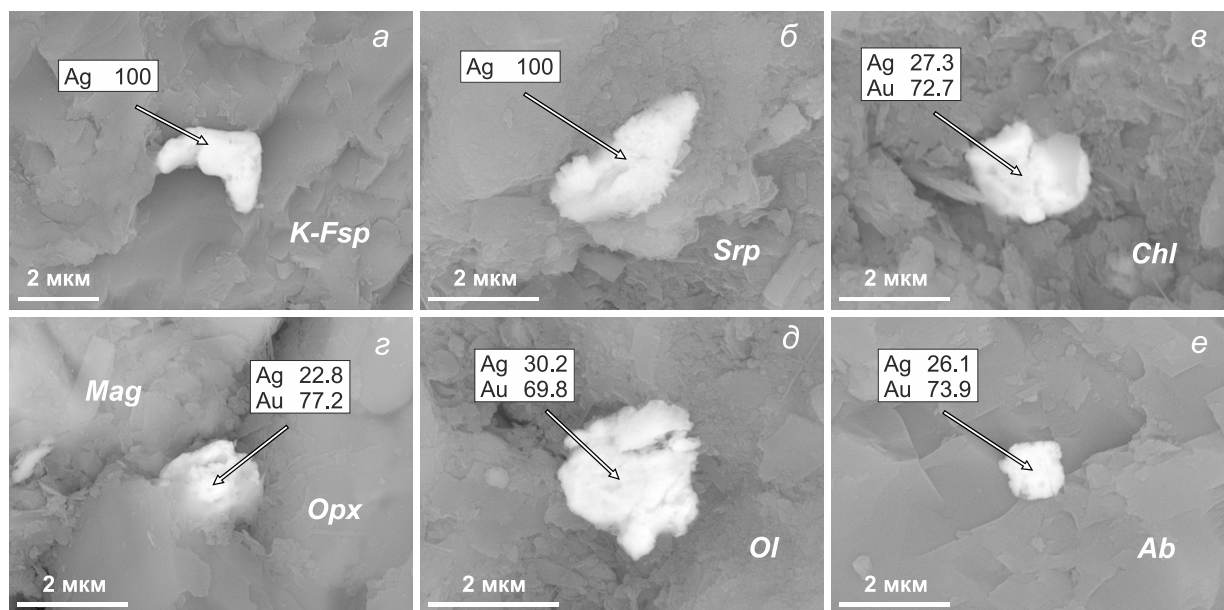


Рис. 5. Самородное серебро и золото-серебряные сплавы в Ильдеусском массиве.

a, б – включения самородного серебра в калиевом полево м шпате (*a*) и серпентине (*б*); *в-е* – включения золото-серебряных сплавов в хлорите (*в*), в сростке с магнетитом в ортопироксене (*з*), в оливине (*д*) и в альбите (*е*). Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Mag – магнетит, Ab – альбит, K-Fsp – калиевый полевой шпат, Chl – хлорит, Srp – серпентин. Здесь и далее в табличках на микрофото показаны концентрации элементов в сплавах в вес. %; коэффициенты в формулах – атомные доли элементов, нормированные на 100 %. Стрелки указывают на точки микроанализов.

к производным субдукционной магмы, что хорошо согласуется с известково-щелочным трендом дифференциации, образованным этими породами на диаграмме AFM (рис. 4, *a*). Высокая магнезиальность ($Mg/(Mg + Fe) = 87-90$) оливинов и пироксенов в ультраосновных кумулатах Ильдеуса свидетельствуют о магнезиальном базальтовом или пикритовом составе исходного мантийного расплава [53]. Жильные породы среднего и кислого состава отвечают по составу андезибазальтам, андезитам и риолитам (табл. 4) и также характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta, Zr и Hf (рис. 4, *д*), свидетельствующими об их субдукционной природе. Породы жильной серии характеризуются низкими содержаниями иттрия (менее 15 г/т) и широкими вариациями отношения Sr/Y (27–488), при этом большая часть составов жильных пород на диаграмме Sr/Y–Y (рис. 4, *е*) располагается в поле адакитов. Все дифференцированные жильные породы Ильдеуса обладают крайне низкими содержаниями иттербия (0.06–1.15 г/т) и высокими отношениями La/Yb (34–206), характерными для адакитовых магм [41, 54]. Низкие концентрации стронция и лантана в некоторых жильных породах, дающие аномально низкие значения индикаторных для адакитов отношений Sr/Y и La/Yb, скорее всего, связаны с локальными процес-

сами метасоматоза, приводящими к перераспределению крупноионных литофильных и редкоземельных элементов.

МИНЕРАЛЫ СЕРЕБРА В ПОРОДАХ ИЛЬДЕУССКОГО МАССИВА

Минералы серебра в породах Ильдеусского интрузива представлены самородным серебром, его сплавами с медью, золотом и цинком, разнообразными сульфидами, сульфосолями и галогенидами в ассоциации с сульфидами железа, никеля, меди, кобальта, свинца, цинка, самородными металлами, сплавами вольфрама, кобальта, титана, никеля, меди, олова и цинка, а также с магнетитом, ильменитом, рутилом, апатитом, касситеритом и баритом.

Практически чистое самородное серебро зафиксировано в виде включений во вторичных калиевом полево м шпате (рис. 5, *a*) и серпентине (рис. 5, *б*). Сплавы золота и серебра с отношением Ag:Au от 1:2 до 1:3 встречены в хлорите (рис. 5, *в*), в интерстициях между магнезиальным ортопироксеном и магнетитом (рис. 5, *з*) и в магнезиальном оливине (рис. 5, *д*). Микронные комковатые выделения золотосеребряного сплава также установлены во вторичном альбите, замещающем магматический натрий-кальциевый плагиоклаз (рис. 5, *е*).

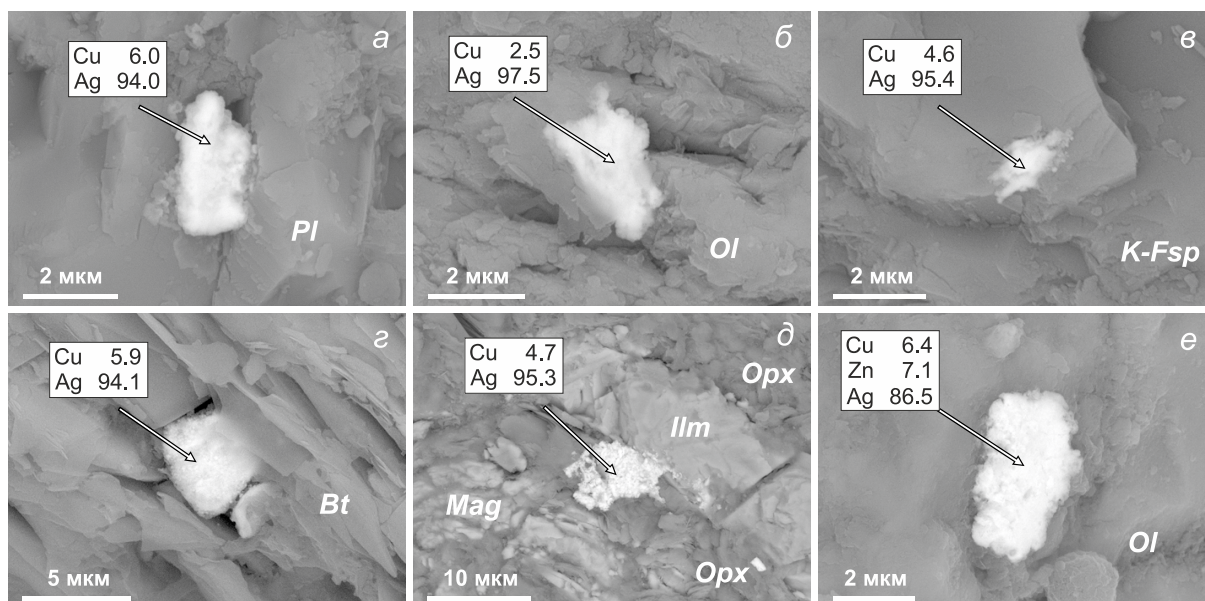


Рис. 6. Медистое и медисто-цинкистое серебро в Ильдеусском массиве.

a–d – включения медистого серебра в плагиоклазе (*a*), оливине (*б*), калиевом полево м шпате (*в*), биотите (*з*) и ортопироксене в парагенезисе с магнетитом и ильменитом (*д*); *e* – включение медисто-цинкистого серебра в оливине. Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Bt – биотит, K-Fsp – калиевый полевой шпат, Mag – магнетит, Ilm – ильменит, Pl – плагиоклаз.

Медистое серебро (Cu до 6 вес. %) обнаружено в магматическом плагиоклазе (рис. 6, *a*), в оливине (рис. 6, *б*), а также встречается в позднемагматических калиевом полево м шпате (рис. 6, *в*) и биотите (рис. 6, *з*). Нередко оно фиксируется в интерстициях между крупными порфирокластами ортопироксена в ассоциации с магнетитом и ильменитом (рис. 6, *д*), а с примесью цинка – в оливине (рис. 6, *e*).

Включения тройного сплава Cu-Ag-Au встречаются в оливине (на рис. 7, *a* вместе с самородным серебром), в клинопироксене (рис. 7, *б*), в кальциевом плагиоклазе (рис. 7, *в*), в барийсодержащем калиевом полево м шпате (рис. 7, *з*) и, с примесью цинка, в ортопироксене (рис. 7, *e*). Крупные (до 0.3 мм) частицы Cu-Ag-Au сплавов были также выделены с помощью гравитационного обогащения из оливиновых вебстеритов краевой части Ильдеусского массива (рис. 7, *д*) [38]. Сходные по составу Cu-Ag-Au сплавы описаны нами в эксплозивных породах и лавах древних и молодых зон субдукции [36, 37, 56], показано их происхождение из обогащенных благородными металлами островодужных магм. Зерна сплавов такого же специфического состава, близкого к составу ювелирного сплава 585 пробы, обнаружены в хромититах Полярного Урала [34], в ультрабазитах и метасоматитах Восточного Саяна [11], в хром-никелевых рудах перидотит-пироксенитового массива Бу Азер, Марокко [66].

Помимо самородного серебра и его сплавов с цветными и благородными металлами в породах Ильдеусского массива широко распространены галогениды, теллуриды, сульфиды и сульфосоли серебра (рис. 8, 9).

Среди галогенидов преобладают нестехиометрические аналоги хлорида серебра (хлораргирита), встречающиеся в виде включений в кумулятивных оливине (рис. 8, *a*) и клинопироксене (рис. 8, *б*) вебстеритов и пироксенитов Ильдеусского массива. Нестехиометричность этого соединения наблюдается во всех обнаруженных включениях хлорида серебра независимо от природы минерала-хозяина. При этом отношение атомных количеств Ag:Cl достаточно стабильно (от 6:4 до 8:2 вместо 1:1). Согласно [27], такое обогащение серебром за счет термического разложения невозможно, поскольку хлорид серебра является стабильным соединением вплоть до температуры кипения 1550 °С. Восстановление водородом и в присутствии силикатов щелочных металлов [7] в реальной геолого-петрологической обстановке Ильдеусского массива также маловероятно. Нам представляется, что обогащение хлорида серебра металлическим компонентом происходит за счет фоторазложения при вскрытии образца. По данным [71], на поверхности кристаллов AgCl при засветке образуются наночастицы серебра размером 5–150 нм, которые и обеспечивают обогащение хлорида серебром. Слой металличе-

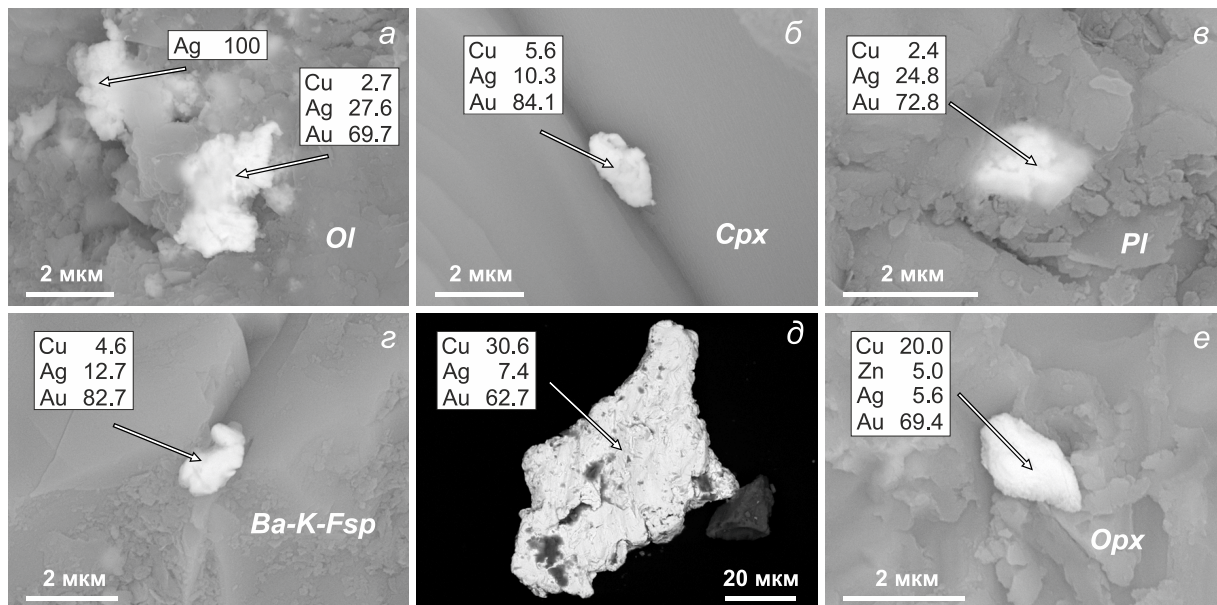


Рис. 7. Сплавы серебра с медью, золотом и цинком в Ильдеусском массиве.

a-d – включения Cu-Ag-Au сплавов в оливине (*a*), клинопироксене (*б*), плагиоклазе (*в*) и Ba-содержащем калиевом полево шпате (*г*); *д* – частица сплава Cu-Ag-Au из оливинного вебстерита с содержанием Au 596 г/т; *е* – включение Cu-Ag-Au сплава с примесью цинка в ортопироксене. Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Ba-K-Fsp – Ba-содержащий калиевый полевой шпат.

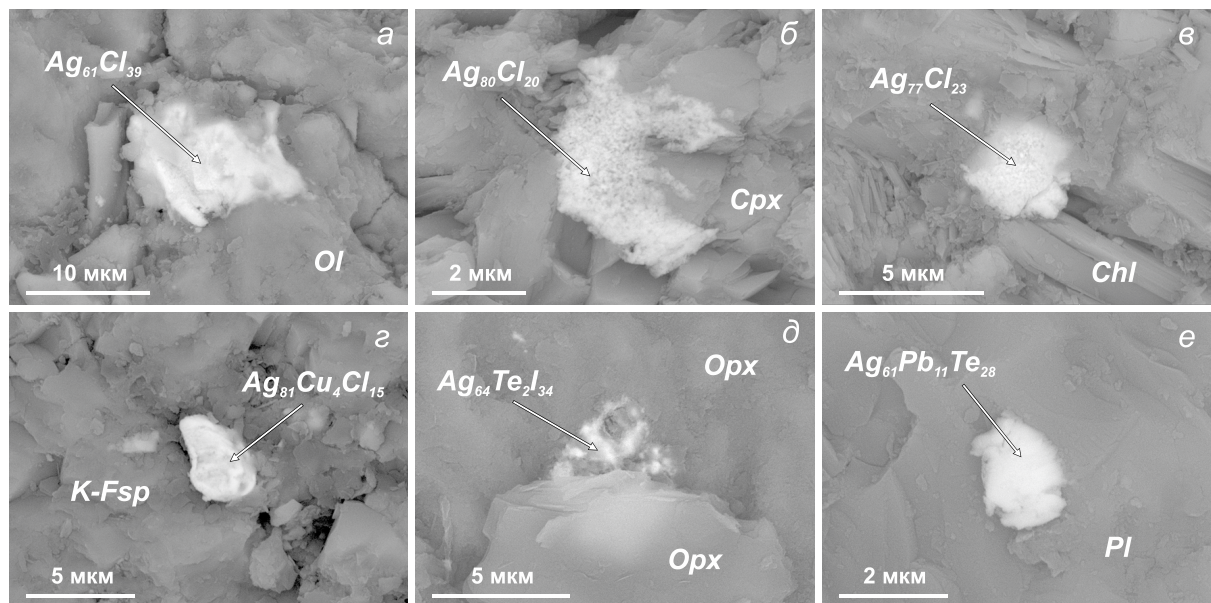


Рис. 8. Галогениды и теллуриды серебра в Ильдеусском массиве.

a-c – включения хлорида серебра (нестехиометрический аналог хлораргирита) в оливине (*a*), в клинопироксене (*б*) и в хлорите (*в*); *г* – включение хлорида серебра и меди в калиевом полево шпате; *д* – включение нестехиометрического йодаргирита с примесью теллура в ортопироксене; *е* – включение теллурида серебра и свинца или смеси гессита (Ag_2Te) и алтаита ($PbTe$) в плагиоклазе. Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Chl – хлорит, K-Fsp – калиевый полевой шпат.

ского серебра, обладающий хорошей отражательной способностью, эффективно «экранирует» основную массу хлорида от фотовосстановления. Эти положения проверены нами экспериментально. Полоска синтезированного AgCl была нанесена на пластинку вебстерита, изготовленную для СЭМ-ЭДА исследований. Сканирование участка полоски размером 1.3 × 1.3 мм через 1 ч после нанесения показало результат Ag 52.25, Cl 47.75 ат. %. Этот результат практически не изменился как после суточного и двухсуточного хранения образца в комнатных условиях, так и после непрерывной экспозиции в течение суток под светодиодной лампой 11 w «холодного света» (Ag 52.43, Cl 47.57 ат. %). Следует отметить, что выполнявшиеся параллельно СЭМ-ЭДА анализы частиц синтетического хлорида «в точке» дали результаты Ag 59.67–74.61, Cl 40.33–25.39 ат. %, более приближенные к результатам, полученным по включениям природных хлоридов.

Включения хлорида серебра в минералах кумулятивного парагенезиса преимущественно имеют пористое, губчатое строение. Такая же губчатая структура характерна для включений хлорида серебра во вторичных хлоритах в тальк-хлорит-серпентиновых метасоматитах, замещающих оливин-пироксеновые парагенезисы (рис. 8, в). Такие хлориты отличаются повышенной глиноземистостью и железистостью, что свидетельствует об их низкотемпературном гидротермальном генезисе [17]. Таким образом, изученные включения хлорида серебра могут иметь как первично-магматическое происхождение, так и являться продуктом переработки магматического самородного серебра хлорсодержащими флюидами на поздних этапах эволюции Ильдеусского интрузива.

В гидротермальном калиевом полево шпате из пироксенита зафиксированы хлориды серебра и меди, которые, возможно, являются композитом хлораргирита и хлорида меди (нантокита). В пользу этого предположения свидетельствует зональное строение зерна на рис. 8, з, где различается относительно темное ядро (нантоцит?), покрытое более светлой оболочкой (хлораргирит?).

На рис. 8, д показано включение иодида серебра (нестехиометрический иодаргирит с примесью теллура), «зажатого» между двумя пластинками ортопироксена в оливинном вебстерите.

Крупное зерно плагиоклаза из плагиоклазсодержащего перидотита включает зерно теллурида серебра и свинца (рис. 8, е), также, вероятно, являющаяся смесью гессита (Ag₂Te) и алтаита (PbTe). Гессит относится к типичным минералам малосульфидных эпитептермальных кварцевых жил [54], а присутствие

теллуридов благородных металлов служит характерным признаком вулканогенно-гидротермального рудообразования [4, 9].

Среди сульфидов серебра преобладает акантит, встречающийся в виде комковатых выделений в магматическом оливине (рис. 9, а, примесь хлора указывает на возможный сросток с хлораргиритом), в позднемагматическом интеркумулусном амфиболе (рис. 9, б) и в явно вторичном гидротермальном адуляре (рис. 9, в). Дендритовидные выделения сульфида серебра и меди наблюдались в парагенезисе с магнетитом в оливин-серпентиновом агрегате (рис. 9, з), комковатое зерно акантита с примесью меди в ортопироксене (рис. 9, д), гипидиоморфное включение сульфида серебра, меди и свинца в позднемагматическом амфиболе (рис. 9, е).

Минералы серебра в Ильдеусском массиве ассоциируют с широким спектром рудных минералов, среди которых нами отмечены сульфиды никеля и кобальта (рис. 10), свинца, цинка, меди, мышьяка, никеля и кобальта (рис. 11), минералы никеля и сплавы меди (рис. 12), соединения летучих сидерофильных и халькофильных металлов (рис. 13), а также сульфиды меди, касситерит и барит (рис. 14).

Основным рудным компонентом Ильдеусского массива, наряду с пирротинном, халькопиритом и борнитом, является пентландит, часто с существенной (до 26 вес. %) примесью кобальта [53]. Сульфиды никеля, кобальта, меди и железа образуют интерстициальные выделения в оливинных кумулатах, а также встречаются в виде выделений разнообразной формы в ассоциации с магнетитом (рис. 10, а–в, д, е) и баритом (рис. 10, з) в кумулятивных оливинах и ортопироксенах. В некоторых случаях пентландит и магнетит образуют глобулы ликвационного облика (рис. 10, д, е).

Галенит встречается в виде призматических кристаллов в оливине (рис. 11, а) и зерен сложной формы в амфиболе (рис. 11, б, в сростке с Al-шпинелью), а также во вторичных альбите (рис. 11, в) и калиевом полево шпате (рис. 11, з). В кумулятивных Mg-ортопироксенах диагностированы сложные сульфиды цинка, никеля, кобальта и железа (рис. 11, д), а во вторичном альбите – сульфид свинца, меди и железа с примесью мышьяка (рис. 11, е).

Помимо пентландита, никель также встречен в самородном виде в серпентине (рис. 12, а), в составе сплава с медью в ортопироксене (рис. 12, б) и в виде миллерита в магнезиальном оливине (рис. 12, в). Медь обнаружена в качестве примеси к платине в кумулятивном оливине дунитов (рис. 12, з), а также в составе включений природной латуни с оливином в ортопироксене (рис. 12, д) и хлорите (рис. 12, е).

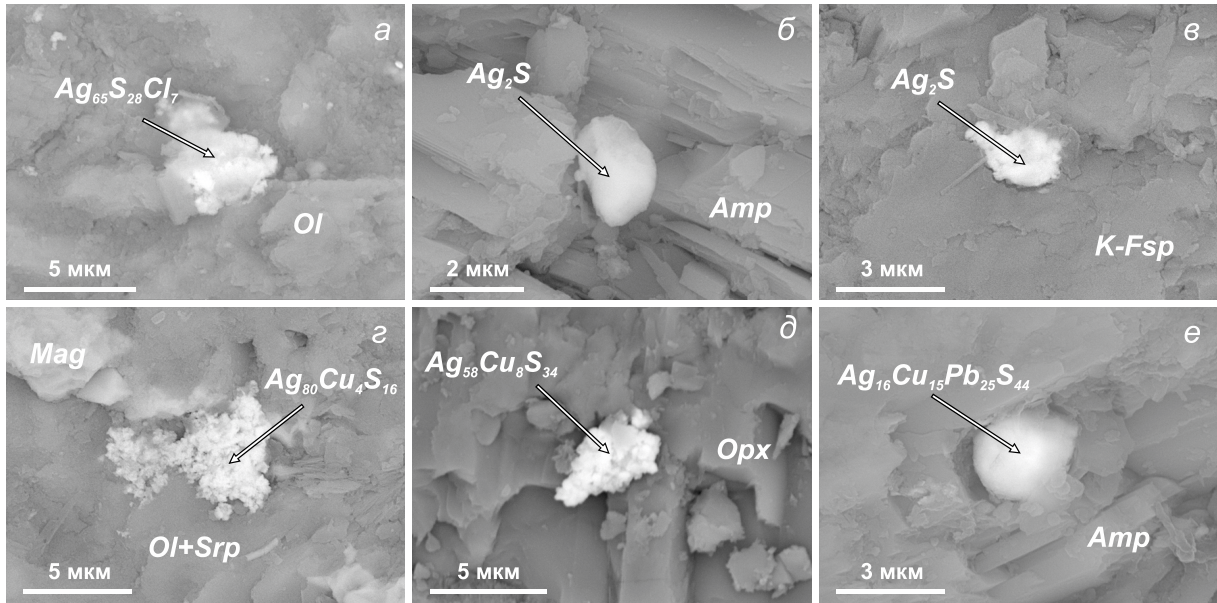


Рис. 9. Сульфиды и сульфосоли серебра в Ильдеусском массиве.

a – включение сульфида серебра с примесью хлора в оливине; *б–в* – включения акантита (Ag_2S) в амфиболе (*б*) и калиевом полевом шпате (*в*); *г* – включение сульфида серебра и меди в ассоциации с магнетитом в частично серпентинизированном оливине первой генерации; *д* – комковатое зерно акантита с примесью меди в ортопироксене; *е* – включение сульфида серебра, меди и свинца в амфиболе. Ol – оливин, Amp – амфибол, K-Fsp – калиевый полевой шпат, Srp – серпентин, Orp – ортопироксен.

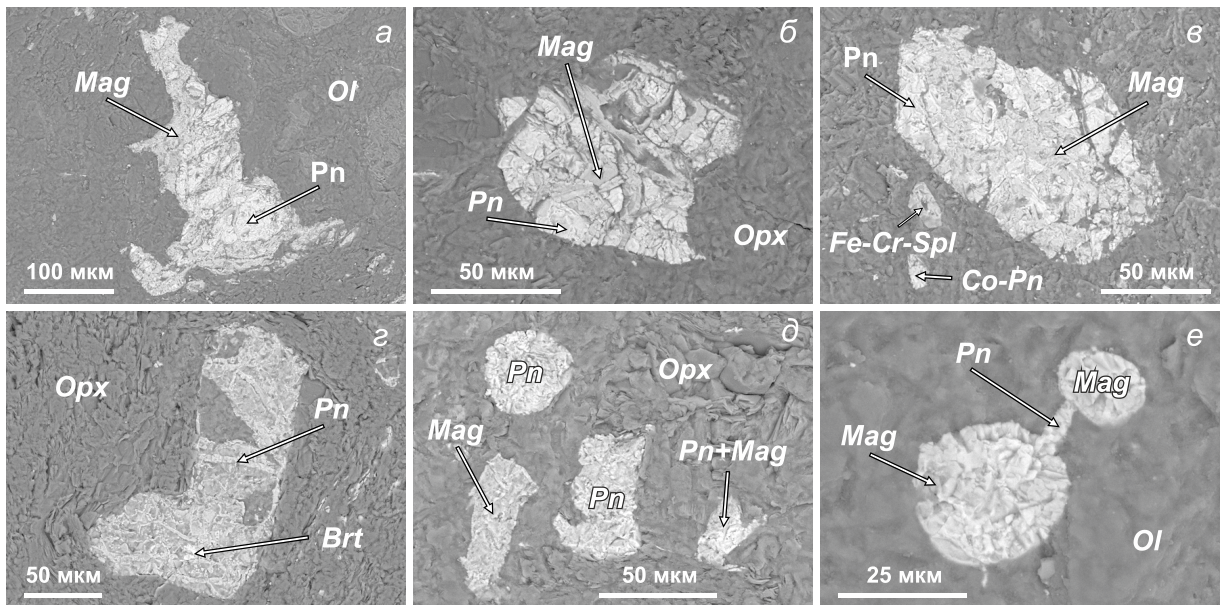


Рис. 10. Магматические сульфиды никеля и кобальта в ультраосновных породах Ильдеусского массива.

a–в – сростки пентландита и магнетита в оливине (*a*), ортопироксене (*б*) и в ортопироксене в ассоциации с Fe-Cr шпинелью и кобальтистым пентландитом (*в*); *г* – включение пентландита с баритом в ортопироксене; *д* – ликвационные капли пентландита и сростки пентландита с магнетитом в ортопироксене; *е* – ликвационные капли магнетита с пентландитом в оливине ранней генерации. Ol – оливин, Orp – ортопироксен, Fe-Cr-Sp – железисто-хромистая шпинель, Pn – пентландит, Co-Pn – кобальтистый пентландит, Mag – магнетит, Brt – барит.

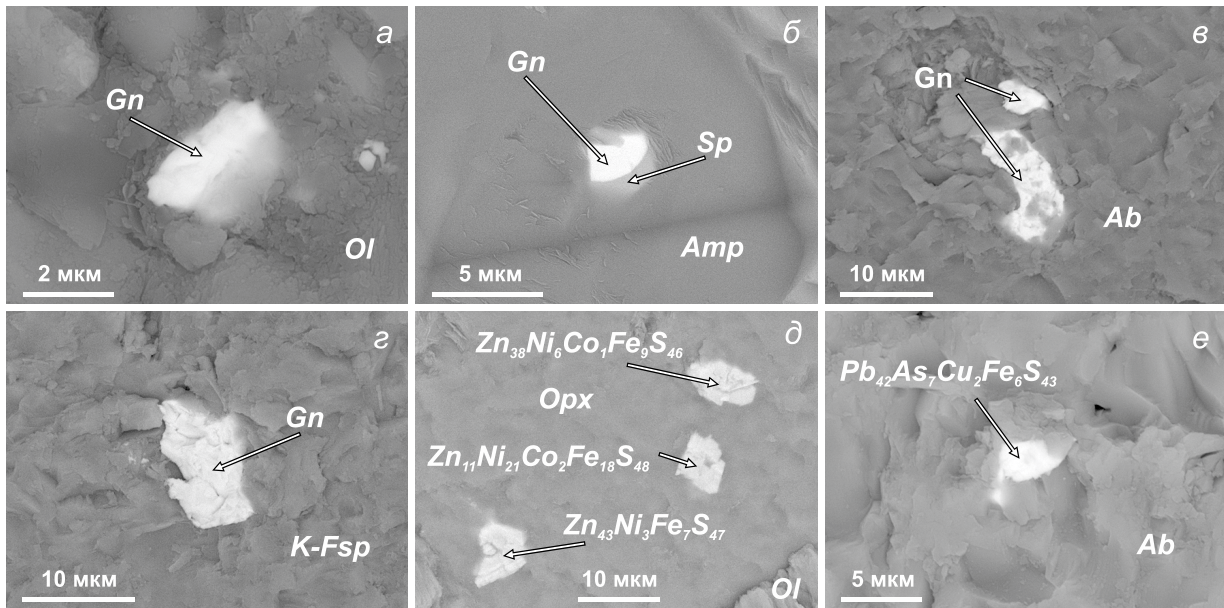


Рис. 11. Галенит и сложные сульфиды свинца и цинка в ассоциации с минералами Ильдеусского массива.

a–г – включения галенита в оливине (*a*), в сростке с шпинелью в позднемагматическом амфиболе (*б*), в альбите (*в*), в калиевом полевоом шпате (*г*); *д* – включения сложных сульфидов цинка, никеля, кобальта и железа в ортопироксене; *е* – включение сложного сульфида свинца, мышьяка, меди и железа в альбите. Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Амр – амфибол, Sp – шпинель, Ab – альбит, K-Fsp – калиевый полевой шпат, Gn – галенит.

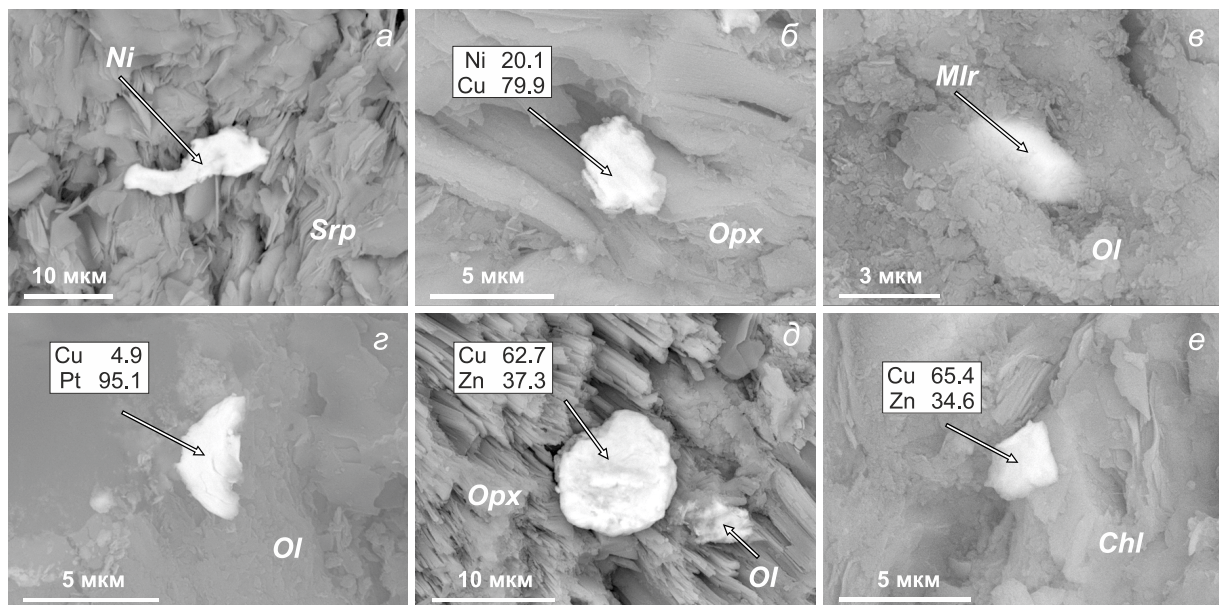


Рис. 12. Минералы никеля и сплавы меди в ассоциации с минералами Ильдеусского массива

a – включение самородного никеля в серпентине; *б* – включение сплава меди и никеля в ортопироксене; *в* – включение миллерита (NiS) в оливине; *г* – включение медистой платины в оливине; *д*, *е* – включения сплава меди и цинка (природной латуни) вместе с оливином в ортопироксене (*д*) и в хлорите (*е*). Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Chl – хлорит, Srp – серпентин, Mlr – миллерит.

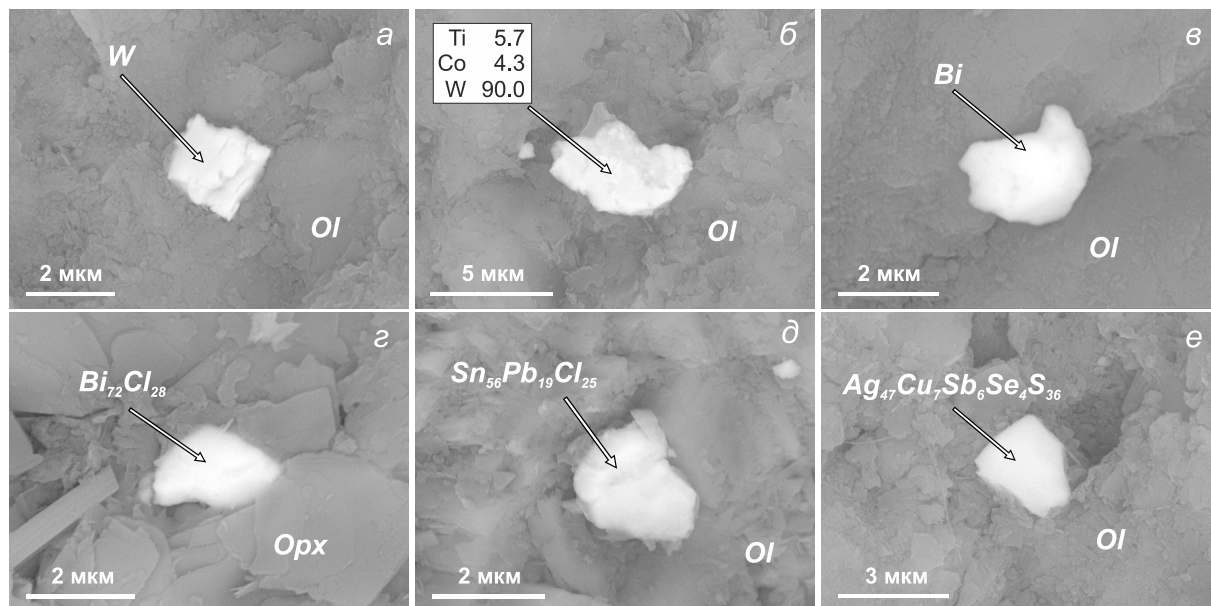


Рис. 13. Высокотлетучие сидерофильные и халькофильные металлы и их соединения в ассоциации с минералами Ильдеусского массива.

a – включение самородного вольфрама в оливине; *б* – включение сплава вольфрама с титаном и кобальтом в оливине; *в* – включение самородного висмута в оливине; *г* – включение хлорида висмута в ортопироксене; *д* – включение хлорида олова и свинца в оливине; *е* – включение сульфосоли серебра, меди и сурьмы в оливине. ОI – оливин, Орх – ортопироксен.

В ассоциации с силикатами оливиновых кумулатов (дуниты и гарцбургиты) Ильдеусского массива встречаются минеральные образования высокотлетучих сидерофильных и халькофильных металлов. Включения самородного вольфрама (рис. 13, *a*), сплава вольфрама с титаном и кобальтом (рис. 13, *б*) в оливине и включения самородного висмута (рис. 13, *в*) встречены в магнезиальном оливине; хлорид висмута обнаружен в ортопироксене (рис. 13, *г*).

Присутствие включений самородного вольфрама и W-Co-Ti сплава в магнезиальном оливине свидетельствует о высокотемпературном, вероятнее всего, магматическом генезисе этой ассоциации. В двухкомпонентной системе W-Ti [14, 64] наблюдаемый нами твердый раствор $W_{90}Co_{4.3}Ti_{5.7}$ (вес. %, рис. 13, *б*) более всего соответствует высокотитанистому продукту монотектоидного распада твердого раствора W-Ti на фазы $W_{90}Ti_{10}$ и $W_{28}Ti_{72}$ (вес. %) при 740 °C (максимальная температура начала распада 1230 °C). Растворимость Co в W низка (максимально 1 вес. % при 1689 °C) [13]. С другой стороны, трихлорид висмута ($BiCl_3$) имеет температуру плавления 234 °C [23], что, как и в случае хлоридов серебра, серебра и меди, а также иодида серебра, свидетельствует о его образовании при участии содержащих галогены низкотемпературных (< 300 °C) гидротермальных растворов. В этой связи интересным представляется обнаружение

хлорида олова и свинца в оливине (рис. 13, *д*); здесь структурные особенности не позволяют однозначно судить о магматическом или гидротермальном происхождении этого соединения хлора и летучих халькофилов. Подобный по составу и петрографическим особенностям оливин содержит включение сложного сульфида серебра с примесями меди, сурьмы и селена (рис. 13, *е*), что свидетельствует в пользу присутствия летучих халькофильных элементов в высокотемпературном магматическом флюиде, обогащенном селеном и серой.

О значительной роли богатых серой и халькофильными элементами магматических и гидротермальных флюидов в становлении Ильдеусского массива также свидетельствует обнаружение халькопирита в сростке с идиоморфным магнетитом в амфиболе (рис. 14, *a*), халькозина в альбите (рис. 14, *б*), касситерита в калий-натровом полевоом шпате (рис. 14, *в*), а также барита в ряде породообразующих силикатов и аксессуарных оксидов. С одной стороны, барит образует хорошо ограненные идиоморфные включения в магматических оливине (рис. 14, *г*) и шпинели (рис. 14, *д*), с другой стороны, он встречается в виде агрегатов, выполняющих вторичные пустоты в метасоматическом амфиболе (рис. 14, *е*). Насыщенность Ильдеусского массива на разных этапах его эволюции флюидами с сульфидной и сульфатной серой привела

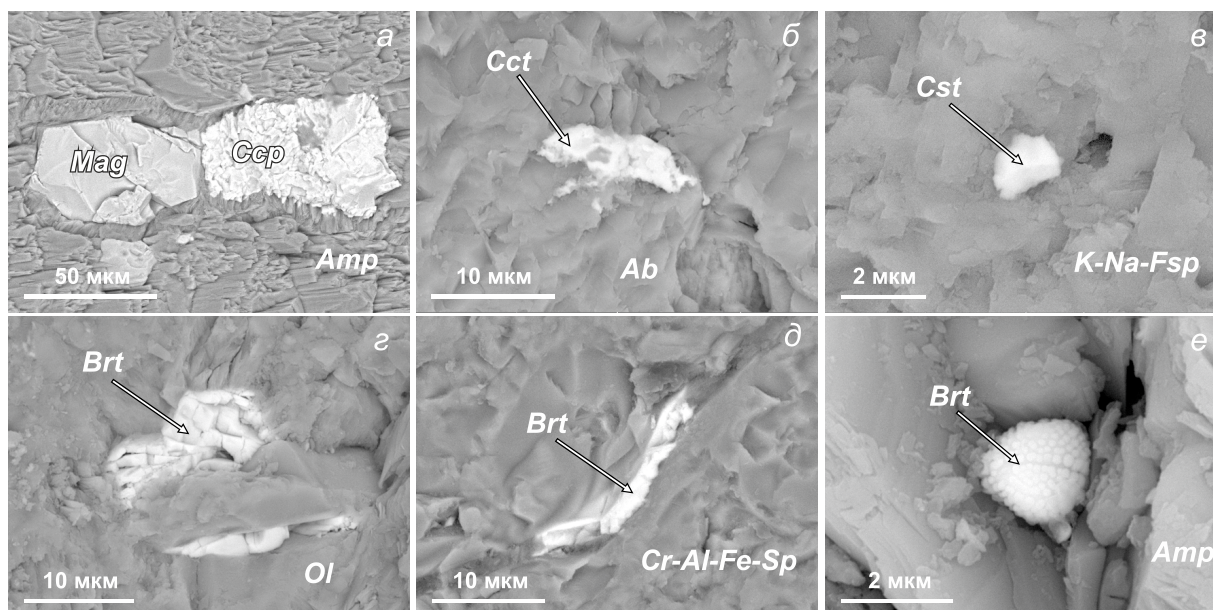


Рис. 14. Сульфиды меди, касситерит и барит в минералах Ильдеусского массива.

a – сросток халькопирита с идиоморфным магнетитом в амфиболе; *б* – включение халькозина в альбите; *в* – включение касситерита в калий-натровом полево шпате; *г-е* – включения барита в оливине (*г*), в хром-алюмо-железистой шпинели (*д*), барита фрамбоидального облика в амфиболе (*е*). ОI – оливин, Amp – амфибол, Cr-Al-Fe-Sp – хром-алюмо-железистая шпинель, Ab – альбит, K-Na-Fsp – калий-натровый полевой шпат, Mag – магнетит, Ccp – халькопирит, Cct – халькозин, Cst – касситерит, Brt – барит.

к обогащению интрузивных и метасоматических пород халькофильными и сидерофильными элементами, что характерно для дифференциации богатых серой мантийных расплавов в коровых условиях [44].

Для выяснения поведения сидерофильных (Co, Ni, Mo, W) и халькофильных (Cu, Zn, As, Ag, Cd, Hg, Pb) элементов в процессе эволюции Ильдеусского массива проанализировано их содержание в основных типах интрузивных пород. На рис. 15 представлено распределение нормированных по среднему составу верхней континентальной коры [70] содержаний рудных металлов. Концентрации Ni и Co в ультраосновных породах Ильдеуса (рис. 15, *a, б*) существенно (иногда в 50 и более раз) превышают соответствующие значения для верхней континентальной коры, в то время как медь в этих породах находится на уровне верхнекоровых содержаний. Ультраосновные породы отличаются пониженными концентрациями Zn, As, Mo, Cd и Pb, в то время как Ag, W и Hg образуют положительные аномалии по отношению к континентальной коре (рис. 15, *a, б*). Габброиды характеризуются коровыми концентрациями Ni, Co, Cu, Zn и Cd, слабым истощением в отношении As и Pb и обогащением Ag и W (рис. 15, *в*). Жильные образования среднего и кислого состава показывают обеднение в отношении большинства сидерофильных и халькофильных элементов (кроме Ni) и опять же обо-

гащение Ag, W и Hg. Таким образом, практически все породы Ильдеусского массива, за исключением кислых и тальк-серпентин-хлоритовых метасоматитов, обнаруживают обогащение Ag, W и Hg, что согласуется с минералогическими данными, а именно присутствием серебряной минерализации, самородного вольфрама и его сплавов в ультраосновных интрузивных образованиях.

ОБСУЖДЕНИЕ

Геологическое положение Ильдеусского массива в структуре триасовой Становой континентальной окраины, в частности, его интрузивные контакты с гнейсами и амфиболитами становой серии, кумулятивный облик дунитов, перидотитов и вебстеритов, а также их субдукционные геохимические характеристики свидетельствует о принадлежности массива к крупной глубинной магматогенной системе, сформировавшейся в обстановке зрелой островной дуги с корой переходного мафического типа, сопоставимой с Камчаткой (рис. 12 в [53]). В пользу такой интерпретации говорит и состав протолитов амфиболитов становой серии, соответствующий деплетированным (N-MORB) и обогащенным (E-MORB) базальтам срединно-океанических хребтов, бонинитам и известково-щелочным вулканитам [1], и сравнимый с составом фанерозойских океанических и островодужных

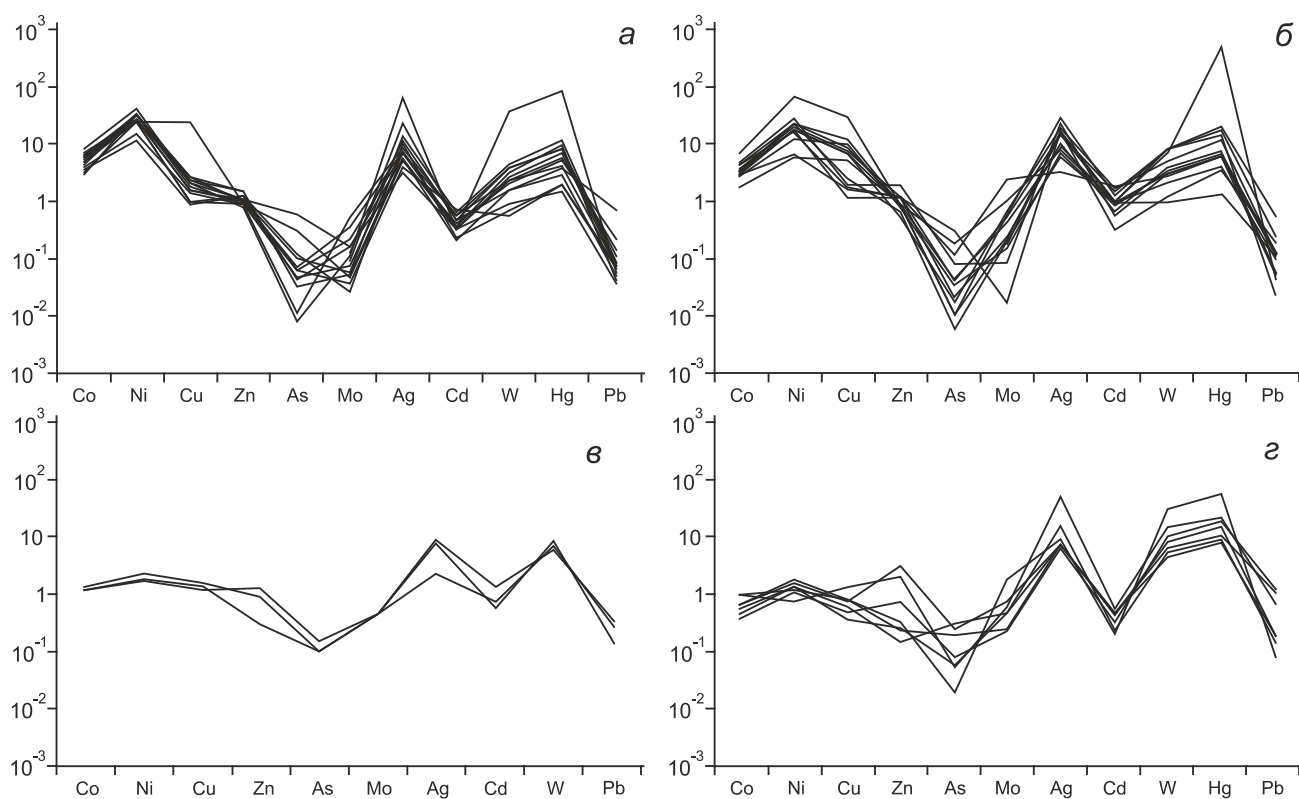


Рис. 15. Содержание сидерофильных и халькофильных металлов в породах Ильдеусского интрузивного массива.

а – дуниты и перидотиты; *б* – вебстериты и пироксениты; *в* – габброиды краевой части Ильдеусского массива; *г* – жильные породы среднего и кислого состава. Для нормирования использованы средние содержания этих элементов в верхней континентальной коре по [70].

террейнов, лежащих в основании Камчатки [46]. Подобные глубинные магматогенные системы фанерозойского возраста известны в пределах центральной (Шануч, Дукук, Кувалорог [12, 25]) и северной (мачевнинско-эпильчикский комплекс [19, 20]) Камчатки, юго-восточной Аляски [76], в Уральском складчатом поясе [16] и в варисцидах юго-западной Испании [40, 77]. Никель-медная минерализация, связанная с рядом таких «корневых» островодужных плутонических комплексов, может быть весьма значительной. Например, на месторождении Шануч разведанные запасы никеля составляют около 70 тыс. тонн при средних содержаниях 3–5 % Ni, в Дукук-Кувалорогской магматогенной системе прогнозируется 100–200 тысяч тонн никеля при содержаниях в руде 0.5–1 % Ni, 0.2–0.4 % Cu, 0.01–0.04 % Co, 0.08–0.2 г/т Pt, ~0.5 г/т Pd и 0.1–0.2 г/т Au. Раннепермское месторождение Калатонгке (Внутренняя Монголия) вмещает 33 млн тонн руды с 0.8 % никеля и 1.3 % меди, в никеленосном районе Хуанцянь-Джиньгеркан в Восточном Тяньшане разведано более 50 млн тонн руды при средних содержаниях никеля 0.52 % и меди 0.27 %, на месторождении Агуабланка в юго-западной Испании учтено 16 млн

тонн руды со средним содержанием никеля 0.66 % и меди 0.46 %. В ряде случаев (Шануч, Калатонгке, Агуабланка) эти «островодужные» сульфидные месторождения активно разрабатываются [25, 77, 80]. Во всех этих случаях магматические сульфидно-никелевые руды локализованы в низах островодужной коры, насыщенной магмоподводящими системами как с первично-магматической (вероятнее всего мантийной), так и с наложенной позднемагматической-гидротермальной благороднометалльной минерализацией.

МИНЕРАЛЫ СЕРЕБРА В МАГМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПАРАГЕНЕЗИСАХ ИЛЬДЕУСА

Практически все ультраосновные породы Ильдеусского массива содержат магматические сульфиды никеля, кобальта и меди, располагающиеся либо внутри первично-магматических магнезиальных силикатов, либо в интерстициях между ними. В основном они представлены пентландитом, кобальтистым пентландитом, пирротинном, халькопиритом и борнитом (табл. 5).

Таблица 5. Ассоциации минералов серебра в породах Ильдеусского массива.

Этапы развития Ильдеусского массива		Породообразующие и акцессорные минералы	Минералы серебра	Минералы, сплавы и самородные металлы других рудных элементов
Магматический	Ранний	Mg-оливин, орто- и клинопироксены, Cr-Al-Mg-Fe шпинель, Ti-V магнетит, ильменит, титанит, бадделейт, Cl-апатит	Медистое серебро, сплавы Au-Ag, Cu-Ag-Au, Cu-Ag-Zn, Cu-Ag-Au-Zn-Ni, акантит, хлорид серебра, иодид серебра, минералы (компози́ты) системы Ag-Cu-Sb-Se-S	Пентландит, борнит, халькопирит, миллерит, барит, самородные Pt, Au, W, сплавы Ni-Rh-Pt, Pt-Pd, Ni-Cu, Cu-Pt, Fe-Pt, Sb-Pb, Cu-Zn-Sn, W-Co-Ti, самородные Bi, Pb, минералы (компози́ты) системы Zn-Ni-Co-Fe-S
	Поздний	Fe-оливин и пироксены, амфибол, Ca- и Ca-Na плагиоклаз, биотит, циркон	Акантит, Cu-Ag, Ag-Cu-Pb-S	Барит, борнит, галенит, хлориды Bi, Sn, Pb, касситерит
Гидротермально-метасоматический		Тремолит, хлорит, серпентин, тальк, карбонаты, кварц, альбит, биотит, серицит, мусковит, K- и Ba-K-Na полевой шпат	Самородное серебро, сплавы Au-Ag, хлориды серебра и меди, акантит, теллуриды серебра и свинца	Барит, галенит, дигенит, халькозин, хизлевудит, самородный Ni, компози́ты системы Pb-As-Cu-Fe-S, сплавы Cu-Zn, самородное золото, хлорид висмута

Примечание. Таблица составлена с учетом данных [38, 53].

Каплеобразные включения пентландита в ранних оливинах и ортопироксенах представляют собой ликвационные обособления сульфидного расплава, сосуществующего с силикатным расплавом, образованным при плавлении обогащенной халькофильными и сидерофильными элементами островодужной мантии. Существование богатого рудными металлами мантийного клина под островными дугами показано на примере Папуа Новой Гвинеи [63], западной окраины США [67] и Камчатки [55].

Ликвационные капли Ni-Co-Fe сульфидов в Ильдеусских перидотитах часто сосуществуют с магнетитом, что может свидетельствовать о смене восстановительных условий окислительными в процессе коровой эволюции магматогенной системы под мезозойской Становой окраиной. Изначально восстановительные условия в Ильдеусской магматической камере, скорее всего, возникли при ассимиляции мантийными пикритовыми или базальтовыми расплавами углеродсодержащих метаморфических пород становой серии. Это предположение подтверждается присутствием богатых углеродом пиритизированных ксенолитов гнейсов в краевых частях Ильдеусского массива и «тяжелым» изотопным составом серы $\delta^{34}\text{S} = +4.2$ [5] в его сульфидах. Подобное обогащение пород тяжелым изотопом серы ($^{34}\text{S} = +2$ до -8 ‰) также зафиксировано в зональных кортландит-пироксенитовых массивах (Дукук, Кувалорог) центральной Камчатки и в островодужной магматогенной системе Агуабланка в Иберийских варисцидах с богатыми ни-

келем и медью прожилково-вкрапленными и полумассивными сульфидными рудами [12, 40].

В ультраосновных породах Ильдеусского массива минералы серебра часто ассоциируют с первичными сульфидами – пентландитом, кобальтистым пентландитом, халькопиритом и пирротинном. Оливиновые кумулаты содержат многочисленные включения медистого серебра (часто вместе с включениями магнетита и оливина), сплавов серебра с медью, золотом, цинком и никелем, галогенидов и сложных сульфидов серебра с медью и свинцом, а также сульфосолей серебра, меди и сурьмы (табл. 5). Вместе с минералами серебра в оливинах и пироксенах этих пород также часто встречаются включения тугоплавких сидерофильных (W, Pt, Ni, Au) и летучих халькофильных (Pb, Bi) металлов и их высокотемпературные сплавы (W-Co-Ti, Cu-Pt, Fe-Pt, Pd-Pt, Ni-Rh-Pt, Ni-Cu, Sb-Pb; табл. 5), что свидетельствует о магматическом происхождении этих минеральных ассоциаций [38, 53]. Однако часть серебряной минерализации тяготеет к породам, претерпевшим метасоматические преобразования и содержащим большое количество магнетита и такие вторичные сульфиды, как дигенит, хизлевудит, никелистый пирит (скорее всего продукт переработки магматических Ni-содержащих сульфидов), Ni-сфалерит и халькозин. К этим же частично метасоматизированным образованиям тяготеют проявления галенита, сфалерита, касситерита и некоторых сложных сульфидов меди, свинца, сурьмы, мышьяка. Эти данные свидетельствуют в пользу

существования двух этапов рудной минерализации в пределах Ильдеусского массива – раннего высокотемпературного магматического и позднего низкотемпературного гидротермально-метасоматического. Контрастные ассоциации минералов серебра, маркирующие эти этапы, также связаны с различным окислительно-восстановительным режимом и составом минералообразующих флюидов.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ФЛЮИДОВ И ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ИЛЬДЕУССКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Ассоциации минералов серебра и сопутствующих халькофильных и сидерофильных металлов и сплавов, а также распределение рудных элементов в интрузивных породах позволяют наметить основные тенденции эволюции состава флюидов и окислительно-восстановительных условий при формировании Ильдеусской магматогенной системы в коре под мезозойской Становой континентальной окраиной. Раннемагматические минералы серебра сосуществуют с разнообразными сплавами металлов платиновой группы, самородным висмутом, вольфрамом, сплавом вольфрама с кобальтом и титаном (табл. 5). Высокотемпературная кристаллизация вольфрама, его сплавов, самородных платины и висмута происходила в присутствии флюида, обогащенного летучими сидерофильными (W, Pt) и халькофильными (Ag, Bi, возможно Sn, Sb и Pb) элементами. Присутствие самородных вольфрама и серебра зафиксировано в высокотемпературных эксгалациях Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. на Камчатке [44]. Интерстициальные амфибол и плагиоклаз в оливин-пироксеновых кумулятах свидетельствуют о существенно водном составе флюида на магматическом этапе становления Ильдеусской системы. Присутствие хлоридов серебра, олова и свинца в магнезиальных оливинах и ортопироксенах в ассоциации с хлор-апатитом, включений хлоридов щелочных металлов в позднемагматическом амфиболе [53], а также широкое распространение сульфидов халькофильных и сидерофильных металлов в кумулятивных оливинах, пироксенах и шпинелях свидетельствуют о повышенных содержаниях хлора и сульфидной серы в высокотемпературном флюиде на ранних этапах эволюции Ильдеусской системы. Включения барита в оливине и Cr-Al-шпинели (рис. 14, з, д), несмотря на их редкую встречаемость по сравнению с включениями сульфидов, предполагает присутствие в раннемагматической системе определенного количества сульфатной серы. Нам представляется, что этот фактор вряд ли имел фундаментальное влияние на окислительно-восста-

новительные характеристики высокотемпературного флюида в Ильдеусской системе, так как даже насыщенные сульфатной серой базальтовые магмы имеют относительно низкую степень окисления – менее двух единиц выше фаялит-магнетит-кварцевого буфера [50]. Восстановительный характер магматических флюидов объясняет присутствие самородных металлов и сплавов в близиквидусных фазах Ильдеусской интрузии.

Низкий потенциал кислорода в ультраосновных кумулятах, образовавшихся при фракционировании первичных магм Становой окраины, указывает на низкую окисленность их мантийного источника, что согласуется с низкими значениями ΔFMQ от -2 до +1 в перидотитах мантийного клина под Камчаткой [55]. Существование таких слабо окисленных магматических источников в мантийном клине под древними и современными островными дугами было, скорее всего, связано с дегазацией серпентинитов погружающейся океанической плиты в условиях буферирования активности кислорода химическими реакциями с участием различных силикатных (оливин, антигорит, хлорит), гидроксидных (брусит), оксидных (магнетит, гематит) и сульфидных (пирротин, пирит) минералов [68]. Помимо обогащения магматических источников мантийного клина метаном, сероводородом и другими (в том числе и сульфатными) соединениями серы, в мантийный клин, а в результате его последующего частичного плавления и в первичные островодужные магмы, также поступает хлор и, возможно, фтор, бром и йод [51, 72]. В результате в породах Ильдеусской системы мезозойской Становой зоны субдукции могли сформироваться обнаруженные нами не совсем обычные ассоциации минералов серебра и других халькофильных элементов.

В рамках современных петрологических моделей, высокотемпературные водные флюиды, поднимающиеся от погружающейся океанической плиты, вызывают снижение температуры солидуса деплетированных перидотитов в мантийном клине и выплавление первичных базитовых магм в зонах субдукции. При этом высокие содержания серы и галогенов в субдукционных флюидах способствуют переносу ими сидерофильных и халькофильных элементов в перекрывающую литосферную плиту [65]. К наиболее мобильным в присутствии высокотемпературного H-C-S-Cl-флюида в островодужных тектонических обстановках относятся свинец, мышьяк, сурьма, ртуть и, в несколько меньшей степени, вольфрам, олово и молибден [39, 65]. Все эти элементы, а также золото, серебро и платиноиды становятся максимально подвижными при восстановленном составе флюида, а присутствие в составе дегазирующей океани-

ческой плиты металлоносных пелагических осадков вызывает обогащение субдукционного флюида W, Mo и Zn [59]. Интрузивные породы Ильдеуса имеют содержания W от 1.07 до 69.93 г/т, часто превышающие в несколько раз средние концентрации этого некогерентного сидерофильного элемента в верхней континентальной коре (1.9 г/т, по [70], рис. 15) и в лавах островных дуг (0.084–1.022 г/т, по [61]). Отношение Ta/W = 0.002–1.06 говорит о некотором обогащении W относительно Ta в Ильдеусском массиве по сравнению с островными дугами (Соломоновы острова, Кипр – Ta/W = 0.3–2.9) и, тем более, с MORB (~5, по [58]). Ультрасосновные кумулаты Ильдеуса также обнаруживают широкие вариации отношения W/Th от 0.25–0.36 до 70–368. Если первый порядок цифр хотя и превышает средние отношения W/Th в MORB (~0.19, по [58]), но все же сопоставим с этими значениями, то отношения W/Th больше 1 (а тем более больше 100) однозначно указывают на участие в петрогенезисе высокотемпературных флюидов, связанных с метаморфизмом и дегазацией металлоносных океанических осадков в субдуцирующей плите [58, 59]. Видимо, эти же осадки наряду с серпентинитами были и источником хлора и серы в субдукционном флюиде, что также повлекло за собой обогащение высокотемпературного флюида серебром из-за присутствия большого количества этого металла в металлоносных осадках и его высокой растворимости в широком диапазоне богатых хлором магматических и гидротермальных флюидов [79]. Аналогично ведет себя ртуть, встречающаяся в породах Ильдеусского массива в концентрациях до 24.77 г/т, намного превышающих (даже принимая во внимание влияние процессов фракционирования/образования магматических кумулатов и неравномерных вторичных изменений в породах Ильдеуса) содержания этого элемента в магматических породах юрской дуги Бонанза на юго-западе Канады (Hg = 0.6–9 мг/т) и в мантийных перидотитах (Hg = 0.2–4.7 мг/т) [39]. Учитывая сходство ртути к хлору и довольно высокие ее содержания в металлоносных осадках, можно сказать, что ртуть является дополнительным индикатором участия высокотемпературного, богатого хлором и сульфидной серой флюида в формировании серебряной минерализации на ранних стадиях становления Ильдеусской магматогенной системы.

На гидротермальном этапе эволюции этой системы минералы серебра представлены самородным серебром, золото-серебряными сплавами, хлоридом серебра и меди, теллуридами серебра и свинца в ассоциации с галенитом, пиритом, сфалеритом, дигенитом, халькозином, хизлевудитом и баритом. Это

достаточно низкотемпературные ассоциации, в частности, хлорид висмута имеет температуру плавления 234 °C [23], а нантоцит (CuCl) встречается только в зонах окисления и техногенных отложениях медных месторождений [21] и в низкотемпературных вулканических эксгальциях [24]. Появление теллуридов Ag и Pb во вторичном кислом плагиоклазе также говорит об эпитермальном характере процессов минералообразования и низкотемпературной (< 300 °C) природе участвующих в них солевых водных растворов, а присутствие барита в таких вторичных минералах, как хлорит, альбит, адуляр и тремолитовый амфибол, свидетельствует о высоком потенциале кислорода на позднем (гидротермальном) этапе эволюции Ильдеусской системы.

ДВУХСТАДИЙНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГЛУБИННЫХ МАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Приведенные выше данные и теоретические соображения позволяют нам сформулировать двухстадийную модель формирования серебряной минерализации в глубинных магматогенных системах островных дуг и активных континентальных окраин. Субдукция океанической коры под активное островодужное сооружение приводит к химическому преобразованию и дегазации океанических серпентинитов, ассоциирующих с ними метаморфизованных габброидов и, в ряде случаев, металлоносных пелагических осадков, и образованию богатых сероводородом, галогенами, отчасти сульфатной серой и селеном существенно водных субдукционных флюидов [59, 68, 74]. Изучение поведения изотопов селена в меловом метаморфическом комплексе Распас в юго-западном Экваторе, представляющем собой аккретированный фрагмент океанической коры, позволяет утверждать, что даже при достаточно высоком начальном содержании окисленной сульфатной серы (включения барита в магматических минералах Ильдеуса) в субдукционном флюиде, ее количество, а, соответственно, и степень окисления флюида, может значительно уменьшиться за счет перехода сульфатов в сульфиды в процессе взаимодействия флюид-порода вдоль физической плоскости раздела двух литосферных плит [60]. Эта плоскость (поверхность погружающейся плиты) представляет собой не только плотностной физической барьер, но и химически высокорреакционную зону за счет большого различия между химическими потенциалами разных компонентов [68, 74]. Поведение изотопов Se, S, N, Mo и W свидетельствует о том, что химические реакции в этой зоне приводят к обогащению высокотемпературного субдукционного

флюида такими халькофильными и сидерофильными элементами, как W, Mo, Pb, Hg и Ag [60]. Именно этими элементами обогащены все интрузивные породы Ильдеусской магматогенной системы (рис. 15). Альтернативно, в молодых и горячих зонах субдукции, связанных с погружением океанической плиты с возрастом менее 20–30 Ма, или спредингового центра (северная Камчатка, центральные Анды, Панама), за счет плавления базальтового субстрата могут возникать своеобразные средне-кислые «плитные» расплавы (адакиты, по [41]), которые, как свидетельствует присутствие самородных металлов (прежде всего серебра) и их сплавов в меловых адакитах Станового мобильного пояса [54], также могут весьма эффективно способствовать переносу халькофильных и летучих сидерофильных элементов в надвинутую на зону субдукции литосферную плиту.

Взаимодействие поднимающихся в мантийный клин обогащенных рудными металлами, сероводородом и селеном слабо окисленных (или даже восстановленных) субдукционных флюидов или кислых расплавов (адакитов) вызывает рефертилизацию деплетированных перидотитов мантийного клина и возникновение обогащенных халькофилами и сидерофилами мантийных источников. Последующее плавление этих источников приводит к генерации первичных островодужных магм, богатых серебром, вольфрамом, свинцом, мышьяком, сурьмой и, в несколько меньшей степени, медью, золотом, платиноидами, молибденом и ртутью. Дальнейшая эволюция этих обогащенных металлами магм связана с их фракционированием и образованием оливин-пироксеновых кумулятов, несущих, помимо Ni-Cu-Co-Fe сульфидов, еще и существенную серебряную минерализацию. В случае Ильдеусской магматогенной системы минералы серебра представлены в основном медистым серебром, сплавами Ag, Cu, Zn и Ni, галогенидами серебра и сульфидами Ag, Cu, Sb и Se в ассоциации с самородными вольфрамом, платиной, свинцом, висмутом, сплавами вольфрама с кобальтом и титаном, меди с оловом и цинком и разнообразными сплавами платиноидов (табл. 5). При образовании позднемагматического амфибола и биотита к минералам серебра добавляются борнит, галенит, касситерит и хлориды висмута, олова и свинца.

Вторая стадия формирования серебряной минерализации в глубинных магматогенных системах островных дуг связана с их метасоматическими и гидротермальными преобразованиями в условиях верхней коры, часто вовлеченной в коллизионные и пост-коллизионные (связанные с локальным растяжением) процессы [3, 4, 9]. В случае постколли-

зионной рифтогенной тектоники солидифицированные магматогенные системы выводятся по системе листрических разломов в верхние горизонты коры, локализуясь в грабенообразных структурах орогенных поясов [9], и попадают в область влияния (разгрузки) минерализованных мезотермальных и эпитеермальных растворов [73]. При этом часто происходит крупномасштабная ремобилизация рудного вещества, образованного на собственно островодужной стадии эволюции таких рудно-магматических систем [69]. Основываясь прежде всего на геологоструктурных (активная постколлизионная тектоника с крупномасштабной ротацией отдельных блоков и частей интрузивного разреза; рои сближенных жил и даек адакитов и лампрофиров) и геохронологических (большой временной разрыв – более 100 млн лет – между образованием кумулятивных пород и внедрением адакитовых даек), мы предполагаем, что именно на этом этапе постколлизионного рифтогенеза и образовались гидротермальные ассоциации минералов серебра в Ильдеусской системе. На данной стадии в малоуглубинных существенно окисленных ($\Delta FMQ \gg +2$) условиях доминируют низкотемпературные водные растворы различной солености, обогащенные теллуrom и сульфатной серой. Здесь наиболее подвижными рудными металлами являются золото, цинк, кадмий, мышьяк и висмут. Основные преобразования затрагивают медьсодержащие сплавы с серебром и золотом, из которых выносятся медь с образованием ее собственных минералов. При этом медистое серебро сменяется самородным серебром высокой чистоты, а сплавы Cu-Ag-Au замещаются золото-серебряными сплавами с различным соотношением Ag/Au [38]. Магматические сульфиды первой стадии сменяются халькозином, дигенитом, хизлевудитом, пиритом и сфалеритом, в том числе их никелистыми разновидностями, наследующими никель из первично-магматических пентландита и, в меньшей степени, миллерита. Серебряная минерализация второй стадии представлена самородным серебром, хлоридами, сульфидами и сульфосолями серебра, а общее содержание серебра в метасоматитах и гидротермалитах Ильдеусской магматогенной системы достигает 100 г/т и выше. Таким образом, несмотря на то, что изначальным источником серебра в зонах субдукции, скорее всего, являются флюиды, образующиеся при дегазации погружающейся океанической плиты, именно мощные зоны метасоматических изменений в глубинных магматогенных системах древних и современных островных дуг являются основными признаками богатой серебряной минерализации и широко используются в настоящее

время при поисках крупных месторождений серебра и других цветных и благородных металлов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность академику А.И. Ханчуку и академику Н.А. Горячеву за их конструктивную критику, приведшую к несомненному улучшению статьи. Мы благодарны О.Н. Алексеенко, Ю.И. Скорнякову, Ю.В. Талтыкину и Е.А. Коноваловой за помощь при проведении полевых геолого-геофизических исследований в пределах Ильдеусского массива. Данная работа была бы невозможна без первичного описания керна на месторождении Ильдеус геологом А.В. Белоусовым и самоотверженного труда всего технического персонала Амурской региональной буровой компании (Хабаровск) под руководством Генерального директора М.А. Журавлева при проведении буровых работ весной 2022 г. Им всем мы выражаем свою глубокую признательность.

Исследование осуществлено в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00023) с использованием научного оборудования Хабаровского инновационно-аналитического центра ИТиГ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров И.А. *Метаморфические породы амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (условия образования и состав протолитов)*. Владивосток: Дальнаука, 2010. 212 с.
2. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Калинин Ю.А., Неволько П.А., Мааша Л., Костин А.В. Условия образования и возраст месторождений самородного серебра Анти-Атласа (Марокко) // Докл. АН. 2014. Т. 456, № 5. С. 1–4.
3. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48, № 1. С. 3–28.
4. Бортников Н.С., Волков А.В., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Доломанова-Тополь А.А., Галямов А.Л., Муратов К.Ю. Эпитермальные Au-Ag-Se-Te месторождения Чукотки (Арктическая зона России): металлогения, минеральные парагенезисы, флюидный режим // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 4. С. 522–549.
5. Бучко И.В., Изох А.Э., Носырев М.Ю. Сульфидная минерализация ультрабазит-базитов Станового мегаблока // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 56–68.
6. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
7. Воронин Ю.А., Ермилин В.Н., Литвинов Ю.В. и др. Способ получения серебра из его хлорида восстановлением газобразным водородом. Патент 2265673 С1, 10.12.2005. Заявка № 2004113687/02 от 05.05.2004.
8. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М., Сергеев С.А. Возраст Станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SHRIMP-II) // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 3. С. 365–368.
9. Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е., Округин В.М. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.
10. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Велицкая Т.А., Игнатьев А.В. Серебро-кобальтовый тип минерализации Верхне-Сеймчанского рудного узла (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56, № 5. С. 363–386.
11. Григорьева А. В., Дамдинов Б.Б., Служеникин С.Ф. Рудная минерализация в ультрабазитах и метасоматитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян) // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60, № 2. С. 141–163.
Grigor'eva A. V., Damdinov B. B., Sluzhenikin S. F. Ore mineralization in ultramafic and metasomatic rocks of the Ospin-Kitoy Massif, Eastern Sayan // Geol. of Ore Deposits. 2018. V. 60, N 2. P. 121–141.
12. Гриненко Л.Н., Минеев С.Д. Условия становления массива Кувалорог (Центральная Камчатка) и связанного с ним оруденения по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 1984. № 10. С. 1491–1502.
13. Диаграммы состояния двойных металлических систем / Под ред. Н.П. Лякишева. 1997. Т. 2. 101 с.
14. Диаграммы состояния двойных металлических систем / Под ред. Н.П. Лякишева. 2001. Т. 3. С. 399–400.
15. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 48, № 5. С. 629–647.
16. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
17. Кепежинскас К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 136 с.
18. Кепежинскас В.В. Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 3. С. 700–703.
19. Кепежинскас П.К., Савичев А.Т. Геохимическая стратификация и эволюция раннеостроводужных магматических камер // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 12–26.
20. Кепежинскас П.К., Ефремова Л.Б., Сорокина Н.А. Редкоземельные элементы в раннеостроводужных плутонических комплексах // Геохимия. 1991. № 4. С. 562–570.
21. Козловская З.А. Нантоцит из зоны окисления Дзержинского месторождения // Изв. АН КазССР. Серия геологическая. 1961. Вып. 1. С. 45–50.
22. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
23. Лидин Р.А., Андреева Л., Молочко В.А. Константы неорганических веществ: Справочник // Под ред. проф. Р.А. Лидина. Гл. 3. Физические свойства. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Дрофа, 2006. С. 85.
24. Набоко С.И. Вулканические эксгалляции и продукты их реакций // Труды лаборатории вулканологии. 1959. Вып. 16. 303 с.
25. Новаков Р.М., Кунгурова В.Е., Москалева С.В. Условия

- образования благороднометаллической минерализации в сульфидных кобальт-медно-никелевых рудах Камчатки (на примере рудопроявления Аннабергитовая Щель) // Зап. Горного ин-та. 2021. Т. 248. С. 209–222.
26. Паленова Е.Е., Блинов И.А., Заботина М.В. Минералы серебра в кварцевых жилах рудопроявления золота Красное (Бодайбинский район) // Минералогия. 2015. № 2. С. 9–17.
 27. Рабинович В.А., Хавин З.Я. Краткий химический справочник. Л.: Химия, 1991. 432 с.
 28. Роголина Л.И., Кропотин В.А., Воропаева В.Н. Распределение редких элементов, висмута и серебра в рудах и концентратах Николаевского скарново-полиметаллического месторождения (Дальнегорск, Приморье) // Литосфера. 2007. № 3. С. 109–115.
 29. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Труды ГИН, Вып. 545. М.: Науч. мир, 2001. 180 с.
 30. Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А., Савва Н.Е., Копытин В.И., Сафронов Д.Н., Найбородин В.И., Гончаров В.И. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.
 31. Сорохтина Н.В., Зайцев В.А., Петров С.В., Кононкова Н.И. Оценка температуры формирования благороднометаллической минерализации Ковдорского щелочно-ультраосновного массива (Кольский п-ов) // Геохимия. 2021. Т. 66, № 5. С. 407–424.
 32. Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Благовещенск: Амур. гос. университет, 2012. 188 с.
 33. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
 34. Юричев А.Н. Акцессорная золото-серебряная минерализация из хромититов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Изв. Томск. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332, № 3. С. 229–236.
 35. Юричев А.Н. Акцессорные минералы золота и серебра в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян) // Руды и металлы. 2021. № 4. С. 109–120.
 36. Berdnikov N., Nevstruev V., Kepezhinskas P., Astapov I., Konovalova N. Gold in mineralized volcanic systems from the Lesser Khingan Range (Russian Far East): textural types, composition and possible origins // Geosci. 2021. V. 11. 103; <https://doi.org/10.3390/geosciences11020103>.
 37. Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., Krutikova V.O., Konovalova N.S., Astapov I.A. Silicate, Fe-oxide, and Au-Cu-Ag microsherals in ores and pyroclastic rocks of the Kostenga iron deposit, in the Far East of Russia // Russian J. Pacific Geol. 2021. V. 15. P. 236–251.
 38. Berdnikov N., Kepezhinskas P., Konovalova N., Kepezhinskas N. Formation of gold alloys during crustal differentiation of convergent zone magmas: Constraints from an Au-Rich Websterite in the Stanovoy Suture Zone (Russian Far East) // Geosciences. 2022. 12. 126. <https://doi.org/10.3390/geosciences12030126>
 39. Canil D., Crockford P.W., Rossin R., Telmer K. Mercury in some arc crustal rocks and mantle peridotites and relevance to the moderately volatile element budget of the Earth // Chem. Geol. 2015. V. 396. P. 134–142.
 40. Casquet C., Galindo C., Tornos F., Velasco F., Canales A. The Aguablanca Cu-Ni ore deposit (Extremadura, Spain), a case of synorogenic orthomagmatic mineralization: age and isotope composition of magmas (Sr, Nd) and ore (S) // Ore Geol. Rev. 2001. V. 18. P. 237–250.
 41. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences. 1996. V. 87. P. 205–215.
 42. Gadd M.G., Layton-Matthews D., Peter J.M., Paradis S.J. The world-class Howard's Pass SEDEX Zn-Pb district, Selwyn Basin, Yukon. P. I: Trace element compositions of pyrite record input of hydrothermal, diagenetic and metamorphic fluids to mineralization // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. P. 319–342.
 43. Glavatskikh S.F., Trubkin N.V. First findings of native tungsten and silver in exhalation products of the Tolbachik great fissure eruption, Kamchatka // Doklady Earth Sciences. 2000. V. 373A. N 6. P. 997–999.
 44. Greaney A.T., Rudnick R.L., Helz R.T., Gaschnig R.M., Piccoli P.M., Ash R.D. The behavior of chalcophile elements during magmatic differentiation as observed in Kilauea Iki lava lake, Hawaii // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 210. P. 71–96.
 45. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Intern. Geol. Rev. 2021. V. 63, N 5. P. 601–629.
 46. Harbert W., Kepezhinskas P., Krylov K., Grigoriev V., Sokolov S., Aleksitun M., Heiphetz A., Layer P. Paleomagnetism and tectonics of the Kamchatka region, Northeastern Russia: implications for the development and evolution of the Northwest Pacific basin // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 297–308.
 47. Humphris S.E., Thompson G. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 127–136.
 48. Huston D.L., Jablonski W., Sie S.H. The distribution and mineral hosts of silver in eastern Australian volcanogenic massive sulfide deposits // The Canadian mineralogist. 1996. V. 34. P. 529–546.
 49. Ikenne M., Souhassou M., Saintilan N.J., Karfal A., Hassani A., Moundi Y., Ousbih M., Ezzghoudi M., Zouhir M., Maacha L. Cobalt-nickel-copper arsenide, sulfarsenide and sulfide mineralization in the Bou Azzer window, Anti-Atlas, Morocco: one century of multi-disciplinary and geological investigations, mineral exploration and mining // Geol. Soc. London: Spec. Publ. 2020. V. 502. P. 45–66.
 50. Jugo P.J., Luth R.W., Richards J.P. An experimental study of the sulfur content in basaltic melts saturated with immiscible sulfide or sulfate liquids at 1300 °C and 1.0 GPa // J. Petrology. 2005. V. 46. P. 783–798.
 51. Kendrick M.A., Honda M., Pettke T., Scambelluri M., Phillips D., Giuliani A. Subduction zone fluxes of halogens and noble gases in seafloor and forearc serpentinites // Earth and Planet. Sci. Lett. 2013. V. 365. P. 86–96.
 52. Kepezhinskas N., Kamenov G.D., Foster D.A., Kepezhinskas P. Petrology and geochemistry of alkaline basalts and gabbroic xenoliths from Utila Island (Bay Islands, Honduras): insights

- into back-arc processes in the Central American volcanic arc // *Lithos*. 2020. V. 352–353. 105306.
53. Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas N.P., Berdnikov N.V., Krutikova V.O. Native metals and intermetallic compounds in subduction-related ultramafic rocks from the Stanovoy mobile belt (Russian Far East): implications for redox heterogeneity in subduction zones // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 127. 103800.
 54. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas P., Konovalova N. Adakites, high-Nb basalts and copper-gold deposits in magmatic arcs and collisional orogens: an overview // *Geosci.* 2022. V. 12. 29; <https://doi.org/103390/geosciences12010029>.
 55. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N. Metals in Avachinsky peridotite xenoliths with implications for redox heterogeneity and metal enrichment in the Kamchatka mantle wedge // *Lithos*. 2022. V. 412–413. 106610.
 56. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Konovalova N., Kepezhinskas N., Krutikova V., Kirichenko E. Native metals and alloys in trachytes and shoshonite from the Continental United States and high-K dacite from the Bolivian Andes: magmatic origins of ore metals in convergent and within-plate tectonic settings // *Russian J. Pacific Geology*. 2022. V. 16. P. 405–426.
 57. Kerrich R., Strong D.F., Andrews A.J., Owsiacki L. The silver deposits at Cobalt and Gowganda, Ontario. III: Hydrothermal regimes and source reservoirs – evidence from H, O, C, and Sr isotopes and fluid inclusions // *Canadian J. Earth Sci.* 1986. V. 23. P. 1519–1550.
 58. König S., Münker C., Schuth S., Garbe-Schönberg D. Mobility of tungsten in subduction zones // *Earth & Planet. Sci. Letters*. 2008. V. 274. P. 82–92.
 59. König S., Münker C., Schuth S., Luguët A., Elis Hoffmann J., Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 684–704.
 60. König S., Rosca C., Kurzawa T., Varas-Reus M.I., Dragovic B., Schoenberg R., John T. Selenium isotope evidence for pulsed flow of oxidative slab fluids // *Geochem. Perspectives Letters*. 2021. V. 17. P. 27–32.
 61. Mazza S.E., Stracke A., Gill J.B., Kimura J.-I., Kleine T. Tracing dehydration and melting of the subducted slab with tungsten isotopes in arc lavas // *Earth & Planet. Sci. Letters*. 2020. V. 530. 115942.
 62. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. V. 120. P. 223–253.
 63. McInnes B.I.A., McBride J.S., Evans N.J., Lambert D.D., Andrew A.S. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones // *Sci.* 1999. V. 286. P. 512–516.
 64. Murray J.L., Bansali K.J. Phase diagrams of binary titanium alloys // *Bull. Alloy Phase Diagrams*. 1981. V. 2. P. 192–196.
 65. Noll P.D. Jr., Newsom H.E., Leeman W.P., Ryan J.G. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 587–611.
 66. Oen I.S., Kieft C. Nickelinite with pyrrhotite and cubanite exsolutions, Ni-Co rich loellingite and an AuCu alloy in Cr-Ni ores from Beni-Bousera, Morocco // *Neues Jahrb. Miner. Monatsh.* 1974. P. 1–8.
 67. Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A. The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions // *Earth & Planet. Sci. Letters*. 2010. V. 296. P. 267–277.
 68. Piccoli F., Hermann J., Pettke T., Connolly J.A.D., Kempf E.D., Vieira Duarte J.F. Subducting serpentinites release reduced, not oxidized, aqueous fluids // *Sci. Reports*. 2019. V. 9. 19573.
 69. Richards J.P. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogeny: from subduction to collision // *Ore Geol. Rev.* 2015. V. 70. P. 323–345.
 70. Rudnick R.L., Gao S. The composition of the continental crust / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian // *Treatise on Geochemistry*. 2014. V. 3. P. 1–64.
 71. Seave, de V., Languille M.-A., Kociak M., Belin S., Ablett J., Andraud C., Stéphan O., Rueff J.-P., Fonda E., Lavedrine B. Spectroscopies and electron microscopies unravel the origin of the first colour photographs // *Angewandte Chemie*. 2020. P. 1–9.
 72. Sharp Z.D., Barnes J.D. Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // *Earth & Planet. Sci. Letters*. 2004. V. 226. P. 243–254.
 73. Sillitoe R., Hedenquist J. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits // *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.* 10. 2003. Chapter 16. P. 315–343.
 74. Smit M.A., Pogge von Strandmann P.A/E. Deep fluids release in warm subduction zones from a breached slab seal // *Earth & Planet. Sci. Letters*. 2020. V. 534. 116046.
 75. Spiridonov E.M., Serova A.A. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // *The Canad. Mineralogist*. 2016. V. 54. P. 429–452.
 76. Thakurta J., Ripley E.M., Li C. Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Complex, southeastern Alaska // *Geochem., Geophys., Geosystems*. 2008. V. 9, N 7. Q07003. Doi:10.1029/2008GC001982.
 77. Tornos F., Gallindo C., Casquet C., Pevida L.R., Martinez C., Martinez E., Velasco F., Iriondo A. The Aguablanca Ni-(Cu) sulfide deposit, SW Spain: geologic and geochemical controls and the relationship with a midcrustal layered mafic complex // *Mineralium Deposita*. 2006. V. 41. P. 737–769.
 78. Witney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.
 79. Yin Y., Zajacz Z. The solubility of silver in magmatic fluids: implications for silver transfer to the magmatic-hydrothermal ore-forming environment // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 238. P. 235–251.
 80. Zhang J., Yu M., Wang H., Li B., Feng C., Dick J.M., Li J., Kong H., Zhao Zh. Geodynamic setting and Cu-Ni potential of Late Permian Xiwanggou mafic-ultramafic rocks, East Kunlun orogenic belt, NW China // *Frontiers in Earth Sci.* 2021. V. 9. Doi: 10.3389/feart.2021.666967.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 09.03.2023 г.
принята к печати 24.03.2023 г.

P.K. Kepezhinskaya, N.V. Berdnikov, V.O. Krutikova, N.P. Kepezhinskaya, I.A. Astapov, E.A. Kirichenko

Silver mineralization in deep magmatogenic systems of ancient island arcs: Ildeus ultrabasic massif, Stanovoy mobile belt (Russian Far East)

The Triassic (232–233 Ma) Ildeus mafic-ultrabasic massif is a fragment of a large mineralized magmatogenic system formed within the Stanovoy mobile belt at the Mesozoic stage of its evolution. Ultrabasic rocks are represented by cumulative plagioclase- and amphibole-bearing dunites, peridotites, websterites, and pyroxenites; basic rocks are gabbro-anorthosites, norites, and two-pyroxene gabbro. Most intrusive rocks of the Ildeus magmatogenic system experienced ultramafic (serpentine, chlorite, talc, carbonates) and acidic (quartz, biotite, potassium feldspar, secondary micas) metasomatism. Geochemical characteristics (calc-alkaline differentiation trend, negative anomalies of highly charged incoherent elements) indicate the subduction nature of the primary magma in the Ildeus system. The ultrabasic rocks are intruded by intermediate-acid intrusions with geochemical characteristics of adakite. Magmatic-stage silver mineralization is represented by microinclusions of cuprous silver, alloys of silver, copper, gold and zinc, acanthite and silver halides in association with pentlandite, chalcopyrite, bornite, and pyrrhotite. These rocks are characterized by microinclusions of native platinum, gold, tungsten, bismuth, lead, PGE alloys, W-Co-Ti, Sb-Pb, Cu-Zn-Sn, minerals of Ag-Cu-Sb-Se-S and Zn-Ni systems -Co-Fe-S, barite, chlorapatite and Bi-Sn-Pb chlorides. At the metasomatic stage, native silver, Au-Ag alloys, silver and copper chlorides, acanthite, silver and lead tellurides coexist with digenite, heathlewoodite, pyrite, sphalerite, galena, native nickel and gold, Cu-Zn alloys, sulfides of the Pb-As- Cu-Fe-S and bismuth chloride. At the magmatic stage, silver minerals crystallized under reducing conditions in the presence of high-temperature aqueous fluids enriched in sulfide sulfur, halogens, and volatile siderophile (W, Pt) and chalcophile (Ag, Bi, Sn, Sb, Pb) metals that entered the primary melt from serpentinites, metamorphosed gabbroids, and metal-bearing pelagic sediments of the subducting oceanic plate. Metasomatic parageneses of silver minerals were formed under oxidized near-surface conditions with the participation of low-temperature water-salt solutions with elevated concentrations of sulfate sulfur, arsenic, and tellurium. A two-stage model is proposed for the formation of silver mineralization in island arc magmatic systems, in which the high-temperature magmatic stage of formation in deep crustal parts is replaced by low-temperature hydrothermal ore formation processes in near-surface conditions.

Key words: Stanovoy zone, Ildeus massif, silver mineralization, magmatic stage, hydrothermal stage, microinclusions, native metals, silver minerals, two-stage formation model, Far East Russia.