

**РУДОНОСНОСТЬ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО АРИАДНЕНСКОГО
МАССИВА УЛЬТРАБАЗИТОВ, БАЗИТОВ И ГРАНИТОИДОВ
(СИХОТЕ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)**

А.И. Ханчук, В.П. Молчанов

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022;
e-mail: vpmol@mail.ru*

Поступила в редакцию 11 мая 2023 г.

На юге Дальнего Востока России выявлен новый перспективный тип источников стратегических и критически важных металлов (титана, золота, платины, ниобия, гафния, меди, сурьмы и т.д.) – комплексные руды и россыпи, пространственно и генетически связанные с позднемезозойскими (сеноманскими?) синорогенными интрузиями ультрабазит-базитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Примером тому может послужить Ариадненский массив ультрабазитов, базитов и гранитоидов, в мафической части которого располагается проявление золото-титановой минерализации, в экзоконтакте – золото-сурьмяной, а в околинтрузивной зоне – золото-медной. Определены основные черты минералогии и геохимии этих рудных образований. Выявлены типоморфные свойства самородного золота ультрабазитов. Показано, что в формировании разнотипных руд участвовали мантийные и коровые процессы. Полученные материалы открывают новые возможности для переоценки перспектив сырьевой базы стратегических металлов Приморья.

Ключевые слова: золото, платина, ильменит, минералогия, геохимия, изотопия, ультрабазиты, базиты, гранитоиды, Ариадненский массив, Сихотэ-Алинь, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Как отмечалось ранее [27], орогенные пояса выделяются как совокупность деформационных структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или при столкновении (коллизии) континентальных блоков. Время формирования орогенного пояса как деформационной единицы определяется в интервале между возрастом наиболее молодых образований, входящих в его состав, и возрастом перекрывающих пояс, значительно более слабо деформированных стратифицированных образований, а также по возрасту гранитоидного орогенного магматизма.

В последние годы получены данные о том, что на орогенном (коллизионном) этапе формирования складчатых поясов внедрялись не только граниты, но и относительно небольшие ультрабазит-базитовые интрузии, которые ранее часто некорректно коррелировались с надсубдукционными интрузиями или с офиолитами доорогенных этапов эволюции этих поясов [37, 49, 55, 61]. Известные в Сихоте-Алине базит-гипербазитовые орогенные интрузии сопоставлялись

с интрузиями Аляскинского типа [47], но от типичных островодужных интрузий Аляскинского типа они отличаются отсутствием выраженного дунитового ядра, повышенным содержанием титана и щелочей и ассоциацией с вулканитами внутриплитного типа [35, 59]. С этими интрузиями связаны рудные месторождения титана [38, 61]. Геодинамическая природа такого типа магматизма является предметом дискуссий. Похожие ультрабазит-базитовые интрузии давно уже известны на древних платформах, где их петрогенезис и минерализация хорошо задокументированы и интерпретируются как тесно связанные либо с мантийным плюмом в крупных изверженных провинциях (LIP), либо с рифтогенезом на континентальных окраинах [16, 43, 54]. Плюмовая природа предполагается для постколлизионных щелочных ультрабазит-базитовых интрузий Центрально-Азиатского складчатого пояса [6, 42, 49]. В Сихоте-Алинском и других орогенных поясах LIP отсутствуют, поэтому для объяснения наличия ультрабазит-базитовых интрузий рассматривается модель внедрения подслэбовой астеносферы в зону коллизии [37, 60].

В предлагаемой статье мы приводим новые данные о рудоносности Ариадненского массива. При этом особое внимание уделялось углубленному изучению самородного золота.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СИХОТЕ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный орогенный пояс (САОП) представляет собой участок континентальной литосферы, который сформировался в альбе-сеномане в результате прижима к континентальной окраине или коллизии с ней коллажа террейнов юрско-раннемеловых аккреционных призм с офиолитами и другими фрагментами океанической коры; раннемелового турбидитового бассейна и раннемеловой островной дуги [7, 8, 13, 14, 50–52]. Первый этап орогенеза с локальным внедрением гранитов произошел в интервале 130–120 млн лет назад в результате движения на восток блока Ханкайского массива, но главный этап складчатости и гранитообразования, который охватил весь пояс, произошел в промежутке 110–95 с пиком орогенеза 103–97 млн лет назад в результате синсдвиговой коллизии раннемеловой Кемско-Киселевско-Маноминской островодужной системы [17, 37, 52].

В западной части САОП выделяются два комплекса ультрабазит-базитовых интрузий: кафэнский на севере и кокшаровский на юге. Ультрабазит-базитовые интрузии кокшаровского комплекса (рис. 1) внедрились в аккреционную призму с турбидито-меланжевым матриксом средне-позднеюрского возраста и конседиментационными включениями палеозойских и триасовых ленточных кремней, раннеюрских аргиллитов и палеозойских известняков (Самаркинский террейн) [7, 8, 14], (рис. 1).

Выделяются четыре относительно крупных массива ультрабазит-базитов (с севера на юг): Черемшанский (5.5 км²), Водораздельный (20 км²), Ариадненский (до 40 км²) и Кокшаровский (до 22 км²), а также большое количество более мелких тел и даек. Многократно описаны интрузивные контакты этих массивов, когда кремни превращены в микрокварциты, аргиллиты – в узловатые слюдястые сланцы, песчаники окварцованы [5, 11, 25]. В первых трех массивах ультраосновные породы представлены верлитами, лерцолитами, шрисгеймитами, вебстеритами, редко дунитами, а основные – ильменитовыми и роговообманковыми габбро с постепенными переходами между разными фациями. В ассоциации с этими массивами присутствуют дайки пикритов, трахибазальтов и сиенитов. В Ариадненском массиве присутствуют гранитоиды. Кокшаровский массив отличается присутстви-

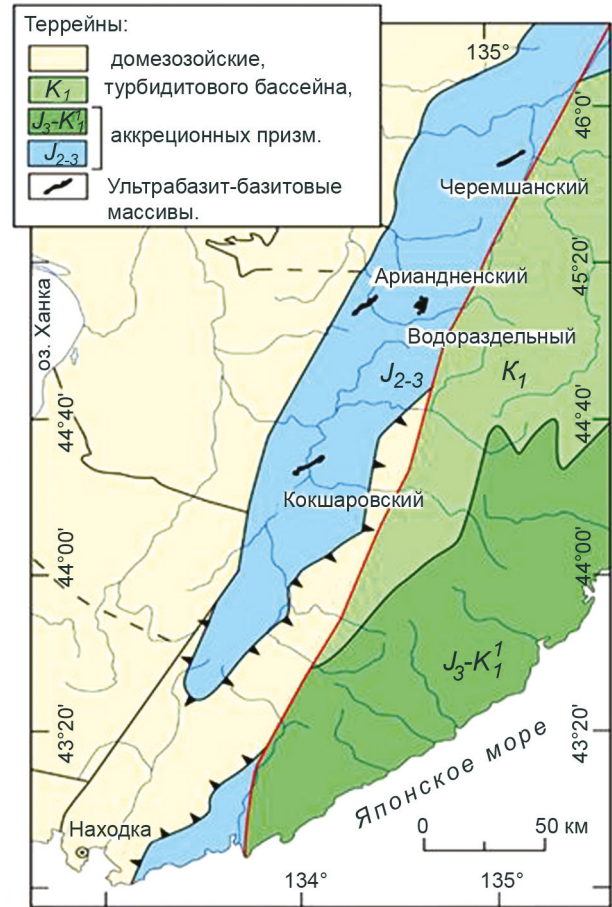


Рис. 1. Тектоническая схема южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса и интрузии кокшаровского комплекса.

Красная линия – Центрально-Сихотэ-Алинский левосторонний сдвиг в альбе-сеномане [7].

ем титаномагнетита вместо ильменита и на 90 % сложен титанавитовыми пироксенитами с нефелином и перовскитом. Другие породы представлены дайками и жилами щелочных пород: йолитами, фойяитами, луавритами, миаскитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Также обнаружен выход карбонатитов размером в поперечнике 0.5–0.7 км в поле развития авезакитов [11, 12, 25].

Базит-гипербазитовые массивы имеют пластообразную форму. Они ориентированы по простиранию пликативных структур под острым углом относительно главного направления синскладчатых альбе-сеноманских сдвиговых перемещений по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому. Это указывает на их синорогенный характер и альбе-сеноманский возраст. Альбский возраст предполагается для кафэнского комплекса и определяется в связи с тем, что его интрузии и дайки прорывают валанжинскую хоментуйскую толщу, апт-альбские субвулканические базальты

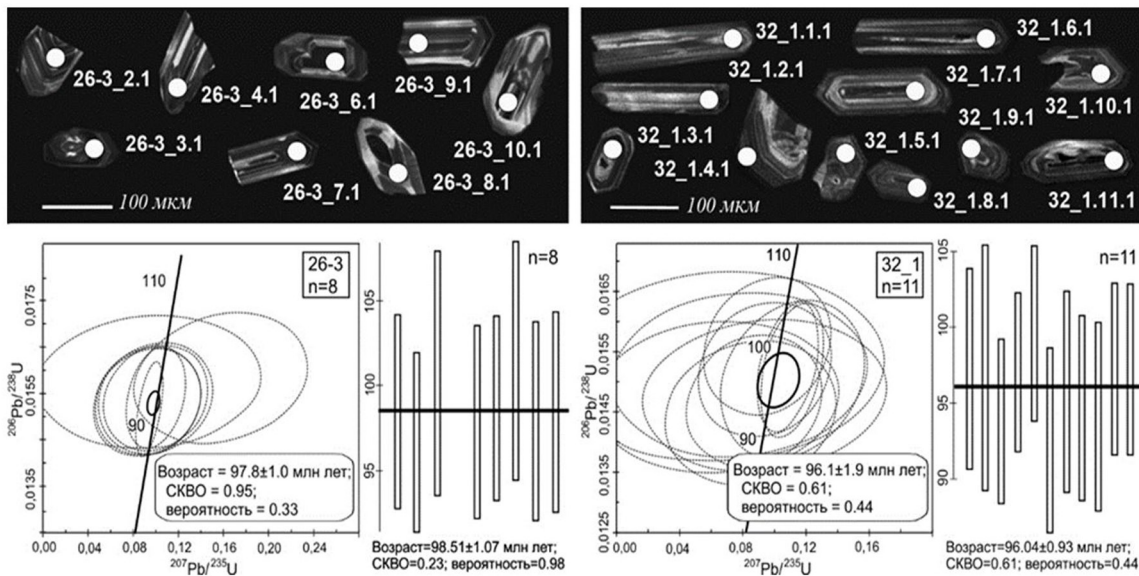


Рис. 2. Микрофотографии типичных кристаллов циркона в режиме КЛ, U-Pb диаграммы с конкордией по цирконам и гистограммы возрастов оливинового мелагаббро Ариадненского массива (обр. 26-3) и керсутит-титаномагнетитового клинопироксена Кокшаровского массива (обр. 32-1), по [28], с дополнениями.

каталевского комплекса и, в свою очередь, интродуцированы гранитами конца альба [4].

Возраст Кокшаровского комплекса по K-Ar датировкам и U-Pb по цирконам определяется в широком диапазоне от конца юры до позднего мела [2]. Обращает на себя внимание присутствие двух сеноманских датировок 97.8 и 96.1 млн лет, соответственно, в Ариадненском и Кокшаровском массивах (рис. 2), которые соответствуют предполагаемому геологическому возрасту. Вместе с тем необходимы более детальные исследования для определения возраста кокшаровского комплекса.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поставленные задачи решались с использованием минералого-геохимических, изотопно-геохимических и технологических методов исследований. Минералогические исследования осуществлялись с применением электронно-зондового микроанализатора Jeol Superprobe JXA 8100 с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments и электронного сканирующего микроскопа EVO-500XVP с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments. Образцы для электронно-зондового микроанализа готовили в виде полированных шайб с запрессованными в них эпоксидной смолой минеральными зёрнами. Полученные искусственные монтажки предварительно изучались в отраженном свете оптического микроскопа. Далее на поверхности образцов в вакууме на установке CC 7650 (Quatum Technologies Ltd., Великобритания) напыляли прово-

дящий слой углерода толщиной до 20 нм для последующих аналитических исследований.

Определение золота в пробах осуществляли методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) на разработанной в Институте химии ДВО РАН установке [48]. Измерение наведенной активности проводили на спектрометрическом комплексе на основе коаксиального Ge детектора GC2018 производства компании «Canberra» по гамма-линии с энергией $E_{\gamma} = 411.8$ кэВ. Время активации проб составляло 72 ч., время выдержки 16 ч., время измерения 1 ч. Для измерения гамма-спектров использовали программу eSBS Version 1.6.7.0, для обработки результатов измерений применяли программу «Гамма-анализатор для полупроводниковых детекторов (ППД)», версия 1.0.

Анализ микроэлементного состава проб выполнен на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500c (Agilent Technologies, Япония), оборудованном распылителем Бабингтона, охлаждаемой распылительной камерой Скотта и заземленной горелкой Фассела. Использовались никелевые конусы сэмплера и скиммера. Определение петрогенных элементов проводилось на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP 6500 Duo (ИСП-АЭС) (ThermoScientific, США).

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен после соответствующей пробоподготовки мономинеральных проб [9]. Измерение изотопных соотно-

шений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. Определения изотопного состава приведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ составляла ± 0.1 ‰.

Технологические исследования были выполнены по традиционной для обогащения ильменитсодержащих песков схеме с предварительным гравитационным обогащением и последующей электромагнитной сепарацией. При этом использовались серийные концентративные столы и электромагнитные сепараторы мокрого типа.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для ультрабазит-базитовых интрузий Ариадненского пояса характерна пластовая форма тел и субсогласное залегание с вмещающими отложениями. Поэтому при крутонаклоненном залегании массивы в плане имеют вид сильно удлинённых в северо-восточном направлении (согласно простиранию слоев вмещающих пород) тел длиной от сотен метров до 10–15 км при ширине или мощности от 10 м до 1 км. При пологом залегании интрузивные массивы имеют близкоизометричную линзовидную форму. Наряду с согласными довольно обычны и резко секущие дискордантные тела (рис. 3).

Ариадненский двухфазный массив расположен у одноименного села в бассейне среднего течения р. Малиновка. Представляет собой веретенновидное тело (2×20 км), согласное удлинением генеральному СВ простиранию пликвативных структур обрамления; расположен в зоне крупного СВ разлома. Вследствие этого на значительном протяжении его границы с вмещающими породами прямолинейные тектонические. Геофизические данные и резко асимметричная форма контактового ореола шириной до 200 м вдоль СЗ контакта и до 3 км вдоль ЮВ границы свидетельствуют о пологом погружении кровли плутона в юго-восточном направлении [2].

В ЮЗ части распространены фации перидотитов, которые постепенно сменяются габбро через ильменитовые, плагиоклазовые мономинеральные и плагиоклаз-оливиновые пироксениты. Центральная часть массива представлена фацией в различной степени амфиболитизированных габбро от мелкозернистых в СВ краевой части до средне-крупнозернистых и участками пегматоидных. Ильменитовое вкрапленное оруденение сосредоточено преимущественно в ЮЗ части интрузии первой фазы и ограни-

чивается площадью распространения ильменитовых габбро, частично охватывая оливиновые пироксениты и перидотиты. Вторая фаза также переменного состава от диоритов до монодиоритов слагает СВ часть массива. Наблюдаются апофизы и серии субпараллельных жил и просечек диоритоидов светлого цвета в мелкозернистых черно-зеленых амфиболитовых габбро. Эндоконтактные зоны насыщены остроугольными и оплавленными обломками габбро. Ко второй фазе отнесены также немногочисленные маломощные дайки диабазов, сиенитов, трахибазальтов и умереннощелочных пикритов в интрузии первой фазы и во вмещающих массивах роговиках, а также своеобразные дайки флюидоэксплозивных брекчий умереннощелочных пикритов, приуроченные к ЮВ экзоконтакту плутона. Возможно, что граниты на СВ окончании массива являются фазой Ариадненского массива.

Одной из отличительных черт ариадненских пород является присутствие первичной (магматической) благороднометаллической минерализации. Как показали наши исследования, в диоритах содержания золота достигают 1.6 г/т, серебра – 0.3 г/т. В самородном золоте распределение значений пробности носит бимодальный характер. Высокопробные частицы (Au от 90.17 до 92.43 и Ag от 7.5 до 9.83 мас. %) отмечены в ассоциации с силикатами, а низкопробные (Au от 76.52 до 80.37 и Ag от 16.91 до 23.43 мас. %) чаще фиксируются в сростаниях с пиритом (рис. 4, а, б). В ультрабазитах отмечено присутствие [41] сперилита, золота высокой и низкой пробы. Высокопробные зерна (Au – 93.53 и Ag 6.6 мас. %) встречаются совместно с ильменитом, а низкопробные (Au – 50.59, Ag – 49.7 и Pd – 0.011 мас. %) – с поздними сульфидными.

Изученный рудно-россыпной узел включает в себя Ариадненское золото-ильменитовое месторождение с россыпями р. Падь Тодохова и кл. Потапова, а также рудопроявления Тодоховское и Конторское (рис. 3, б). Ниже приведены их минералого-геохимические характеристики.

Ариадненское месторождение

Наиболее крупное проявление рудной минерализации узла, приуроченное к габброидным породам, расположено в среднем течении р. Падь Тодохова. Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо-восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO_2 в рудах составляет 6.16 %, V_2O_5 – 0.086 %, Fe_2O_3 – 13.28 %, Sc – 0.0045 %. С глубиной в руде отмечается увеличение концентраций Cu и Ni, достигающих, соответственно, 0.1 и 0.3 %. Содержание зо-

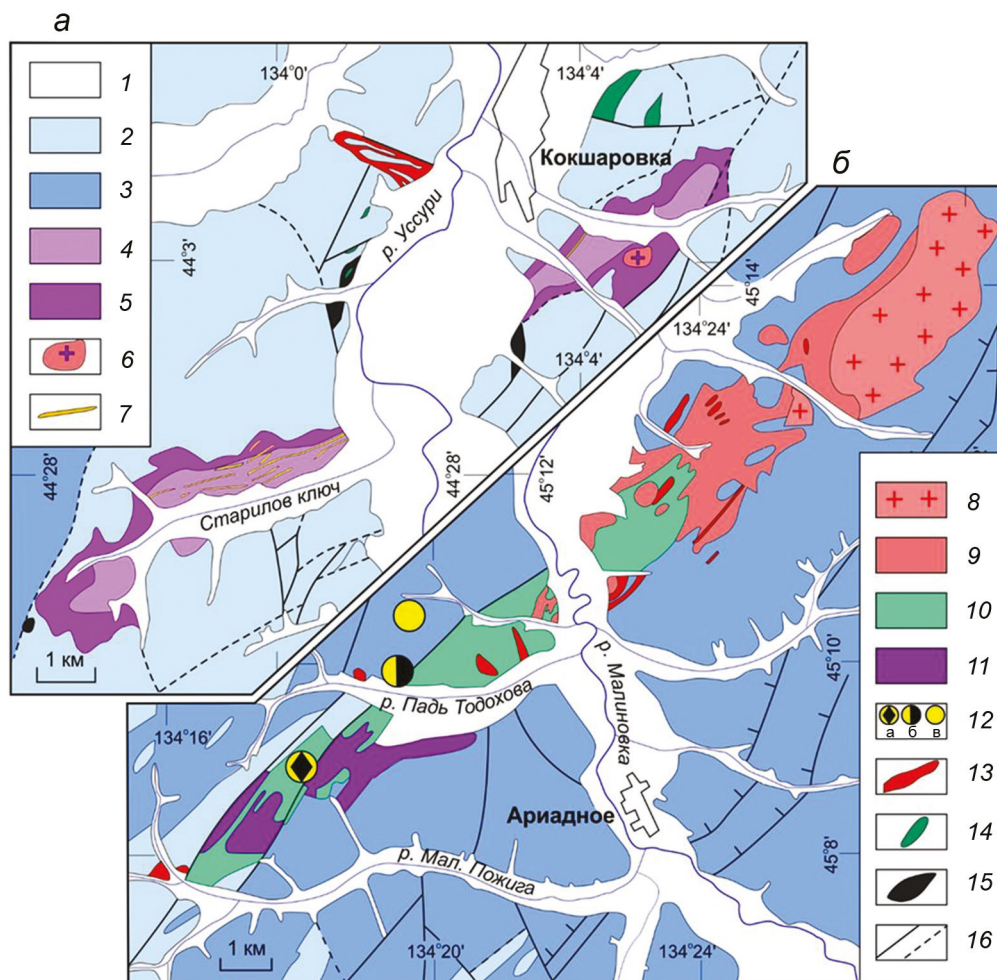


Рис. 3. Схемы геологического строения района Кокшаровского (а) и Ариадненского (б) массивов. Составлены авторами с использованием материалов Н.Г. Мельникова и В.В. Голозубова (1981 г.), В.Н. Боровицкого и В.А. Трязева (1999 г.), Г.С. Белянского и др., (2011 г.), Р.А. Октябрьского и др. [25].

1 – четвертичные отложения; 2 – средне-позднеюрский субдукционный меланж с алевролитовым матриксом и обломками, глыбами и пластинами позднепалеозойских-раннемезозойских кремней, базальтов, редко известняков и терригенных пород океанической плиты; 3 – средне-позднеюрские турбидиты; 4–6 – породы сеноманского Кокшаровского массива: 4 – пироксениты, местами биотитсодержащие, 5 – амфиболсодержащие пироксениты и авезакиты; 6 – карбонатиты; 7 – дайки нефелиновых сиенитов; 8–12 – породы и размещение рудно-россыпной минерализации сеноманского Ариадненского массива: 8 – граниты; 9 – габбродиориты, диориты, монцоидориты и сиениты; 10 – габбро, ильменитовые габбро; 11 – перидотиты и пироксениты; 12 – месторождения и рудопроявления: Ариадненское (а), Тодоховское (б) и Конторское (в); 13–14 – позднемеловые (сенонские) гранитоиды (13) и габбродиабазы (14); 15 – пироксениты-офиолиты; 16 – разломы.

лота колеблется в интервале от 0.0n до 0.n г/т, и лишь в единичных случаях достигая 1.39 г/т. Отличительными чертами рудоносных пород являются преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, а также европиевый минимум (La/Rb до 15.3, а суммарное содержание лантаноидов меняется от 19.8 до 47 г/т) и накопление Th, Nb, Ta и Zr (до 200 г/т).

Вкрапленные руды месторождения практически полностью сложены ильменитом. На долю сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита, пирита) приходится не более 2–3 % рудной массы.

Россыпь р. Падь Тодохова и кл. Потапова

Золото-ильменитовые рудные образования продуцируют ряд крупных титаноносных россыпей. Так, судя по фондовым материалам Д.В. Андросова и Е.А. Слободян (2017 г.), протяженность россыпей р. Падь Тодохова и ее правого притока руч. Потапова составляет, соответственно, 4.8 км и 1.2 км при ширине до 520 м и 280 м (рис. 3, б), средней мощности продуктивного пласта 7.4 м и с содержанием ильменита до 375.5 кг/м³. В процессе технологических исследований пять крупнообъемных проб исходных песков

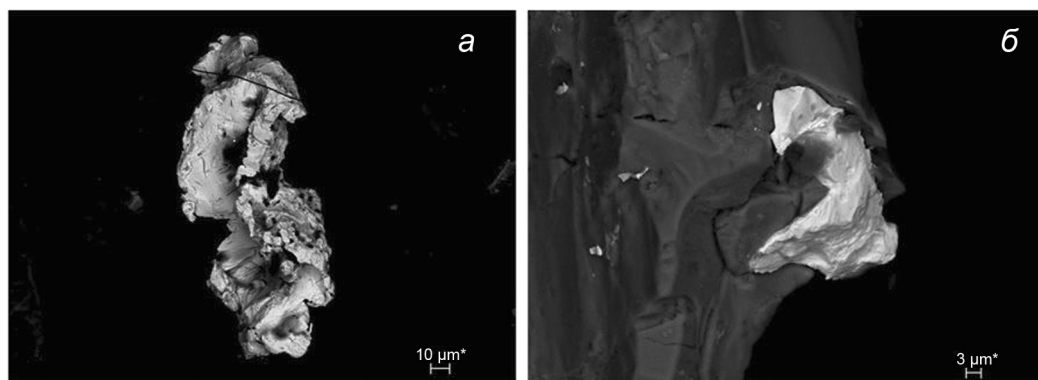


Рис. 4. Морфология самородного золота из диоритов Ариадненского массива.

а – высокопробная золотина; *б* – примазка низкопробного золота на пирите.

(весом до 500 кг) прошли стадию предварительного концентрационного обогащения с последующей электромагнитной сепарацией. Полученный гравитационный концентрат характеризуется высоким выходом магнитной фракции (93–95 % общей массы) и низким – немагнитной (5–7 %). Основу первой из них составляет ильменит, в небольших количествах фиксируется титаномагнетит.

Отличительной чертой материала фракции (ильменитового концентрата) являются высокие содержания (мас. %) TiO_2 (49.5) и незначительные примеси SiO_2 (1.02) и Cr (0.2), что вполне отвечает требованиям промышленного производства [1]. Нельзя не отметить высокий уровень присутствия в концентрате массовой доли (до 300 г/т) таких высокотехнологичных металлов, как Nb, Nd, Co, Cu.

Ильменит, в основном свободный, черного цвета, блеск полуметаллический, отмечается в виде кристаллов и их обломков. Кристаллы толстостолбчатые, уплощенные и изометричные, обломки угловатые и угловато-окатанные размером 0.05–2.0 мм. Грани кристаллов и поверхности обломков нередко неровные, грубоямчатые.

Немагнитная фракция, в сущности, представляет собой смесь анортита, кварца, роговой обманки, сфена и циркона. В незначительных количествах присутствуют монацит, рутил и апатит. Из рудных минералов преобладают сульфиды (единичные зерна пирита, арсенопирита, антимонита и галенита) и самородные металлы (золото, платина, цинк и никель). Составные компоненты фракции можно подразделить на две группы. Первая из них включает дефицитные для промышленности металлы Hf, Ce, Y (до 900 г/т). Во вторую входят Au и Pt, концентрации которых варьируют в пределах 0.5–3.0 г/т.

Особый интерес вызывают первые находки самородного золота и платины в россыпях узла. Все

золотины, выделенные из немагнитной фракции, по особенностям химизма можно разделить на три группы: ртутистую, медистую и серебристую. Первая из них образует мелкие зерна (менее 0.1 мм) изометричных очертаний, примечательные постоянным присутствием примесей (мас. %) Hg от 3.47 до 4.31. Концентрации Au и Ag колеблются, соответственно, от 53.72 до 55.37 и от 39.1 до 41.45. Они характеризуются невысокой гипергенной устойчивостью (рис. 5, *а*). Своеобразие вторичных преобразований выразилось в образовании высокопробной пористой диффузионной зоны шириной до 100 мкм, в которой практически полностью отсутствует Hg (рис. 5, *б*). Схожие изменения претерпевало гипогенное ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала [22], характеризующееся пониженными значениями пробы, монолитным (плотным) внутренним строением и прямой корреляцией концентраций Ag и Hg. Сходными характеристиками обладают изученные ртутистые фазы. Это позволяет сделать вывод о синхронной кристаллизации ртути и золота, а не о техногенном «заражении». Изложенные факты позволяют уверенно относить изученное ртутистое золото к природным твердым растворам системы Au-Ag-Hg.

Медистое золото представлено тонкими (менее 0.1 мм) изометричными выделениями ярко-желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих золотинок средней пробы (850–900 ‰) можно считать Cu (0.1–3.2 ат. %). В процессе микрондальных исследований установлен неравномерный характер распределения этого элемента. Размер гомогенных участков редко превышает первые десятки микронов.

Серебристое золото заметно отличается от медистых и ртутистых фаз как морфологией и крупностью выделений, так и присутствием многочисленных включений кварца. В группу входят низко-, средне- и высокопробные, в понимании [29], разно-

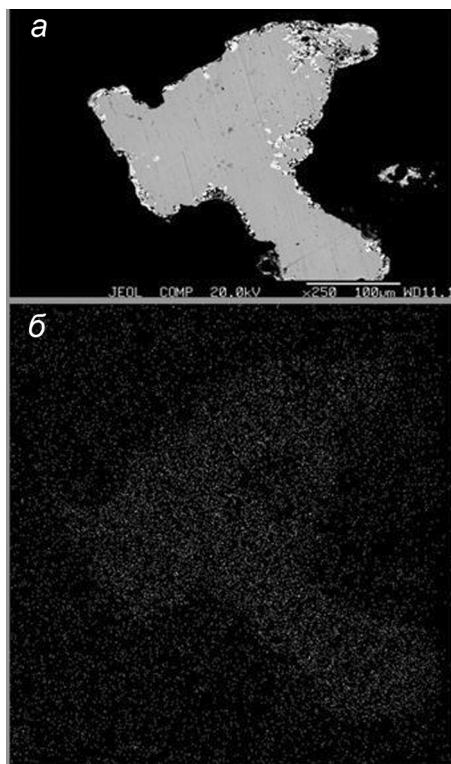


Рис. 5. Гипергенное преобразование Hg-электрума. Белые микрообособления – высокопробное золото.

Изображение: *a* – в обратных электронах; *б* – в рентгеновских лучах ртути.

видности золото-серебряных соединений. Наиболее широко представлены золотины средней пробы. Макроскопически эти обособления – комковидные (до 0.3 мм в поперечнике), редко пластинчатые частицы желтого цвета. Поверхность частиц – мелкоямчатая, окатанность – средняя, иногда плохая. Они характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний значений пробы от 850 до 930 ‰. В отдельных частицах наблюдаются мелкие вростки арсенопирита (рис. 6). Химический состав этого минерала (Fe – 32.3; As – 42.6; S – 19.6 мас. %) отличается избытком серы и дефицитом мышьяка по отношению к стехиометрии.

Макроскопически низкопробные фазы – мелкие (менее 0.1 мм) пластинчатые, иногда комковидные частицы желтого цвета. Они характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний пробы – от 670 до 740 ‰. На периферии зерен довольно часто наблюдаются коррозионные оболочки толщиной 35–50 мкм, где концентрации Ag значительно понижены по сравнению с центральной частью. Переход от матрицы к кайме резкий и хорошо прослеживается. Появление этих оболочек, по-видимому, связано с выносом примесей из золотин в зоне гипергенеза.

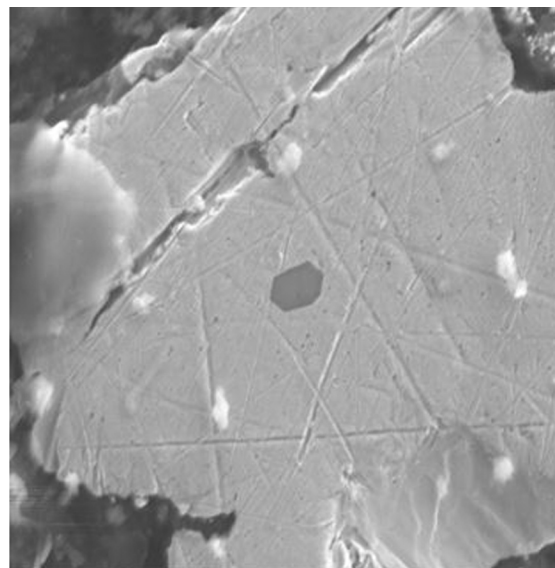


Рис. 6. Включение арсенопирита в самородном золоте, изображение в обратных электронах. Увел. 400.

Другая разновидность золото-серебряных соединений характеризуется высокими значениями пробы (до 970–999 ‰). Спорадически в этих золотилах обнаруживаются дискретные микроскопические обособления самородного серебра. Их появление, скорее всего, связано с гипергенными преобразованиями золота. Высвободившееся при этом серебро отлагалось в виде самостоятельных минеральных фаз.

Россыпь, как отмечалось ранее [31], является проекцией рудного тела на горизонтальную плоскость, сохраняя все особенности минерального состава, включая типоморфизм и минеральные ассоциации самородного золота. Так, присутствие ртутистых и медистых разновидностей благородного металла указывает на «ультрабазитовый» тип коренного источника. Находки самородного золота с высокими концентрациями Cu и Hg неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к гипербазит-базитам Урала, Приамурья [20, 32]. В пользу «ультрабазитового» типа коренного источника в нашем случае свидетельствует близость макросоставов шлихового золота и его аналогов из ультраосновных пород. Факт сохранения геохимических характеристик россыпных золотин первично-магматического генезиса имеет принципиальное значение, поскольку может использоваться при металлогенических построениях, а также оценке перспектив ресурсного потенциала территорий не только юга Дальнего Востока, но и других регионов.

Минералы металлов платиновой группы присутствуют в шлихах по сравнению с золотом в гораздо

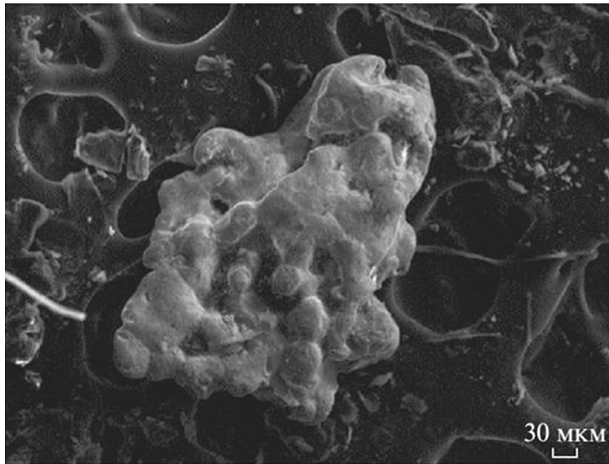


Рис. 7. Морфология зерен изоферроплатины.

меньших количествах. Шлиховая платина обычно встречается в виде комковатых обособлений неправильной или овальной, уплощенной формы, в поперечнике не превышающих 0.3 мм (рис. 7). Анализ изученных восьми зерен показывает, что они представлены твердыми растворами Fe-Pt, где ведущим минералообразующим элементом является Pt (87.1–90.8 мас. %). Их можно отнести, используя известную номенклатуру [45], к изоферроплатине с концентрацией Fe+Cu в интервале 25.7–27.9 ат. %. Минералы системы Fe-Pt близкого состава наблюдались и в других платиноидно-золотых россыпях Приморья, тяготеющих к интрузиям ультрабазит-базитов [21, 40].

Результаты проведенных исследований дают основания полагать, что в ариадненских россыпях помимо ильменита, золота, платины присутствует широкий спектр стратегических металлов (табл. 1). Основу шлихового материала составляет ильменитовый концентрат с высокой примесью V, Nb, Nd, Co, отвечающий нормам промышленного производства. Немагнитный концентрат примечателен присутствием таких дефицитных для промышленности металлов, как Hf и Y. Минералы благородных металлов в немагнитной фракции представлены ртутистой, медистой и серебристой разновидностями самородного золота, а также железистой платиной. В генетическом плане присутствие разнородных групп золота можно рассматривать как индикатор формирования россыпей с участием нескольких коренных источников. Наиболее активно в этом процессе участвовали базит-ультрабазиты Ариадненского массива, поставлявшие стратегические полезные компоненты, в первую очередь, ильменит, платину, ртуть-медьсодержащее золото. А находки золотин с включениями кварца, антимонита, арсенопирита отражают участие

в россыпеобразовании золото-сурьмяной минерализации.

Тодоховское рудопроявление

В верховьях р. Падь Тодохова широко развита сеть северо-восточных разрывных нарушений, контролирующих положение антимонит-кварцевых жил Тодоховского проявления, характеризующихся, как показали наши исследования, повышенной золотосодержимостью [39]. Большой частью они приурочены к экзоконтакту базит-ультрабазитов с углеродсодержащими (до 1–1.5 мас. %) осадочными породами. Черносланцевые толщи обогащены легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, им свойственны отрицательная европиевая аномалия (La/Yb достигает 6.2, суммарное содержание редкоземельных элементов составляет 151 г/т), а также высокие концентрации Rb, Sr, Ba (до 300 г/т).

По простиранию жилы мощностью до 1.5–2 м прослежены до 400 м, по падению – до 300 м. В рудных образованиях установлен широкий спектр элементов от петрогенных до редких, рассеянных и редкоземельных. Формирование сурьмяных руд сопровождается ростом, сравнительно с титановыми, содержаниями Rb и Ba (до 150 г/т), возможно связанным с их заимствованием из вмещающих черносланцевых пород. При этом сохраняются отрицательная европиевая аномалия, низкие концентрации тяжелых элементов и обогащенность легкими лантаноидами (La/Yb до 31.0, суммарное содержание редкоземельных элементов достигает 45.6 г/т). Концентрации основных полезных компонентов варьируются в следующих пределах: Au до 20.0 г/т, Ag – 500–1820 г/т, Sb – 0.18–23.4 мас. %.

Главный рудный минерал – антимонит – на отдельных участках занимает до 50 % жильной массы. Состав этого сульфида ($Sb_{2.11}S_{2.89}$) от стехиометрического отличается небольшим избытком сурьмы. Минералы серебра представлены небольшими выделениями самородного серебра (иногда с примесью Au до 2.5 мас. %), аргентитом и миаргиритом. Реже встречаются арсенопирит, пирит, галенит, алтаит. Из самородных металлов следует отметить Fe, Pb. Довольно часто фиксируются карбид железа, а также интерметаллические соединения систем Fe–Cr и Fe–Cr–Ni.

Самородное золото встречается обычно в виде комковидно-угловатых частиц (диапазон изменений гранулометрической шкалы колеблется в интервале 0.1–0.4 мм) в ассоциации с кварцем, галенитом, алтаитом. Состав изученных золотин (42 зерна) довольно постоянен и меняется в узких пределах (мас. %): Au – от 85.2 до 92.7, Ag – от 7.3 до 14.6 (табл. 2, ан. 1–8).

Таблица 1. Минералого-геохимические особенности магнитных и немагнитных концентратов титаноносных россыпей.

Минералого-геохимическая характеристика	Концентраты	
	Магнитный	Немагнитный
Химический состав	TiO ₂ – 39.79; Fe ₂ O ₃ – 34.47; MgO – 1.8; MnO – 0.42	SiO ₂ – 49.6; CaO – 13.2; Al ₂ O ₃ – 11.0; TiO ₂ – 9.4; ZrO ₂ – 4.23; P ₂ O ₅ – 4.15; Fe ₂ O ₃ – 3.23; MgO – 1.84; Na ₂ O – 1.67; K ₂ O – 1.18
Стратегические металлы	V, Nb, Nd, Co, Cu	Hf, Ce, Y, Au, Ag, Pt
Рудные минералы	Ильменит, титаномагнетит	Сульфиды (пирит, арсенопирит, антимонит, галенит) и самородные металлы (золото, платина, цинк и никель)
Гранулометрия	Ильменит – 0.1 мм – 5.74; 0.1-0.2 мм – 34.74; 0.2-0.5 мм – 53.24; 0.5-1.0 мм – 5.70; 1.0-2.0 мм – 0.58.	Благородные металлы – 0.2 мм
Состав основных россыпеобразующих минералов (число анализов)	Ильменит (50) Fe от 31.30 до 35.15 Ti от 31.09 до 35.15 O от 30.02 до 32.82 Si до 1.20 Al до 0.05 Mg до 0.49 Ca до 0.16 V до 1.10 Mn до 1.94 Hf до 1.32	Самородное золото Серебристое (140): 1. Au от 83.14 до 92.12; Ag от 8.11 до 14.91 2. Au от 67.14 до 74.52; Ag от 33.61 до 26.54 3. Au от 97.12 до 100; Ag от 3.12 до 0 Ртутистое (22): Au от 53.72 до 55.37; Ag от 39.1 до 41.45; Hg от 3.47 до 4.31 Медистое (26): Au от 85.49 до 90.10; Ag от 15.61 до 9.8; Cu от 0.1 до 3.2

Примечание. Концентрации компонентов приведены в мас. %. В скобках – число анализов.

Таблица 2. Состав самородного золота антимонит-кварцевых жил (мас. %)

№ п/п	Ag	Au	Rb
1	14.46	85.54	–
2	11.77	88.13	–
3	14.77	85.23	–
4	6.84	93.16	–
5	12.19	87.81	–
6	12.09	87.91	–
7	7.28	92.72	–
8	9.27	90.73	–
9	9.33	88.61	2.06

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже порога чувствительности электронного сканирующего микроскопа.

Особый интерес вызывают находки частиц металла (рис. 8) довольно необычного состава (мас. %), где помимо Au (84.49) и Ag (5.98), присутствуют С (5.54) и N (3.99).

Привлекает внимание наличие в отдельных золотилах (рис. 9) примеси Rb до 2.1 мас. % (табл. 2, ан. 9). Поверхности многих частиц золота покрыты нанораз-

мерной пленкой толщиной до 200–300 нм и состоящей (мас. %) из С (47.1), О (37.1), Si (4.8), Fe (2.8).

Конторское рудопроявление

В 3.5 км к северо-востоку от Тодоховского рудопроявления в углеродистых терригенных породах околотрузивной зоны Ариадненского массива, прорванных поздними дайками диабазовых порфиринов, локализовано Конторское проявление золото-медной минерализации. Рудовмещающие черносланцевые породы характеризуются щелочным (натровым) уклоном, высокими концентрациями Al₂O₃ и низкими TiO₂, а также повышенными количествами органического углерода (1.0–2.0 мас. % C_{орг}) и легких редкоземельных элементов (относительно тяжелых). Им свойственны отрицательная европиевая аномалия (La/Yb достигает 6.2, суммарное содержание редкоземельных элементов составляет 151 г/т), высокие концентрации U, Rb, Sr, Ba, Cu, Zn (до 100–200 г/т).

Благороднометаллическая минерализация, судя по фоновым материалам К.Н. Доброшевского (2010 г.), приурочена к зонам сульфидизации, прожилково-

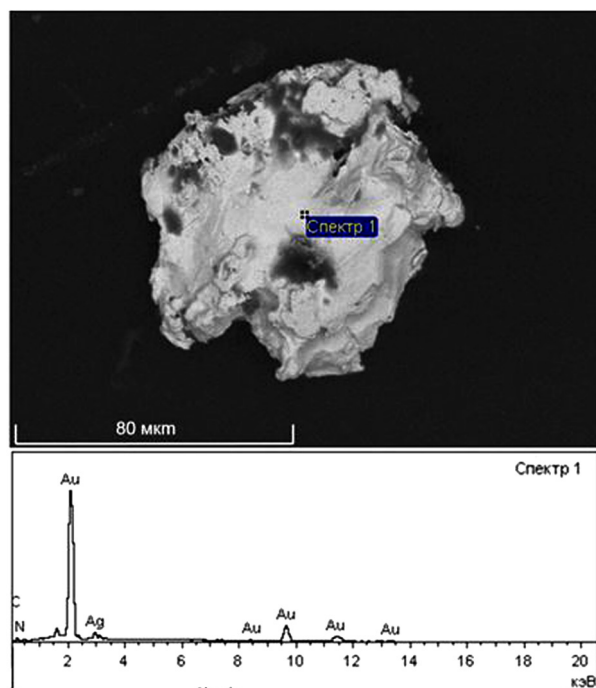


Рис. 8. Изображение N, C-содержащей частицы золота с соответствующим энергодисперсионным спектром.

вкрапленным рудам и метасоматитам. Зоны сульфидизации в углеродистых сланцах, сопровождающие медную минерализацию, представлены гнездово-вкрапленным и вкрапленным типами. Главными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит. В переменных количествах присутствуют монацит, рутил, самородное железо. Основной особенностью сульфидных минералов является присутствие примеси элементов платиновой группы (Pt – до 2.5, Os – 1.2, Ir – 1.2 мас. %). Повышенная платиноносность сульфидов вкрапленных руд в черных сланцах отмечалась ранее и на многих месторождениях Северо-Востока России [33]. Самородное золото чаще всего представлено мелкими частицами (не более 0.1–0.2 мм) округлой формы. Состав металла характеризуется высокими значениями пробы (до 990 ‰), лишь изредка в них отмечается примесь Sr (1.0–2.0 мас. %). В составе этих минералов сфокусировалась основная особенность формирования изученного проявления – дифференциация в процессе рудоотложения золота и платины от меди. Можно полагать вслед за [34], что зоны сульфидизации, сопряженные с прожилково-вкрапленной минерализацией и имеющие общий источник рудного вещества, являются промежуточным этапом становления медных руд.

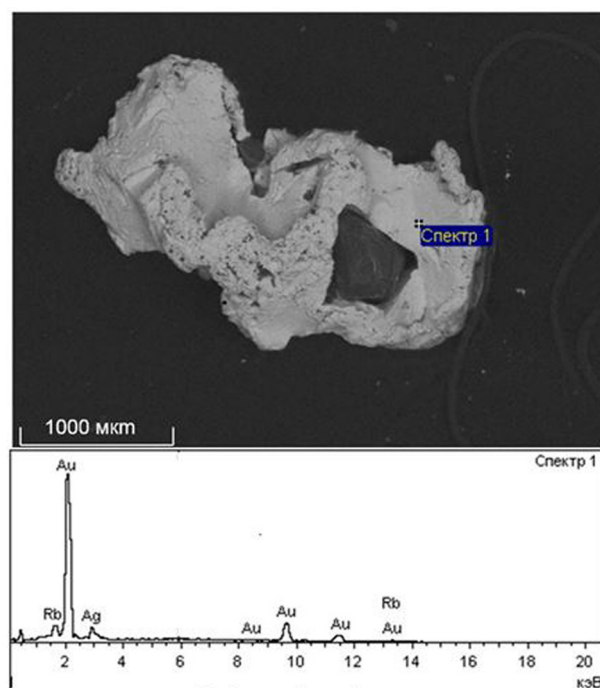


Рис. 9. Rb-содержащая золотина с соответствующим энергодисперсионным спектром.

Медное оруденение приурочено к близмеридиональному блоку интенсивно-трещиноватых пород, ограниченного на юге диагональным разрывом северо-восточного простирания, а на севере – долинами ключей. Зона прожилково-вкрапленной минерализации, вмещающая основную массу медной руды, в поперечном разрезе имеет линзовидную форму шириной основания до 300 м и по падению прослеженную на 300 м. При этом 95–98 % рудной массы приходится, включая обломки пород в брекчиях, на долю жильного выполнения. Количество рудных минералов обычно не превышает 2–5 %. Содержание (мас. %) Cu в целом по зоне составляет 0.37, на отдельных участках достигая 1.3–2.2, Zn – от 0.1 до 0.3, а Mo – до 0.008 лишь в отдельных случаях. Концентрации Au колеблются от 0.1 до 1.5 г/т, Ag – от 0.5 до 1.0 г/т.

Жильные минералы представлены в основном кварцем, в подчиненных количествах присутствует кальцит. Главным рудным минералом неизменных прожилково-вкрапленных руд является халькопирит. В переменных количествах присутствуют пирит, сфалерит, галенит; к редким минералам относятся тетраэдрит, антимонит, самородная медь. В сростаниях с халькопиритом довольно часто обнаруживается самородное золото, образующее мелкие выделения (не более 0.1 мм) неправильной формы (рис. 10). Состав

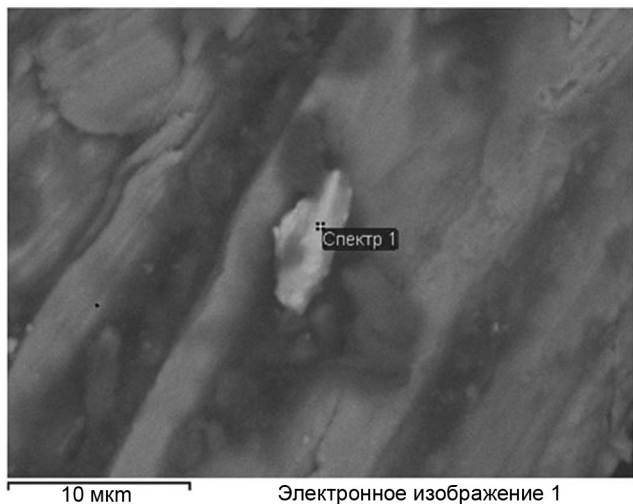


Рис. 10. Изображение медистой золотины Конторского рудопроявления.

золота характеризуется присутствием значительной примеси меди (от 22.2 до 26.4 мас. %). При этом содержание Au варьируется (мас. %) от 65.6 до 70.0, а Ag до 7.1 до 15.1 (табл. 3). Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показывает, что эти золото-медистые фазы отвечают купроауриду – Cu (AuAg) – минералу, возникающему на поздних этапах ультраосновного магматизма [22, 30], что, по-видимому, наблюдается и в нашем случае.

Особое внимание привлекают метасоматиты кварц-серицитового состава, сопровождающие внутрирудную дайку диабазовых порфиритов и занимающие резко секущее положение к более ранним прожилково-вкрапленным рудам. В плане ареал гидротермальных изменений имеет форму линзы длиной до 200 м и максимальной мощностью в 36 м. Текстура пород, слагающих метасоматиты, брекчиевая с интенсивным развитием процессов лимонитизации и выщелачивания. Рудная минерализация локализована в виде вкрапленности и прожилков пирит-кварцевого состава. Распределение металла неравномерное от 0.4 до 1.8 г/т. На участках совмещения метасоматитов и прожилково-вкрапленной минерализации содержания Au достигают до 10.7 г/т, в единичных пробах – 124 г/т. Содержание Ag при этом составляют 96 г/т. Минералы благородных металлов представлены группами соединений в системах Au-Cu и Au-Ag. Минералы последней представлены самородным серебром высокой химической чистоты (примесь Au не превышает 2.1 мас. %). В системе Au-Cu необходимо отметить прежде всего фазы медистого золота с высокой концентрацией U (до 2.3 мас. %) и Zn (до 1.3 мас. %), а также самородной меди.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выяснения особенностей происхождения рудного вещества предлагается рассмотреть две модели: магматическую и гидротермальную. Первая из них основана на предположении о первично-магматическом генезисе благороднометалльной минерализации, ее связи с ультрабазитами. О возможности существования самородных металлов в мантии свидетельствуют металлические пленки, в том числе и золотые, на алмазах [18]. Помимо золотых пленок, на алмазах установлено присутствие первичных включений ильменитов, что нашло свое отражение в формировании золото-ильменитовых руд Ариадненского месторождения. Ранее отмечалось [10], что транспорт благородных металлов может осуществляться в виде углеродсодержащих комплексов, таких как карбонилы, алогенкарбонилы, металлофуллерены, устойчивых при температурах выше 400–500 °С. Мантийный флюид, судя по исследованиям газовых включений в первичных породообразующих минералах из ультрабазитов Полярного Урала [3], весьма насыщен разнообразными летучими углеродистыми соединениями (CO, CO₂, CH₄, C₂H₄, C₂H₆ и др.), а также свободным водородом и азотом. Водородно-метановый газовый режим способствовал восстановлению самородных металлов с растворенными в них азотом и углеродом. Это практически тот же спектр основных примесей, что и в самородном золоте антимонит-кварцевых жил Тодоховского проявления из экзоконтактовой зоны ультрабазитов. Более того, появление углеродистого пленочного покрытия на этих золотинах, возможно, связано с каталитическими реакциями разложения металлоорганических соединений с образованием твердых фаз на поверхности катализатора, в данном случае, золота [26]. Наличие углеродистых пород во внешнем контуре интрузии могло оказаться благоприятным фактором для локализации медных руд Конторского проявления. Эти осадочные породы могли играть роль геохимического восстановительного барьера для рудоносных флюидов, продуцируемых интрузией ультраосновного состава. Присутствие купроаурида в рудных образованиях [23], в нашем случае медной минерализации, может рассматриваться как отражение их генетических связей с ультрабазитами.

Для оценки источников рудного вещества был проанализирован изотопный состав серы сульфидов, а точнее пирротина золото-титановых руд Ариадненского месторождения, антимонита золото-сурьмяных образований Тодоховского проявления, а также пиритов медных руд и золотоносных метасоматитов Конторского проявления (рис. 11).

Таблица 3. Состав медистого золота Конторского рудопроявления, мас. %

№ п/п	Ag	Au	Cu	Кристаллическая формула
1	8.95	65.69	25.36	$Cu_{0.96}(AuAg)_{1.04}$
2	7.62	65.89	26.49	$Cu_{1.02}(AuAg)_{0.98}$
3	15.14	62.57	22.29	$Cu_{0.90}(AuAg)_{1.10}$
4	7.14	69.92	22.94	$Cu_{0.92}(AuAg)_{1.08}$

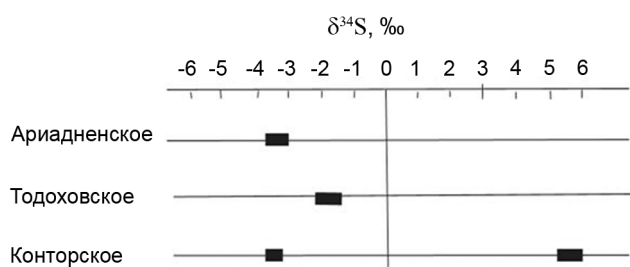


Рис. 11. Изотопный состав серы сульфидов Ариадненского узла.

Было установлено, что изотопные характеристики серы этих сульфидов в целом обладают высокой степенью гомогенности, укладываясь в довольно узкий интервал, несколько облегченный относительно ультраосновных пород [57]. При этом, значения $\delta^{34}S$ (4 анализа) пирротина меняются от -3.0 до -3.1 ‰. Для антимонитов величины $\delta^{34}S$ (5 анализов) сдвигаются в более тяжелую сторону от -1.8 до -1.5 ‰, тогда как значение $\delta^{34}S$ для пиритов медных руд (4 анализа) варьируется от -3.1 до -3.5 ‰. Изотопное фракционирование обусловлено, скорее всего, изменениями физико-химических характеристик рудообразующих флюидов (Eh-pH, температуры) в направлении от центра интрузии (ильменитовые габбро, золото-титановые руды) к ее периферии, обусловивших развитие в экзоконтакте и околотитановой зоне ультрабазит-базитов золото-сурьмяных и золото-медных образований. В сущности, изотопно-легкий состав сульфидной серы разнотипных руд свидетельствует, скорее всего, об участии в их формировании коровых процессов. Представляется, что наиболее вероятным источником серы были коровые породы, обогащенные органическим веществом, контаминированные в процессе становления Ариадненской интрузии. Сульфат-редукция осадочных сульфатов привела к появлению значительных количеств сероводорода [58]. Этот сероводород участвовал в формировании как сульфидов титановых руд, так и сурьмяной и медной минерализации. Появление сурьмы и меди в рудоносных флюидах также может быть связано с их мобилизацией из корового вещества. К настоящему времени накоплен

значительный материал [24], указывающий на возможность корового происхождения многих металлов, в том числе сурьмы и меди. Недавние исследования показали [44, 53, 56], что в формировании позднемеозойских золоторудных месторождений Северо-Востока Китая, сопредельного с Приморьем, также участвуют мантийные и коровые процессы.

В основе другой модели лежат представления о генетической связи золотой минерализации Конторского рудопроявления с интрузиями второй фазы Ариадненского массива. Так, изотопный состав серы пиритов золотоносных метасоматитов (4 анализа) заметно отличается от сульфидной серы золото-титановых, золото-сурьмяных и медных руд, изменяясь в интервале от 5 до 5.8 ‰ (рис. 11). Утяжеленный вес серы этих минералов, по свидетельству [46], позволяет полагать о магматической природе рудного вещества. Это в полной мере согласуется с мнением о том, что формирование медной и золотой минерализации в пределах Конторского рудопроявления было разделено внедрением поздних даек диабазов и сопряженными с ним процессами экзоконтактового метаморфизма и гидротермальной переработки. Присутствие примеси Zn и U в отдельных золотилах увязывается с их экстракцией из черных сланцев. При этом, часть минералов Cu-Au могла возникнуть при воздействии золотоносных гидротерм (связанных с дайкой) на медное оруденение. Как показали эксперименты по гидротермальному синтезу медистого золота, при температурах ниже 500 °C на медьсодержащих пластинах образуются мелкие кристаллы купроаурида [19]. Избыток Ag и Cu реализовался в виде самородных серебра и меди. По близкой схеме [36] кристаллизовалось медистое золото месторождения Золотая Гора в зоне влияния Карабашского массива ультрабазит-базитов (Урал).

Полученные материалы указывают на то, что внешний контур ультрабазит-базитов, где углеродистые породы могли играть роль физико-химических барьеров для разгрузки золотоносных флюидов, перспективен на выявление промышленного оруденения. Ариадненская интрузия в этом контексте обнаруживает черты сходства с Кедровским и Ирокиндинским массивами ультрабазит-базитов (Забайкалье), где наряду с ильменит-титаномагнетитовыми рудами от-

мечены золотоносные кварцевые жилы [15]. В непосредственной близости от массивов разрабатываются Кедровское и Ирокиндинское золоторудные месторождения, представленные убогосульфидными и сульфидно-кварцевыми жильными образованиями.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате выполненных исследований на примере Ариадненской интрузии показано, что в формировании позднемезозойских рудоносных ультрабазит-базитов Сихотэ-Алиня участвуют мантийные и коровые процессы. При этом в площадном распределении разнотипных руд просматриваются элементы зональности, свидетельствующие в пользу общего мантийно-корового источника рудного вещества: в центре интрузии ультрабазит-базитов сосредоточена золото-титановая минерализация (Ариадненское месторождение), в ее экзоконтакте – золото-сурьмяные руды (Тодоховское проявление), на удалении к северо-востоку – золото-медные образования (Конторское проявление). Присутствие купроаурида в рудных образованиях последнего рассматривается как отражение их генетических связей с поздними этапами ультрабазит-базитового магматизма. Формирование золото-медного оруденения осложнено внедрением поздних даек диабазов, сопряженном с поступлением в гидротермальную систему флюидов, производных интрузий второй фазы. Рудообразование сопровождалось гидротермальной переработкой медной минерализации и выносом рудогенных элементов из осадочных пород, отличающихся их повышенной концентрацией по сравнению с эдуктом, с последующим поступлением в минералообразующую систему. Присутствие примеси U и Zn в золоте метасоматитов указывает на возможность участия в рудообразовании углеродсодержащих пород околоинтрузивной зоны.

Для выяснения геодинамического режима формирования рудной минерализации необходимо проведение дополнительных исследований, включающих изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические изучения магматических образований исследуемой площади.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00093 (<https://rscf.ru/project/23-17-00093>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байбеков М.К., Попов В.Д., Чепрасов И.М. Производство четыреххлористого титана. М.: Металлургия, 1980. 120 с.
2. Белянский Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52), 53). Оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 684 с.
3. Брянчанинова Н.И. Газовые включения в породообразующих силикатах ультрабазитов Полярного Урала, как характеристика флюидного режима мантии. Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 88–90.
4. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атрашенко А.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53. Хабаровск. Объясн. зап. СПб.: Картф-ка ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
5. Вржосек А.А., Сясько А.А., Бортина Т.И. Строение и состав гипербазитового массива р. Черемшанки // Природа базитов и гипербазитов Востока Азии. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. С. 29–39.
6. Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Колмаков Ю.В. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов южного Заангарья, Енисейский кряж // Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2012. Т. 320, № 1. С. 63–70.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
8. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана». Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
9. Гриненко В.А. Приготовление двуокиси серы для изотопного состава // Журн. неорганической химии. 1962. № 7. С. 2578–2582.
10. Жмодик С.Н., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий – платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 2. С. 228–243.
11. Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969. 115 с.
12. Зимин С.С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 134 с.
13. Зябрев С.В., Шевелев Е.К. Аккреция Анюйской зоны, тектоническая зональность и развитие Самаркинского аккреционного комплекса: детализация сценария эволюции Сихотэ-Алинского сегмента Восточноазиатской континентальной окраины // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 6. С. 47–68. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-6-47-68.
14. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
15. Кислов Е.В., Гусев Ю.П., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А. Титаноносность Западного Забайкалья // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 5–14.
16. Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U–Th–Pb системы) // Геохимия. 2011. № 5. С. 462–472.
17. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.
18. Макеев А.Б., Филиппов В.Н. Металлические пленки на

- природных алмазах (месторождение Ичетью, Средний Тиман) // ДАН. 1999. Т. 368, № 6. С. 808–812.
19. Марчук М.В., Иванова Л.А. Образование медистого золота в зависимости от флюидного режима // ДАН. 2009. Т. 426, № 3. С. 377–379.
 20. Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. Роль апогипербазитов в формировании платиноидно-золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. Т. 2. С. 219–232.
 21. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // ДАН. 2008. Т. 422, № 4. С. 536–538.
 22. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ, 1987. 96 с.
 23. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
 24. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М: Наука, 1986. 232 с.
 25. Октябрьский Р.А., Владыкин Н.В., Ленников А.М. и др. Химический состав и геохимические особенности Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива с карбонатитами (Приморье) // Геохимия. 2010. № 8. С. 829–842.
 26. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 264 с.
 27. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 28. Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. (Интернет ресурс: <http://geochronatlas/vsegei.ru>).
 29. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 345 с.
 30. Рамдор П.О. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникших при серпентинизации // Геология руд. месторождений. 1967. № 2. С. 32–43.
 31. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990. 292 с.
 32. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
 33. Сидоров А.А., Гончаров В.И., Приставко В.А. и др. О металлах платиновой группы на Наталкинском золоторудном месторождении (Северо-Восток России) // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 6. С. 801–804.
 34. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 37–49.
 35. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Котляров А.В. Петрогенезис меймечитов Сихоте-Алиня (данные по расплавленным включениям) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 6. С. 34–49.
 36. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (о «золото-родингитовой» формации). М: Науч. мир, 2002. 220 с.
 37. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-38-3-4-37.
 38. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые находки самородных золота и платины в ильменитовых россыпях Ариадненской интрузии базит-ультрабазитов (Приморье) // Докл. АН. 2020. Т. 492, № 2. С. 39–43. DOI: 10.31857/S2686739720060079.
 39. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые данные о золото-сурьмяной минерализации Ариадненской интрузии ультрабазитов (Приморье) // Докл. РАН. 2022. Т. 507, № 2. С. 202–208. DOI: 10.31857/S2686739722600540.
 40. Шашкин В.М., Столяренко В.В., Ботова М.М. Платинометаллическая минерализация Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 3. С. 710–714.
 41. Щека С.А., Вржосек А.А. Редкий тип магматической платино-золотой минерализации в базит-гипербазитовых интрузиях // Типоморфные ассоциации аксессуарных минералов и микроэлементов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 82–85.
 42. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании центрально-азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
 43. Abbott D.H., Isley A.E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // J. Geodynamics. 2002. V. 34. P. 265–307.
 44. Han S.J., Yang Y.C. et al. New insights into the genesis of the Sipingshan gold deposit in eastern Heilongjiang, northeastern China: Evidence from geology, U-Pb and Rb-Sr geochronology, geochemistry, and H–O–S–Pb isotopes // Ore Geol. Rev. 2023. V. 154, 105325. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105325>.
 45. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group elements Allous: Review and Revision // Can. Miner. 1991. V. 29. P. 231–237.
 46. Ishihara S., Sasaki A. Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith – a reconnaissance study // Geol. 1989. V. 17, N 9. P. 788–791. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017).
 47. Ishiwatari A, Ichiyama Y. Alaskan-type plutons and ultramafic lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan // Internat. Geol. Rev. 2004. V. 46. P. 316–331.
 48. Ivannikov S.I., Markin N.S., Zheleznov V.V. Nuclear // Technology and radiation protection. 2021. V. 36, N 1. P. 12–17. <https://doi.org/10.2298/NTRP201217005I>.
 49. Izokh A.E., Polyakov G.V., Hoa T.T. Syncollision and synshearing ultramafic-mafic associations of Western Mongolia, China and North Vietnam // Large igneous provinces through Earth history. Tomsk: CSTI Publ. house, 2019. P. 52–54.
 50. Khanchuk A.I. Pre-neogene tectonics of the sea-of-Japan region: a view from the russian side // Earth Sci. (Chikyu Kagaku). 2001. V. 55, N 5. P. 275–291.
 51. Khanchuk A.I. Geodynamics, magmatism, and metallogeny of the East Russia, Russian East: in 2 books. Vladivostok: Dal'nauka, 2006. N 2. P. 573. (Physics Reports).
 52. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin

- orogenic belt, Russian Southeast: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2015.10.023>.
53. Li S.D., Wang Z.G., Wang K.Y. et al. Re–Os Pyrite geochronological Evidence of three mineralization styles within the Jinchang Gold Deposit, Yanji–Dongning Metallogenic Belt // *Minerals*. 2018. V. 8. 448 p. doi: 10.3390/min8100448.
54. Naldrett A.J. et al. A history of our understanding of magmatic Ni–Cu sulfide deposits // *The Can. Mineralogist*. 2005. V. 43, N 6. P. 2069–2098. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2069>.
55. Nixon G.T., Schetl J.I., Scoates J.S. et al. Syn-accretionary multistage assembly of an Early Jurassic Alaskan-type intrusion in the Canadian Cordillera: U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Turnagain ultramafic–mafic intrusive complex, Yukon–Tanana terrane // *Can. J. Earth Sci.* 2019. V. 57, N 5. P. 575–600. <https://doi.org/10.1139/cjes-2019-0121>.
56. Ren Y.S., Chen C., Zou X et al. The age, geological setting, and types of gold deposits in the Yanbian and adjacent areas, NE China // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 73. P. 284–297. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.013>.
57. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // Longman Group UK Ltd. 1993. 352 p.
58. Seal R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Rev. Mineralogy and Geochemistry*. 2006. V. 61. P. 633–677. <https://doi.org/10.2138/RMG.2006.61.12>.
59. Shcheka S.A., Vrzhosek A.A., Vysotskiy S.V. Yurasic meymechite picrite complexes of Primorye, Russia: comparative study with komatiite and Japanese picrate suites // *Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism*. Khabarovsk, 2003. P. 184–200.
60. Song X-Y., Chen L-M., Deng Y-F., Xie W. Syncollisional tholeiitic magmatism induced by asthenosphere upwelling owing to slab detachment at the southern margin of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soci.* 2013. V. 170. P. 941–950. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-130>.
61. Unganai D.A.B., Imai A., Takahashi R. et al. Genesis of magmatic ilmenite ores associated with the Mazua ultramafic intrusion, NE Mozambique // *Ore Geol. Rev.* 2022. 143. 104760. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104760>.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

после доработки 23.05.2023 г.

принята к печати 06.07.2023 г.

A.I. Khanchuk, V.P. Molchanov

Ore potential of the Late Mesozoic Ariadnensky massif of ultramafic, mafic and granitoid rocks (Sikhote-Alin orogenic belt)

In the south of the Russian Far East, a new promising type of sources of strategic and critically important metals (titanium, gold, platinum, niobium, hafnium, copper, antimony, etc.) has been identified: those are complex ores and placers spatially and genetically related to the late mesozoic (cenomanian) synorogenic intrusions of ultramafic–mafic rocks of the Sikhote-Alin orogenic belt. An example of this is the Ariadnensky massif of ultramafic, mafic and granitoid rocks with manifestations of gold–titanium mineralization in its mafic part, gold–antimony mineralization in the exocontact, and gold–copper mineralization in the near-intrusive zone. The main mineralogical and geochemical features of these ore formations have been determined. The typomorphic properties of native gold from ultramafic rocks have been revealed. It is shown that mantle and crustal processes were involved in the formation of different types of ore. The materials obtained provide new opportunities for the reassessment of the strategic metals resource potential of Primorye.

Key words: gold, platinum, ilmenite, mineralogy, geochemistry, isotopy, ultramafic–mafic rocks, granitoids, Ariadnensky massif, Sikhote–Alin, Primorye.