

## ИОРОХАНСКИЙ КОМПЛЕКС МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА: ГЕОЛОГИЯ, ВОЗРАСТ, ЗОЛОТОНОСНОСТЬ

*Е.В. Нугай<sup>1</sup>, В.А. Гурьянов<sup>1</sup>, С.Н. Добкин<sup>2</sup>, М.В. Архипов<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: guryanov\_v@mail.ru

<sup>2</sup>Акционерное общество «Дальневосточное ПГО» Росгеология, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 6 сентября 2018 г.

В статье проанализированы и обобщены новые данные, полученные в результате выполненных за последние десятилетия геологических, геохронологических и металлогенических исследований магматических образований золотоносного иороханского комплекса восточной части Буреинского массива. Показано, что в составе иороханского комплекса малых интрузий определяющими являются четыре фазы, породы которых принадлежат гипабиссальным и субвулканическим интрузивным фациям; охарактеризованы особенности их состава и структурно-тектонические условия локализации; приведены геологические и геохронологические ( $103 \pm 1.0 - 97.4 \pm 6.5$  млн лет) данные об их возрасте – поздний альб–ранний сеноман. По соотношению глинозёма, кальция и щелочей большинство их составов соответствуют высокоглиноземистым магнезиальным и магнезиально-железистым разновидностям I-типа ( $A/CNK < 1.1$ ) с пониженными концентрациями HFSE, в том числе HREE. Глубинными источниками иороханских диоритов могли быть расплавы, сформировавшиеся за счёт плавления амфиболитового источника. Дана краткая характеристика месторождения Нони и рассмотрены основные факторы локализации золоторудной минерализации. Ареалы иороханских магматитов Восточно-Буреинской вулcano-плутонической зоны можно рассматривать в качестве одного из фрагментов пограничной структуры между континентальной окраиной восточной части Буреинского массива и аккреционными призмами Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Предполагается, что иороханский комплекс малых интрузий представляет собой небольшой фрагмент обширной полосы распространения позднеальб-раннесеноманских магматитов юга Дальнего Востока, которые формировались в обстановке трансформной континентальной окраины и типичного для таких окраин сочетания зон синдвигового сжатия и растяжения с развитием депрессий типа «pull-apart».

**Ключевые слова:** иороханский комплекс малых интрузий, силлы, дайки, ранний мел, золоторудная минерализация, диориты, риодациты, Нонинская вулcano-купольная структура, Буреинский массив, Дальний Восток России.

### ВВЕДЕНИЕ

В современных схемах магматизма [2, 6, 14] к раннемеловым интрузиям восточной части Буреинского массива (БМ) Центрально-Азиатского складчатого пояса относятся магматические образования иороханского, буруинского и кульдурского комплексов, сложенные преимущественно породами среднего и кислого состава [1, 10, 15–18]. Наибольший интерес для исследователей представляют магматические образования сложнодифференцированного, состоящего из четырёх фаз, золотоносного иороханского комплекса. Этот комплекс, впервые выделенный в 1974 г. В.К. Путинцевым в качестве самостоятельного петрографического подразделения, представлен «пёстры-

ми» по составу, маломощными силлами, штоками и дайками [2, 6]. С внедрением малых интрузий иороханского комплекса связано формирование золоторудной минерализации Нонинского рудного узла и золоторудные проявления Иорикское, Александровское, Горы Чёрной и др., являющиеся объектами пристального внимания исследователей [1–5, 11, 15–21, 23, 24]. На современных схемах минерагенического районирования перечисленные объекты входят в состав Восточно-Буреинской золоторудно-россыпной минерагенической зоны (ВБМЗ) [1, 6, 15] или металлогенического пояса [1, 11] Приамурской золоторудной провинции [19]. Представления об особенностях структурного и тектонического положения, состава

пород разных фаз иороханского комплекса и связанной с ними золотонности по результатам исследований последних лет претерпели существенные изменения и уточнения; получены новые данные о возрасте пород комплекса и золотонности. Наиболее полно нами изучены широко распространённые породы первой фазы.

Цель исследований – анализ и обобщение фондовых, опубликованных и собственных данных по иороханскому магматизму и связанной с ним золотонности, характеристика пород комплекса и выяснение его геологических особенностей. При этом были поставлены следующие основные задачи: а) изучение состава пород разных фаз иороханского комплекса, б) выявление структурных и тектонических критериев локализации интрузивов и связанной с ними золоторудной минерализации; в) обобщение результатов U-Pb SHRIMP датирования цирконов из диоритоидов и уточнение возраста; г) характеристика золоторудных объектов в свете новых данных; д) выяснение условий формирования диоритоидов первой фазы и источников их расплавов, геодинамическая интерпретация. В качестве основного объекта исследований были выбраны малые тела многофазного иороханского комплекса Нонинского интрузивно-купольного поднятия и структуры его окружения в восточной части Буреинского массива.

#### МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились на основе минералого-петрографического и петрогеохимического изучения наиболее широко распространённых пород иороханского комплекса, пробы из которых были отобраны в процессе геологического изучения района с 2013 по 2016 гг. Нами были также использованы результаты полного химического (силикатного) анализа диоритоидов первой фазы, полученные предшествующими исследователями [2, 6]. Определение содержаний петрогенных оксидов (мас. %) в породах было выполнено в ЦЛ АО «Дальгеофизика». Элементы примеси определены методом ISP-MS в Хабаровском инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Методика анализа – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (аналитики А.В. Штарёва, Ю.А. Лушникова). Прибор: масс-спектрометр ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (USA). Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составляла 3–10 %.

Отбор и минералогическое изучение зерен цирконов проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). U-Pb изотопный анализ циркона, выделенного для возрастного датирования, выполнен на ионном

микронзонде SHRIMP-II по стандартной методике [37]. Катодоллюминисцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе ABT55 в обычном рабочем режиме. Обработка данных осуществлялась по программе SOUID [28] с нормированием U-Pb отношения по стандартному циркону TEMORA [25]. Погрешности для единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, для вычисления конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне двух сигма. При построении графиков с конкордией применялась программа ISOPLOT/Ex [25].

#### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ИОРОХАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Раннемеловые интрузивы иороханского и его возрастных аналогов – буриндинского и кульдурского комплексов, исходя из анализа современных Госгеолкарт-1000 [1, 2, 14, 15], прослеживаются в субмеридиональном направлении от территории Китая в пределы Малохинганского и Туранского блоков Буреинского массива (БМ) (рис. 1). Пространственно они располагаются в узлах пересечения субмеридиональных тектонически ослабленных зон с зонами Мельгинского и Хинганского (Сутырского) региональных разломов северо-восточного простирания. Восточнее, в зоне сочленения БМ с Сихотэ-Алинской складчатой системой (САСС), ареалы иороханских магматитов ограничиваются субмеридиональными Тастахским и Куканским глубинными разломами, являющимися северным и восточным звеньями краевых швов массива [2, 8]. В понимании М.И. Ициксона [9], М.В. Чеботарёва [10] и ряда других исследователей, ареалы меловых интрузивов и вулканитов южной части БМ соответствуют Малохинганской и Тырмо-Гуджалской вулcano-плутоническим зонам (ВПЗ) Хингано-Охотского оловоносного магматического пояса, в который также включаются Баджалская, Эзоп-Ям-Алинская и ряд других вулcano-плутонических зон [3, 4, 16, 23, 24]. В отличие от них, М.В. Мартынюк [10], А.Ф. Васькин [1, 2] и Г.В. Роганов [15] считают, что формирование раннемеловых вулcano-плутонических комплексов в пределах восточной части БМ происходило одновременно с накоплением континентальных терригенных отложений Тырминской и Кындальской впадин. Кындальская впадина унаследовала субмеридиональный структурный план и стиль деформаций Буреинского краевого прогиба, на который она наложена [2, 6, 8].

Альб-сеноманская угленосная моласса кындальской свиты (мощностью до 1000 м) с угловым несогласием перекрывает средне-верхнеюрскую молассу

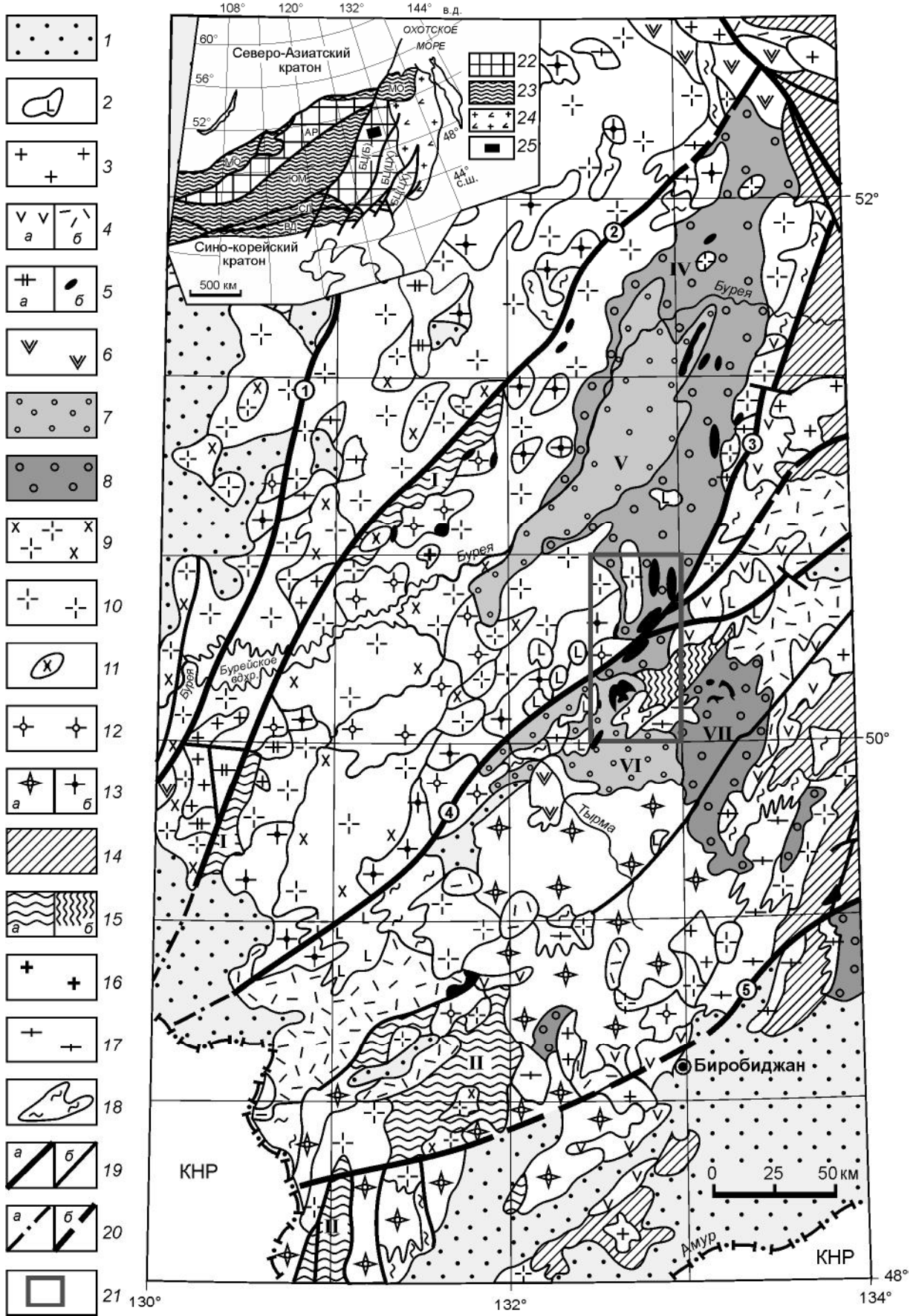
талымджанской свиты прогиба при очень пологом до горизонтального залегании. Разрез молассы в Кындальской впадине представлен пёстрым набором терригенных пород с пластами кислых пепловых туфов, а в самой верхней части – слоями известняков, известковистых песчаников и туфов [2, 6, 8]. Наличие мощных (до 400 м) пачек конгломератов в основании альб-сеноманской кындальской свиты свидетельствует о начавшейся в конце раннего мела тектоно-магматической активизации [2, 8], обусловленной формированием иороханского вулcano-плутонического ареала. Исходя из этого, континентальные вулканоструктуры и ареалы сопряжённых с ними иороханских интрузивов раннемелового возраста восточной части БМ, отделённые от структур Сихотэ-Алинского орогенного пояса зоной пониженной магматической активности, включаются в состав Восточно-Буреинской ВПЗ [1, 2, 15]. Восточная граница ВПЗ совпадает с контурами субмеридионального Баджало-Тайканского регионального минимума силы тяжести [10]. Здесь же краевой шов БМ – зона влияния Тастахского глубинного разлома – выражается резкой ступенью гравитационного поля [8]. В то же время обширный интенсивный минимум гравитационного поля в восточной части БМ, охватывающий ареалы даек иороханских магматитов, отражает область разуплотнения земной коры [6]. Многочисленные дайковые тела иороханского комплекса в полях развития палеозойско-раннемезозойских образований дают основание связывать формирование этой области разуплотнения с крупным массивом гранитоидов, кровля которого, по данным геоплотностного моделирования, фиксируется в интервале глубин от 1.5 до 14.0 км [6, 15]. Наиболее детально исследовано Нонинское интрузивно-купольное поднятие, по [10, 19], или вулcano-купольная структура (ВКС), по [20, 21], площадью 108 км<sup>2</sup>, вмещающая одноимённое месторождение золота [1, 6, 15]. Силлы, штоки и дайки, сложенные в основном диорит-порфиридами, диоритами, габбро, долеритами и более поздними кислыми разновидностями пород, прорывают доальбские образования этого поднятия (рис. 2).

На правом берегу р. Кевыты (правый приток р. Гуджал), силлы диорит-порфиритов мощностью до 200 м образуют многоэтажные постройки среди отложений верхнеюрской дубликанской свиты Тырминской впадины. Они распространены вокруг центрального штока постройки, сложенного габбро и габбродиоритами. При этом установлено, что подошва и кровля силлов по мере удаления от штока снижаются на более низкие гипсометрические уровни, подчёркивая купольный характер ВКС. Контакты силлов субсогласны со слоистостью вмещающих осадочных

толщ среднеюрской эпиканской и верхнеюрской дубликанской свит. Ближе к центру ВКС силлы сменяются гарполитами. Осложняют постройку серия разноориентированных разрывов и морфологически сложные тела гранодиоритов, риодацитов, риолитов второй, третьей фаз и «пёстрые» по составу дайки четвёртой фазы [6]. По геолого-геофизическим данным, ВКС в значительной степени эродирована. На дневной поверхности она представлена своими корневыми частями. В магнитном поле Нонинской ВКС соответствует относительно изометричная положительная аномалия с максимальными значениями до 1250 нТл в центральной её части, представленной штоком амфибол-пироксеновых габбро, сменяющихся по периферии габбродиоритами. Диориты в виде полосы окаймляют выходы габброидов. В гравитационном поле ВКС тяготеет к северной части локального интенсивного минимума до 14 км в поперечнике. Предполагается, что ему соответствует залегающий на глубине интрузив меловых гранитоидов, имеющий связь с дайками риодацитов и риолитов четвёртой фазы [6]. ВКС располагается на пересечении меридиональной тектонически ослабленной зоны с зоной северо-восточного Хинганского глубинного разлома.

На стадии петрографического изучения образований иороханского комплекса установлено присутствие среди них пород субвулканических фаций: риолитов, риодацитов, дацитов, андезитов и долеритов, что также отмечалось и другими исследователями [10, 20, 21]. На изданных геологических картах [1, 2, 14, 15] этот комплекс фигурирует в ранге плутонического без подразделения на фазы. Присутствие субвулканических пород в его составе является характерным признаком вулcano-плутонического комплекса. Многочисленные тела иороханского комплекса на основании изучения их состава и контактов между ними разделены на четыре фазы внедрения.

К первой фазе относятся габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты и диорит-порфириды, наиболее широко распространенные в пределах Нонинской ВКС, резко выделяющейся на фоне рельефа Тырминской впадины. За пределами этой ВКС, в верховьях рек. Бол. Адникан и Мал. Адникан, в бассейнах р. Сутырь и р. Гуджал выявлена серия силлов и штоков (площадью от 1 до 16 км<sup>2</sup>) диорит-порфиритов, диоритов, микродиоритов и андезитов, субсогласно залегающих среди слабодислоцированных юрских отложений Буреинского и Гуджикского прогибов и угленосных верхнеюрских-нижнемеловых толщ ургальской серии Тырминской и Кындальской впадин (рис. 1, 2). Над штоками интенсивность магнитного поля более высокая (до 750 нТл), чем над силлами (до 400 нТл), по-видимому, штоки



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта восточной части Буреинского массива. (Составлена Е.В. Нигай по [2, 6, 14], с упрощениями).

1 – неоген-четвертичные рыхлые отложения; 2 – миоценовые базальты; 3 – позднемеловые гранитоиды; 4 – раннемеловые вулканиты среднего (а) и кислого (б) состава; 5 – раннемеловые гранитоиды буридинского (а) и диоритоиды иороханского (б) комплексов; 6 – раннемеловые вулканиты среднего состава; 7 – нижнемеловые осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Кындальской (V) и Тырминской (VI) впадин; 8 – юрские и юрско-меловые осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Буреинского (IV) и Гуджикского (VII) прогибов; 9 – поздне триасово-раннеюрские гранитоиды харинского комплекса; 10 – позднепермско-раннетриасовые гранитоиды тырмо-буреинского комплекса; 11 – поздне триасовые гранитоиды алтагтинского комплекса; 12 – раннеордовикские гранитоиды суларинского комплекса; 13 – кембрий-раннеордовикские гранитоиды биробиджанского (а) и кивилийского (б) комплексов; 14 – палеозойские нерасчлененные осадочные отложения приграничных структур; 15 – а – прогибы, выполненные неопротерозойско-палеозойскими осадочными толщами (I – Мельгинский; II – Кимканский); б – Гуджальский выступ докембрийского фундамента; 16 – неопротерозойские гранитоиды нятыгранского комплекса; 17 – докембрийские плагиограниты, гранитогнейсы и метагаббро древнебуреинского и амурского комплексов нерасчлененные; 18 – докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы (дягдаглейская толща, амурская и тастахская серии); 19 – главные разломы: а) 1 – Западно-Туранский, 2 – Мельгинский, 3 – Тастахский, 4 – Хинганский, 5 – Куканский, б) прочие разломы; 20 – разломы под рыхлыми отложениями (а), предполагаемые (б); 21 – расположение объектов исследования (рис. 2). На врезке показано положение исследуемого района в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа, по [13], с изменениями авторов); 22 – супертеррейны: АР – Аргунский, БЦ – Буреино-Цзямусинский; БЦ (Б) – Буреинский террейн (континентальный массив), ЦХ (Ц) – Цзямусы-Ханкайский террейн (континентальный массив); 23 – палеозойско-раннемезозойские складчатые пояса (ЮМ – Южно-Монгольский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский); 24 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 25 – район исследования.



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта бассейна р. Гуджал с пунктами отбора проб для изотопно-геохронологических исследований.

1 – неогеновые базальты (а) и позднемеловые андезиты (б); 2 – диоритоиды иороханского комплекса; 3 – осадочные и вулканогенно-осадочные толщи Тырминской впадины (а), Гуджикского и Буреинского прогибов (б); 4 – ранне- и позднепалеозойские гранитоиды; 5 – докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы; 6–7 – разрывные нарушения: 6 – сбросы (а) и левосторонние сдвиги (б), 7 – разрывы неустановленной морфологии; 8 – пункты отбора проб на изотопно-геохронологические исследования. НИКС – Нонинская интрузивно-купольная структура, БВП – Баджалский вулканогенный прогиб, ГП – Гуджикский прогиб.

являются подводными каналами вулканических построек. Мощность силлов колеблется от десятых долей метра до 120 м. Наблюдается резкое возрастание их мощности по мере приближения к Нонинскому хребту, где выделяется один из магматических каналов, представленный штоком габбро.

По минеральному составу породы первой фазы не отличаются большим разнообразием. Диорит-порфиры – биотит-роговообманковые порфиновые породы с вкрапленниками (10–45 %) зонального андезина № 30–37 и роговой обманки ( $C:Ng = 16–20^\circ$ ), погруженными в микропризматическую или микропиклитовую основную массу, состоящую из (%) олигоклаз-андезина (55–60), роговой обманки (20–25), чешуек биотита (3–20), реже ксеноморфных зёрен кварца (1–5). В кварцевых диорит-порфирах возрастают содержания кварца в основной массе до 10 % и отмечаются редкие фенокристаллы. Диориты – мелко-среднезернистые до микрозернистых, иногда порфиридные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из (%) андезин-лабродора (50–55), роговой обманки (20–25), клинопироксена (10–15), биотита (3–5) и кварца (1–5).

Габбро – средне-крупнозернистые породы, состоящие из (%) плагиоклаза № 60 (35–55), роговой обманки (10–25), клинопироксена (25–45), оливина (1–5). Габбродиориты – среднезернистые безоливиновые породы с призматическизернистой переходной к габбровой структурой. Переходы между ними постепенные [6].

Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, титаномagnetитом, сфеном, цирконом, редко гранатом. Автометасоматические изменения (до 15%) проявлены в замещении плагиоклаза чешуйками серицита, мелкими зёрнами карбоната, прениита, по трещинам – пластинками цеолита. Роговая обманка на отдельных участках замещена актинолитом, хлоритом, эпидотом и пропитана лимонитом. Биотит избирательно замещён хлоритом с примесью землестого эпидота.

Вторая фаза, представленная гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, выделена впервые в составе комплекса. В пределах Нонинской ВКС они слагают небольшие по площади (до 1.5 км<sup>2</sup>) тела сложной в плане морфологии и дайки мощностью до 15 м и протяжённостью до 300 м [6]. Дайки гранодиорит-порфира трассируют дизъюнктивы северо-западного и северо-восточного направлений. Они имеют интрузивные контакты с нижнеюрскими песчаниками и алевролитами дешской свиты, диоритами и диорит-порфирами первой фазы иороханского комплекса, которые на контакте ороговикованы.

Гранодиориты – порфиридные среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из (%) кварца (10–20), калишпата (8–20), андезина № 32–45 (45–60), биотита (8–10), обыкновенной роговой обманки (5–8). Гранодиорит-порфиры – тонкозернистые породы с порфиридными выделениями (10–35 %) олигоклаз-андезина, роговой обманки и биотита размером до 3 мм, погружёнными в микропиклитовую основную массу. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон, редко сфен и гранат. Вторичные минералы (до 25 %): серицит, кварц, альбит, хлорит, калишпат и гидроксиды железа.

К третьей фазе отнесены риолиты, риодациты и гранит-порфиры. Они слагают линзообразные тела площадью до 1 км<sup>2</sup>, наклонённые к центру Нонинской ВКС, а также дайки на правом берегу р. Гуджал [6]. Среди них выделяются штоки гранит-порфира с постепенными переходами в эндоконтактных зонах до риолитов. Субвулканические тела гранит-порфира и риолитов имеют резкие секущие контакты с верхнеюрскими отложениями дубликанской свиты, диорит-порфирами первой и гранодиоритами второй фаз иороханского комплекса.

Риолиты и риодациты представляют собой светло-серые порфиридные породы с микропиклитовой и сферолитовой структурами основной массы. Порфиридные выделения размером 1–3 мм (5–15 %) представлены кварцем, калишпатом и плагиоклазом в равных соотношениях. Основная масса, пропитанная гематитом, состоит из кварца, калишпата и плагиоклаза. Гранит-порфиры – порфиридные породы с микрогранитовой, аллотриоморфнозернистой структурами основной массы кварц-полевошпатового состава, в которую погружены вкрапленники (10–25 %) размером от 3–5 мм до 2 см светло-розового табличчатого калишпата и кварца. Основная масса состоит из (%) микроклин-пертита (40–55), кварца (35–40), олигоклаза (10–15), чешуек биотита и акцессорных магнетита, редко сфена. Вторичные минералы (до 40 %) представлены серицитом, кварцем, альбитом, хлоритом, карбонатом, пелитом и гидроксидами железа.

Четвёртая фаза, впервые выделенная нами в пределах одноимённой ВКС и на правом берегу р. Кевыты, представлена комплексом даек «пёстрого» состава: риолитов, риодацитов, диорит-порфира, реже габбро, долеритов и андезитов. В некоторых случаях наблюдались довольно сложные взаимоотношения даек между собой. Они прорывают все известные в районе образования, в том числе магматиты первых трёх фаз иороханского комплекса, исключая породы Кындальской впадины, где иороханские диоритоиды первой фазы содержатся в гальке и валунах альб-се-

номанской кындальской свиты [6]. Контакты даек с вмещающими образованиями инъекционного типа, часто осложнены зонами дробления.

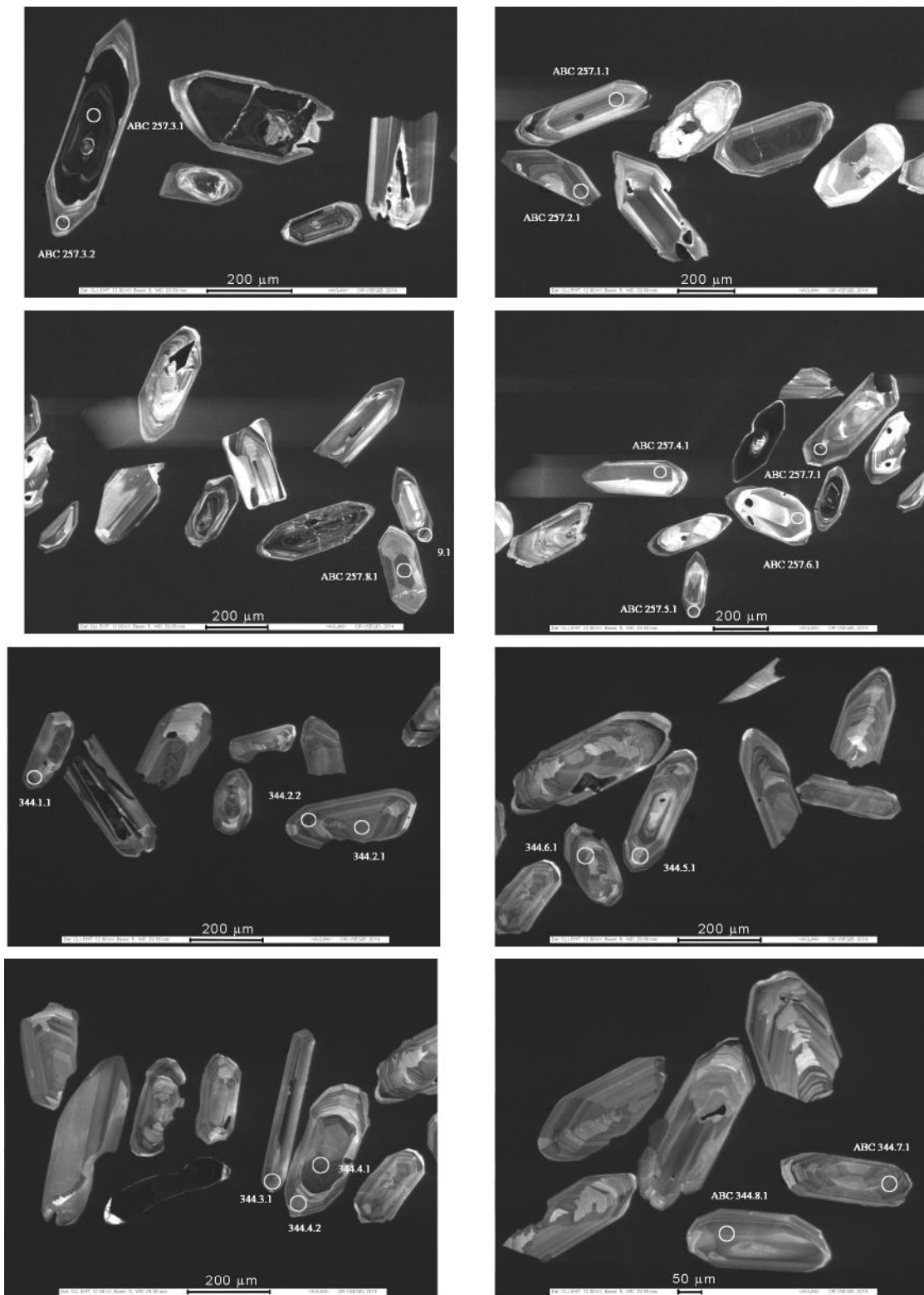
Риолиты, риодациты и дациты отличаются от прочих пород четвёртой фазы по серовато-белой окраске, меньшим количеством или отсутствием вкрапленников (2–6 мм) полевого шпата и кварца, хорошо выраженной фельзитовой структурой основной массы с кварц-гидрослюдисто-серицитовым агрегатом вторичных минералов. В андезитах редкие вкрапленники плагиоклаза (3–7 %) размером до 2 мм погружены в микролитовую или пилотакситовую основную массу. Диорит-порфириды по составу и структуре аналогичны диорит-порфиритам первой фазы. Габбро содержит больше плагиоклаза № 63–65 (55–60 %), чем подобные породы первой фазы, в них меньше роговой обманки (10–20 %), клинопироксена (10–20 %), сфен редок, отсутствует оливин. Долериты – массивные породы с офитовой структурой, частично замещённые альбитом, карбонатом, эпидотом, хлоритом, серицитом. Основная масса пород даек аргиллизирована и березитизирована.

На месторождении Нони наблюдается приуроченность даек разного состава четвёртой фазы к определённым системам разрывов и трещиноватости. Так, крутопадающие (70–90°) на запад или восток дайки риолитов и риодацитов трассируют дизъюнктивы субмеридионального, реже северо-восточного простирания [6]. Протяжённость даек кислого состава достигает 300 м, мощность – от 1 до 50 м. Они образуют сложные комбинации маломощных тел, часто с золоторудной минерализацией гидротермально-метасоматического и жильного типа. Дайки габбро тяготеют к разрывам северо-западного простирания, андезитов – к субмеридиональным крутопадающим дизъюнктивам. Залечивая их, они формируют системы ветвящихся непротяжённых маломощных тел. Дайки диорит-порфиритов имеют северо-восточное и субмеридиональное, реже северо-западное простирание. Риолиты, риодациты и диорит-порфириды часто аргиллизированы и пропилитизированы. В зонально построенных ареалах метасоматитов пропилитовые парагенезисы (кварц-хлоритовые, карбонат-кварц-хлоритовые) слагают внешние их зоны. Для центральных частей характерны минеральные ассоциации формации аргиллизитов и березитов. Мощности минерализованных зон с полнопроявленными метасоматитами варьируются от 0.1–0.5 до 10–20 м. В подвергшихся катаклазу и брекчированию аргиллизитах по риодацитам и риолитам содержатся вкрапленность сульфидов и золото-кварц-сульфидные прожилки [6].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Первоначально раннемеловой возраст пород иороханского комплекса был установлен в связи с тем, что интрузии этого комплекса прорывают юрско-меловую ургальскую серию [6, 8]. U-Pb возраст цирконов из двух проб диоритов Нонинской ВКС, определенный ранее в ЦИИ ВСЕГЕИ [2, 39], показал значения в  $101 \pm 2$  млн лет (проба 539;  $50^{\circ}13'25''$  с.ш.,  $132^{\circ}43'00''$  в.д.) и  $97.4 \pm 6.5$  млн лет (проба 398;  $50^{\circ}12'40''$  с.ш.,  $132^{\circ}41'50''$  в.д.), что в принципе не только подтверждает, но и уточняет возраст (альбсеноман), установленный геологическими методами. Точки отбора проб на изотопно-геохронологические исследования показаны на рис. 2.

Для датирования пород иороханского комплекса за пределами Нонинской ВКС были отобраны две пробы: 344 из диорит-порфирита ( $50^{\circ}19'20''$  с.ш.,  $132^{\circ}49'15''$  в.д.) и 257 из кварцевого диорит-порфирита ( $50^{\circ}08'35''$  с.ш.,  $132^{\circ}42'50''$ ). Акцессорный циркон, выделенный из проб, представлен кристаллами и их обломками с дипирамидально-призматическим габитусом и отчётливой зональностью внутреннего строения (рис. 3). На катодолюминесцентных изображениях кристаллов циркона наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность. Размер зёрен циркона – от 75 до 450 мкм; удлинение кристаллов – от 1:2 до 1:3.5. В измеренных зёрнах концентрации урана и тория составляют 64–555 и 35–382 г/т, соответственно (табл. 1). Отношения  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  варьируются в диапазоне от 0.26 до 1.00. Всего с целью датирования выполнено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) 20 измерений по 17 зёрнам циркона, включая их центральные и краевые части (рис. 3, табл. 1). Как показал анализ, возраст ядра и края кристаллов циркона в обеих пробах конкордантен, почти одинаков и находится в пределах 101–105 (проба 257) и 98–105 (проба 344) млн лет. Средневзвешенное значение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста для восьми точек изотопного состава циркона пробы 257 составило  $102 \pm 1.0$  млн лет (СКВО = 0.14), для десяти точек пробы 344 –  $103 \pm 1.0$  млн лет (СКВО = 0.31). Сопоставив с морфологическими особенностями зёрен циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, эти значения возраста могут быть проинтерпретированы как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраста диоритов – рубеж раннего и позднего мела. Точки № 3.1 и 8.1 пробы 257 характеризуют унаследованные доменные кристаллы и отражают возраст протолитов ( $481 \pm 4$  и  $518 \pm 3.4$  млн лет, табл. 1). Они в расчёт среднего возраста кристаллизации не включены.



**Рис. 3.** Микрофотографии кристаллов циркона (режим катодолуминисценции).  
 Номера точек зондирования – те же, что и в табл. 2.



Таблица 1. Аналитические данные по цирконам из диоритоидов первой фазы иороханского комплекса.

Номер точки	Содержания, г/г						Атомные отношения			
	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> %	U г/г	Th г/г	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* г/г	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U возраст млн лет	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb* ±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U ± %	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U ± %	Rh <sub>o</sub>
Кварцевый диорит-порфирит, проба 257										
257.9.1	2.51	528	382	0.75	7.31	101 ± 1.5	63.66 ± 1.5	0.096 ± 2.1	0.0157 ± 1.5	0.072
257.7.1	0.48	481	363	0.78	6.65	102 ± 1.3	62.48 ± 1.3	0.1087 ± 8.5	0.01601 ± 1.3	0.149
257.6.1	0.00	172	176	1.06	2.38	103 ± 1.5	61.93 ± 1.5	0.1204 ± 5.3	0.01615 ± 1.5	0.273
257.4.1	0.38	217	177	0.84	3.03	103 ± 1.3	61.86 ± 1.2	0.1098 ± 7.5	0.01616 ± 1.2	0.164
257.2.1	0.45	346	66	0.20	4.87	104 ± 1.4	61.33 ± 1.3	0.1024 ± 6.2	0.01631 ± 1.3	0.212
257.3.2	0.48	566	304	0.55	7.97	104 ± 1.2	61.30 ± 1.2	0.1033 ± 9	0.01631 ± 1.2	0.134
257.1.1	0.00	93	90	1.00	1.31	105 ± 1.9	60.90 ± 1.8	0.1156 ± 6.8	0.01641 ± 1.8	0.270
257.8.1	0.14	315	357	1.17	21	481 ± 4.0	12.91 ± 0.86	0.605 ± 2.8	0.07746 ± 0.86	0.308
257.3.1	0.02	1943	314	0.17	140	518 ± 3.4	11.948 ± 0.67	0.6581 ± 0.96	0.08369 ± 0.67	0.699
Диорит-порфирит, проба 344										
344.1.1	0.57	335	149	0.46	4.54	100 ± 1.3	63.74 ± 1.3	0.094 ± 11	0.01569 ± 1.3	0.112
344.2.1	1.37	182	47	0.27	2.51	102 ± 1.5	62.93 ± 1.5	0.099 ± 15	0.01589 ± 1.5	0.098
344.2.2	0.39	555	176	0.33	7.7	103 ± 0.95	62.10 ± 0.93	0.106 ± 5	0.0161 ± 0.93	0.184
344.3.1	0.26	303	95	0.32	4.16	102 ± 1.3	62.78 ± 1.2	0.102 ± 6.3	0.01593 ± 1.2	0.198
344.4.1	0.54	431	211	0.51	5.86	101 ± 1.1	63.61 ± 1.1	0.101 ± 8.4	0.01572 ± 1.1	0.137
344.4.2	1.53	220	56	0.26	3.06	102 ± 1.7	62.60 ± 1.7	0.097 ± 18	0.01597 ± 1.7	0.094
344.5.1	0.79	258	102	0.41	3.67	105 ± 1.5	61.01 ± 1.4	0.108 ± 9.2	0.01639 ± 1.4	0.153
344.6.1	2.24	257	113	0.46	3.47	98 ± 1.9	65.00 ± 1.9	0.140 ± 20	0.01538 ± 1.9	0.095
344.7.1	1.66	243	70	0.30	3.27	99 ± 1.7	64.90 ± 1.7	0.109 ± 16	0.01541 ± 1.7	0.107
344.8.1	2.96	64	35	0.56	0.91	103 ± 2.8	62.20 ± 2.8	0.137 ± 24	0.01608 ± 2.8	0.114

Примечание. Все ошибки приведены для интервала 1σ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* – доли обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. В TEMORA ошибка калибровки стандарта 0.35 % (1σ). Коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась по измеренному <sup>204</sup>Pb. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

В 2018 г. в ЦИИ ВСЕГЕИ были выделены цирконы из проб даек аргилизованных риолитов (проба 2100) и микродиоритов четвёртой фазы иороханского комплекса месторождения Нони и проведено их изотопно-геохронологическое изучение методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS). В изученных пробах риолитов и микродиоритов обнаружены цирконы с U-Pb SIMS возрастом 103 ± 3 млн лет [39].

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДИОРИТОИДОВ

Особенности химического состава исследуемых пород показаны на рис. 4–7 и приведены в табл. 2, 3. По соотношению SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) на TAS-диаграмме [31] составы диоритоидов первой фазы группируются вдоль линии, разграничивающей композиционные поля петрохимически нормальных и умеренно щелочных пород; их можно подразделить на три группы: а) кварцевые диориты с содержанием SiO<sub>2</sub> от 57.6 до 63.15 мас. %, б) диориты и габбродиориты – 53.9–55.6 мас. % SiO<sub>2</sub>, в) габбро – 45.37 мас. % SiO<sub>2</sub> (рис. 4, а), которые относятся к умереннокалиевой известково-щелочной серии (рис. 4, б) с агапайтовым индексом NK/A – менее 0.3 (рис. 4, в) и отношением

K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 0.11–0.41 (табл. 2). Согласно классификации Б.Р. Фроста [26], исследуемые породы относятся к магнезиальным и магнезиально-железистым образованиям (FeO\*/(FeO\*+MgO) = 0.55–0.75) (рис. 5, а). В то же время кварцевые диориты и диориты характеризуются пониженной магнезиальностью (Mg# = 100(MgO/(MgO + FeO\*))), в среднем 32 и 35 %, соответственно, габбро – 46 % и умеренными содержаниями титана, калия и фосфора (табл. 2, 3).

По содержанию петрогенных оксидов кварцевые диориты и диориты относятся к высокоглинозёмистым породам известково-щелочной серии, габбро – к известковой серии (рис. 4, б; 5, б). На диаграмме ASI–A/NK [29] фигуративные точки составов исследуемых пород попадают в поле высокоглинозёмистых гранитоидов (рис. 5, в). На диаграмме AFM фигуративные точки составов диоритов и кварцевых диоритов расположены в поле пород известково-щелочной серии (рис. 5, з), а габбро с высокими содержаниями CaO (13.06 %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (23.15 %) – в поле пород толеитовой серии. Минеральный состав – наличие амфибола и сфена, умеренные концентрации K<sub>2</sub>O, CaO и высокоглинозёмистый состав диоритов, гранодиоритов

Таблица 2. Химический состав диоритоидов нороханского комплекса, масс. % [6].

№ проб	257	343/344	393	1028	392	509	398	539	5447	5449/1
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	63.15	62.51	61.43	62.73	59.87	57.60	55.62	53.92	45.37	53.70
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.55	0.52	0.45	0.60	0.14	0.82	0.94	0.19	1.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.69	17.08	17.74	17.51	17.84	18.41	19.30	18.84	23.15	18.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	1.78	2.26	1.53	2.16	1.35	2.58	3.54	1.40	1.84
FeO	2.88	3.07	3.20	3.24	3.12	4.67	4.67	5.15	6.64	7.31
MnO	0.11	0.09	1.08	0.08	0.12	0.00	0.11	0.15	0.12	0.18
MgO	1.43	1.81	1.74	1.54	1.93	3.95	3.62	3.79	6.69	3.85
CaO	5.34	5.64	5.69	4.92	5.91	7.62	6.95	7.82	13.06	8.89
Na <sub>2</sub> O	3.80	3.69	3.56	3.69	3.69	3.52	4.01	3.34	0.81	2.94
K <sub>2</sub> O	1.00	0.96	1.45	1.56	1.28	1.26	1.36	1.18	0.09	0.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.10	0.18	0.18	0.15	1.31	0.19	0.21	0.08	0.23
SO <sub>3</sub>	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO <sub>2</sub>	0.20	0.10	0.00	0.24	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.35	2.07	1.68	2.18	2.26	0.31	0.60	1.06	2.21	0.58
Сумма	99.2	99.55	99.53	99.85	99.30	100.14	99.83	99.94	99.81	99.68

Примечание. 1–6 – кварцевые диориты; 7, 8, 10 – диориты, 9 – габбро. Определение концентраций основных петрогенных оксидов в породах выполнены в ЦЛ АО «Дальгеофизика». Анализ проводился по «ОСТ 41-08-249-85г» (методы гравиметрический, титриметрический, спектрофотометрический).

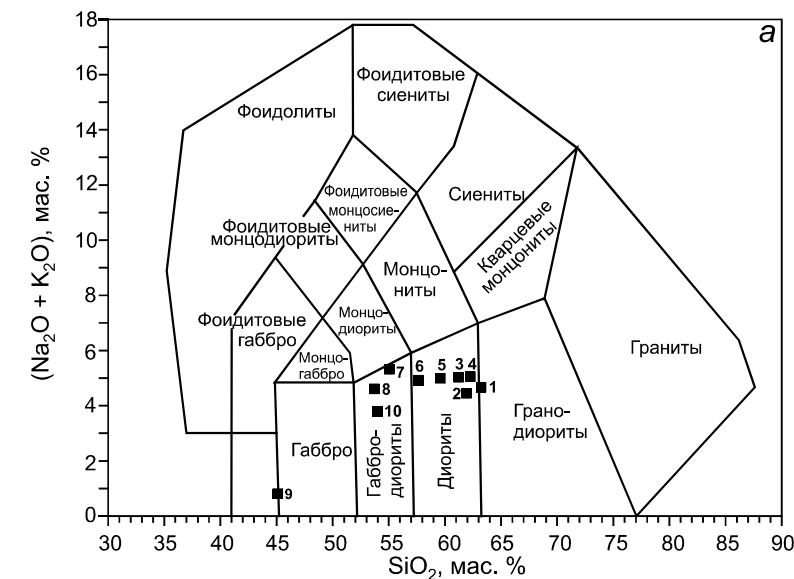
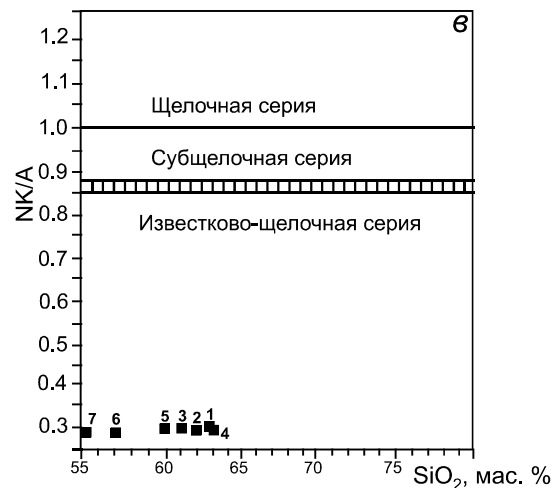
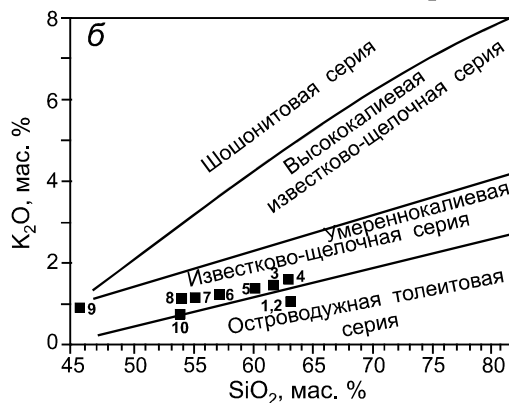


Рис. 4. Классификационные и диагностические диаграммы.

а – SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) [31]; б – SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O (границные линии – по [34]); в – агапитовый индекс (NK/A) – SiO<sub>2</sub> (границы полей по [27]). 1–6 – кварцевые диориты; 7, 8, 10 – диориты, 9 – габбро.



(по [4]) первых трёх фаз комплекса дают основание относить их к I-типу [12, 26].

На диаграмме ( $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ ) составы диоритоидов попадают исключительно в область активной континентальной окраины (рис. 6), а на тектонической дискриминантной диаграмме  $\text{Rb-(Y + Nb)}$  [33] – в поле гранитоидов вулканических дуг. По соотношению высокозарядных элементов ( $\text{Zr} - \text{Nb} - \text{Y}$ ) [30] исследуемые породы отвечают «обогащенным» базальтам СОХ.

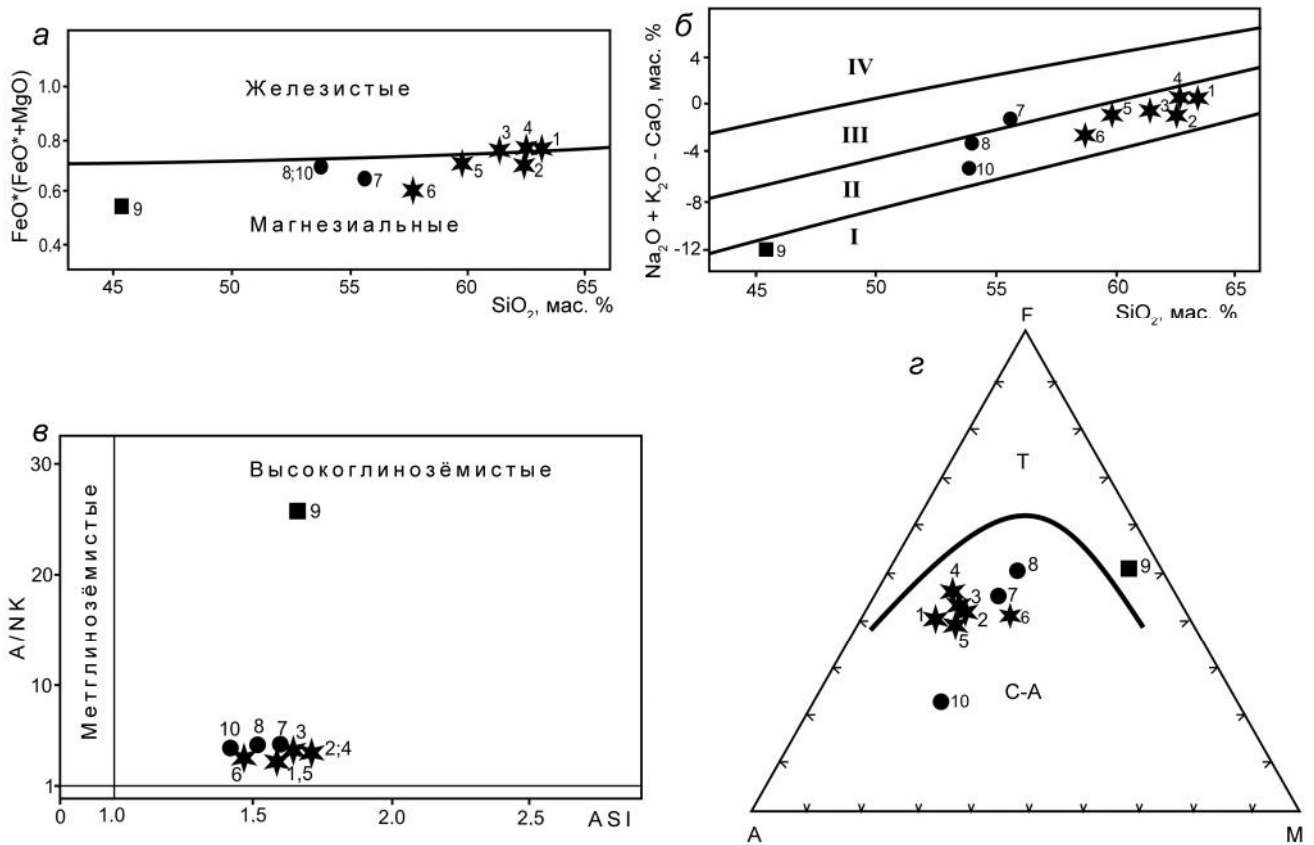
График нормированных к примитивной мантии концентраций редких элементов (рис. 7, а) иллюстрирует умеренное обогащение пород LILE: Rb, Ba, Cs, Th, U и Pb, LREE при относительном дефиците HFSE: Zr, Nb, Ta, Hf, Ti, HREE, (табл. 3). На мультиэлементной диаграмме хорошо проявлены отрицательные (Ta)-Nb и Zr-Ti и положительные Th-U и La-Ce аномалии, что характерно для базальтов надсубдукционного комплекса [35]. Диоритоиды по своим геохимическим особенностям достаточно близки к типичным надсубдукционным образованиям с повышенными концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и низкими –  $\text{TiO}_2$  и HFSE, но отличаются от них более низкими концентрациями HREE. Существенное накопление Th, U и Pb-максимум обусловлены, по всей вероятности, разогревом и плавлением нижней коры базальтового (амфиболитового) состава за счёт тепла поднимающегося мантийного плюма и отделяющихся от него магм [22]. Дефицит Ti, Zr, Nb, Ta в породах первой фазы комплекса (рис. 7, а) обусловлен, по-видимому, участием в магмообразовании водонасыщенной литосферной мантии.

Распределение редкоземельных элементов в диоритоидах имеет слабо дифференцированный характер и отрицательный наклон спектра при отсутствии Eu-аномалии (рис. 7, б). Как правило, каких-либо Eu-аномалий не имеют обычные магматические породы мантийного происхождения, например, MORB, базальты и андезиты островных дуг [22].

Для оценки состава источника диоритоидов были использованы диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*) - \text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$  и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [32], поля на которых оконтурены с учётом экспериментальных данных по дегидратационному плавлению пород различного состава (рис. 8). Все точки составов диоритоидов расположились в поле пород, сформированных в результате частичного плавления амфиболитовых субстратов и, частично, субстрата фельзических метапелитов (рис. 8, а). Все исследуемые породы обнаруживают низкие содержания  $\text{SiO}_2$ , что не позволяет рассматривать в качестве их источников фельзические метапелиты. Этот вывод находит подтверждение на второй диаграмме (рис. 8, б).

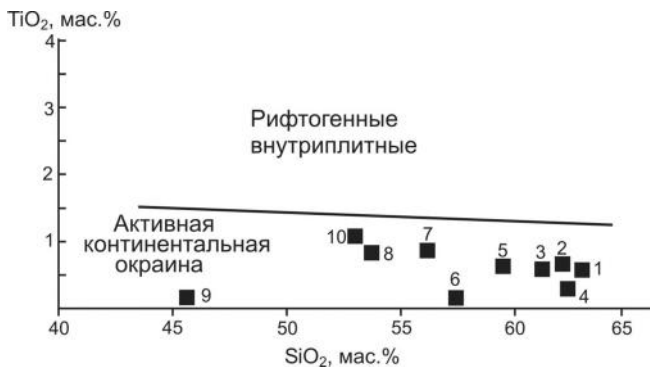
Таблица. 3. Содержание элементов-примесей (г/т) в кварцевых диоритах и диоритах.

Компоненты	343	257	539
Li	19.68	-	-
Be	1.05	-	-
B	5.43	-	-
P	666.25	-	-
Sc	8.56	8.09	8.97
Ti	3011.91	-	-
V	55.48	-	-
Cr	64.56	66.78	70.05
Mn	1336.84	-	-
Co	9.02	11.03	9.87
Ni	10.82	12.04	10.98
Cu	9.00	9.28	11.05
Zn	81.71	83.03	81.98
Ga	19.20	18.87	19.14
Ge	1.10	-	-
As	4.37	5.01	4.58
Rb	55.14	59.86	74.96
Sr	364.79	358.81	366.12
Y	11.33	12.08	13.54
Zr	29.05	31.11	33.02
Nb	6.74	7.18	7.93
Mo	0.52	0.51	0.55
Ag	1.40	2.09	1.95
Cd	0.02	-	-
Sn	0.62	0.66	0.63
Sb	0.10	0.11	0.10
Te	4.89	4.94	5.01
Cs	2.19	2.02	2.18
Ba	392.40	378.88	391.87
La	20.63	21.87	20.93
Ce	43.24	48.76	45.65
Pr	5.03	5.01	5.05
Nd	20.03	17.87	19.88
Sm	3.96	4.02	3.99
Eu	1.14	1.22	1.18
Gd	4.21	4.20	4.23
Tb	0.47	0.44	0.48
Dy	2.65	2.76	2.71
Ho	0.44	0.46	0.45
Er	1.35	1.40	1.41
Tm	0.13	0.12	0.14
Yb	1.15	1.18	1.15
Lu	0.12	0.11	0.10
Hf	1.39	1.35	1.40
Ta	0.52	0.61	0.55
W	0.75	0.74	0.75
Re	0.001	-	-
Hg	0.03	-	-
Tl	0.01	-	-
Pb	12.56	12.76	12.69
Bi	0.001	-	-
Th	5.88	5.09	5.67
U	1.09	0.98	0.91

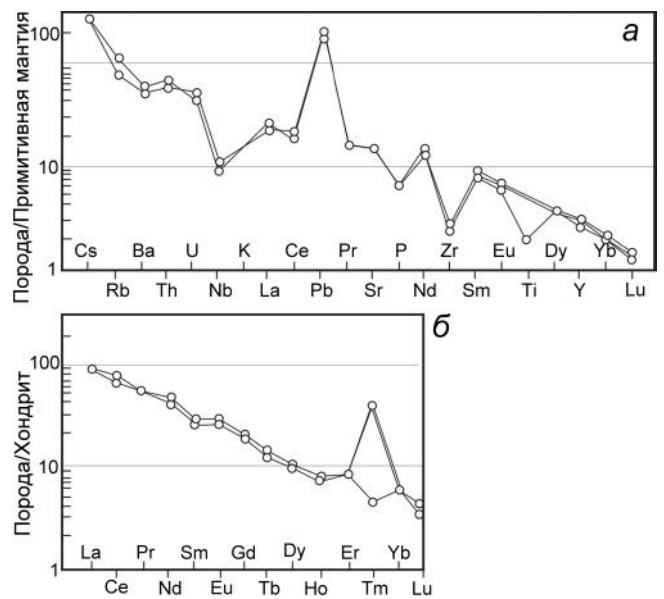


**Рис. 5.** Классификационные диаграммы пород первой фазы ироханского комплекса.

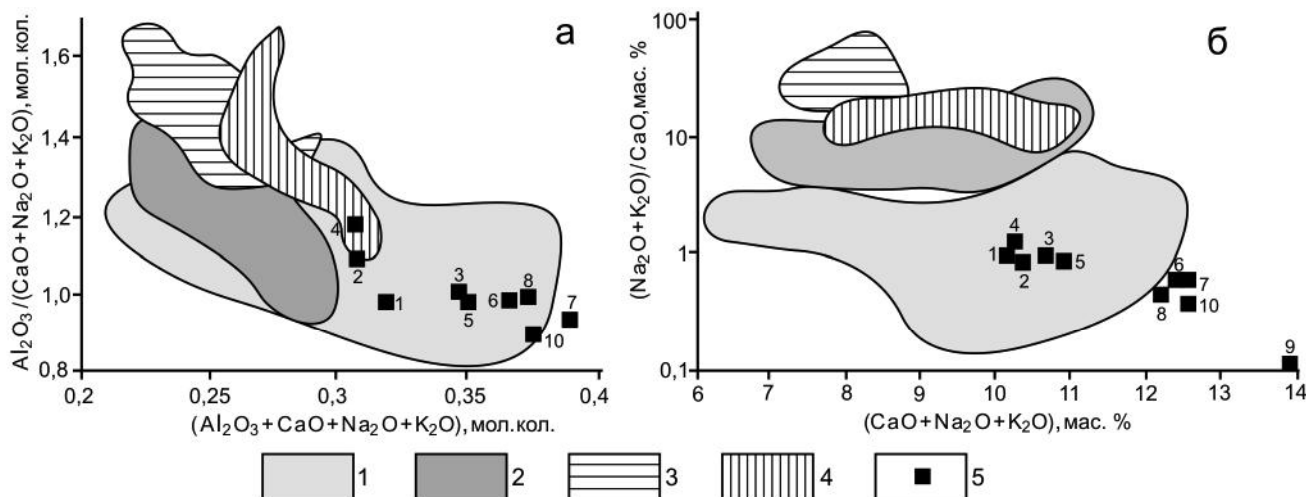
*a* – диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  [26]; *б* – диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  (щелочно-известковый индекс MALI) –  $\text{SiO}_2$  [26]: поля составов: I – известковистых, II – известково-щелочных, III – щелочно-известковистых, IV – щелочных; *в* – диаграмма глинозёмистости ASI – A/NK (молекулярные количества [29]), где ASI:  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , A/NK:  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ; *г* – диаграмма AFM для разделения пород на толеитовые (Т) и известково-щелочные (С-А) серии [7, 12], А –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , F –  $\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$ , М – MgO. Звездочки – кварцевые диориты, кружки – диориты, квадраты – габбро.



**Рис. 6.** Положение составов диоритоидов на диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$  [7, 12].



**Рис. 7.** Спектры распределения редкоземельных и редких элементов, нормированных к хондриту [36] (*б*) и нормированных к примитивной мантии [36] (*а*) для диоритоидов ироханского комплекса.



**Рис. 8.** Сопоставление состава диоритов иороханского комплекса с экспериментальными данными, полученными при дегидратационном плавлении различных коровых пород, по [32].

*a, б* – расплавы, полученные при плавлении: 1 – амфиболитов, 2 – метаграувакк, 3 – мафических метапелитов, 4 – фельзитических метапелитов, 5 – пробы.

### ЗОЛОТОНОСНОСТЬ И КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ

Анализ и обобщение имеющихся материалов [1, 6, 15, 19] свидетельствуют, что золоторудное месторождение Нони, рудопроявления и россыпи золота Нонинского и Иорикского рудно-россыпных узлов, а также пункты минерализации и литогеохимические аномалии Au, Ag, Te, Cu, Ni, As и Hg обнаруживают пространственную и парагенетическую связь с дайками и sillами иороханского комплекса Гуджальского ртутно-серебро-золоторудно-россыпного района. Рудный район включает Нонинский серебро-золоторудно-россыпной и Верхне-Гуджальский ртутно-золоторудно-россыпной узлы; вне района расположены золотороссыпной Ушмуно-Ягдыннинский, золоторудно-россыпной Ёрикский, прогнозируемые Садылгинский и Адниканский золоторудно-россыпные узлы, формирование которых также связано с малыми интрузиями иороханского комплекса [6].

*Нонинский рудно-россыпной узел* площадью 300 км<sup>2</sup> размещается в пределах Нонинской интрузивно-купольной структуры (рис. 9), прорывающей позднеюрские терригенные породы дубликанской свиты и верхнеюрско-нижнемеловые угленосные толщи ургальской серии, перекрывающие метаморфиты гуджальской и сутырской свит фундамента [6]. В состав узла входят отработанные россыпи золота и подготовленное к эксплуатации золоторудное месторождение Нони.

*Золоторудное месторождение Нони* расположено в истоках ручья Шумный (приток р. Кевыты)

(рис. 9). Магматические образования месторождения по составу, морфологии тел и условиям залегания подразделяются на два типа. Первый тип представлен sillами диорит-порфиров и диоритов мощностью от 0.1–0.5 до 120 м, субсогласно залегающих среди осадочных пород. Вторая группа магматических тел представлена субвертикальными дайками риолитов и риодацитов, трассирующих дизъюнктивы субмеридионального и северо-восточного простирания (рис. 9, 10). Протяжённость даек – до 300 м, мощность на дневной поверхности составляет 1–12 м, с глубиной увеличивается до 50 м. Основная масса риолитов и риодацитов аргиллизирована и березитизирована. По данным [6], золоторудная минерализация месторождения Нони и ряда других проявлений связана преимущественно с дайками пропицитизированных и аргиллизированных риолитов и риодацитов четвёртой фазы, вмещающих тела и жилы сульфидно-кварц-гидрослюдистых метасоматитов с золотым оруденением. Среди них наиболее распространены крутопадающие жильные и линзообразные тела массивных и вкрапленно-массивных золото-(карбонат-кварц)-сульфидных руд с содержаниями золота от 2.0 до 23.0 г/т и сульфидов от 20 до 95 %. Руды локализованы, как правило, в субвертикальных зонах брекчирования и катаклаза осветлённых риолитов и риодацитов четвёртой фазы (рис. 10, *a, б*), которые часто выступают в роли рудовмещающих и рудоконтролирующих структур. Структурно и пространственно с вышеописанными типами минерализации также связана рассеянная малосульфидная (сульфидов менее 5 %, золота от

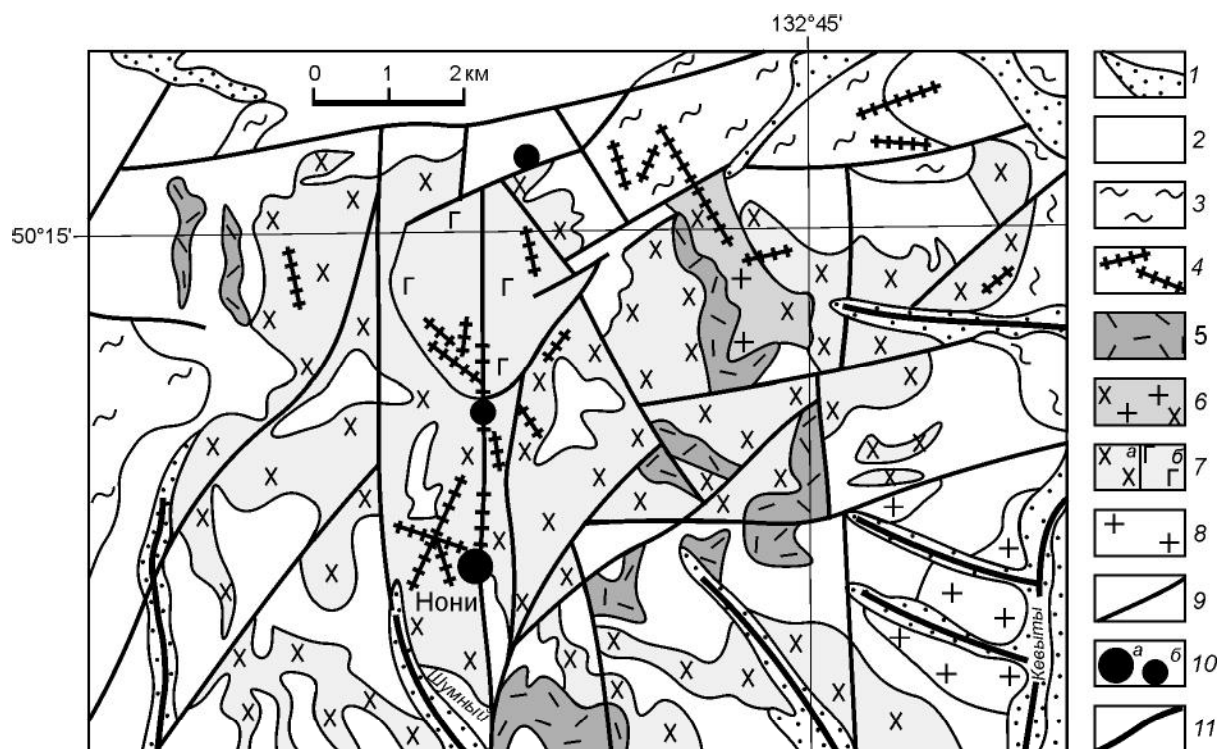


Рис. 9. Геологическое строение и золотоносность центральной части Нонинского рудно-россыпного узла, по [6].

1 – четвертичные отложения; 2 – юрско-нижнемеловые песчаники, алевролиты, аргиллиты эпиканской свиты и ургальской серии; 3 – неопротерозойские сланцы, кварциты, графитосодержащие мраморы гуджальской свиты; 4–7 – интрузивные образования иороханского комплекса: 4 – дайки аргиллизированных риолитов и риодацитов, реже диорит-порфиров четвертой фазы, 5 – риолиты, риодациты и гранит-порфиры третьей фазы, 6 – гранодиориты, гранодиорит-порфиры второй фазы, 7 – диориты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-порфиры (а) и габбро, габбродиориты (б) первой фазы; 8 – гранитоиды тырмо-бурейского комплекса; 9 – разрывные нарушения; 10 – золоторудное месторождение Нони (а) и рудопроявления золота (б); 11 – россыпи и россыпепроявления золота.

0.3 до 3.0 г/т) прожилково-вкрапленная минерализация второго типа, представленная среди осадочных толщ субпластовыми залежами мощностью от 3 до 10 м. Рассеянная и прожилково-вкрапленная минерализации захватывают как приконтактные части силлов диоритовых порфиров, так и вмещающие их осадочные породы. Третий тип кварцево-жильный малосульфидный (содержания золота до 2.0 г/т) – наиболее поздний, по [6]; золотоносные жилы и линзы избирательно приурочены к телам диоритовых порфиров.

На месторождении Нони выделяется две рудноносные зоны: Южная и Северная [6, 19]. Южная зона протяженностью 495 м и мощностью до 32 м представлена сближенными зонами дробления, вмещающими рудное тело, состоящее из комбинации сложно ветвящихся кварц-сульфидных жил (рис. 10, а, б). Жилы чередуются с участками жильно-штокеркового типа в дайке гидротермально измененных риодацитов-риолитов протяженностью 334 м при средней мощности 3.9 м и при среднем содержании золота

5.55 г/т. Мощность рудного тела с раздувами и пережимками колеблется от 0.5 до 8–10 м, углы падения – от 90° до 70°. По падению и склонению оно расщепляется. Размах оруденения по падению составляет 75–125 м. Также в этой зоне установлено 5 пластовых залежей прожилково-вкрапленных малосульфидных руд, субпараллельных прослоям каменных углей в терригенных толщах ургальской серии.

В Северной зоне известно 19 рудных тел [6]. В южной части зоны крутопадающие жильнообразные, линзовидные и столбообразные рудные тела расположены в трещиноватых и брекчированных риолитах, часто с образованием брекчий на кварц-сульфидном лимонитовом цементе среди каолинит-кварцевых и слюдисто-каолинит-кварцевых с примесью карбоната аргиллизитов. Вертикальный размах оруденения – от 80 до 125 м, по простиранию не оконтурено. На дневной поверхности оно почти не проявлено, большей частью являясь слепым. Другое крупное рудное тело, локализованное в дайке риолитов и в экзоконтакте её с вмещающими породами, прослежено по прости-

ранию на 150 м, по падению – 100–125 м. По морфологии оно является линейно-трещинным, жилообразным, с отдельными ответвлениями. На северном и южном флангах тупо выклинивается. Мощность рудного тела колеблется от 9.0 до 14.6 м, при среднем содержании золота – 3.5 г/т (от 0.7 до 92.7 г/т).

Околорудные гидротермально-метасоматические образования месторождения представлены пропилитами, березитами и аргиллизитами, образующими метасоматические ореолы до 20 м. Наиболее продуктивное золото-кварц-сульфидное оруденение локализовано в аргиллизитах по риолитам и, как правило, в их брекчированных разновидностях и брекчиях. В изменённых породах и рудах постоянно отмечаются гнезда сульфидов и вкрапленность пирротина, пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита, медной зелени. Корреляционным анализом по породам установлена устойчивая ассоциация главных элементов-спутников золотого оруденения – Ag, Sb, Pb, Cu, Te, As, Mo, Zn, Sn, Wo, Co [6]. В пересечениях рудных тел известны промышленно значимые содержания Ag – до 229 г/т, Cu – до 3 %, а также высокие концентрации As – до 3.5 % и повышенные – Bi (до 0.04 %) и Sb (до 0.03 %) [6].

Сложное мозаично-блоковое строение рудного поля месторождения Нони определяют системы разрывов субмеридионального, северо-восточного и субширотного направлений. Если первые выступают в качестве основных минерализованных зон, то субширотным нарушениям отводится роль блокообразующих и экранирующих структур. Основная часть золоторудных тел приурочена к меридиональным разломам, которые образуют полосы (шириной до 120 м) сгущения зон дробления, брекчирования и гидротермально-метасоматической проработки с оруденелыми дайками риолитов.

Мощность отдельных тектонических швов в пределах полосы достигает 15–30 м. Падение их часто крутое (70–80°) на запад или восток; амплитуды перемещения вдоль них оцениваются в первые десятки метров [6]. Тектонические перемещения вдоль них носили неоднократный и знакопеременный характер и происходили в режимах растяжения–сжатия. Широтные нарушения представлены маломощными (2–7 м) крутопадающими сбросо-сдвигами и сбросами (60–80°) с вертикальными амплитудами до 70 м. Они блокируют и сдвигают меридиональную трещиноватость и дайки риолитов, резко ограничивая развитие оруденения по простиранию рудоносных структур, определяя тупой характер его выклинивания, иногда способствуя образованию рудных столбов. Основные промышленные запасы месторождения Нони сосре-

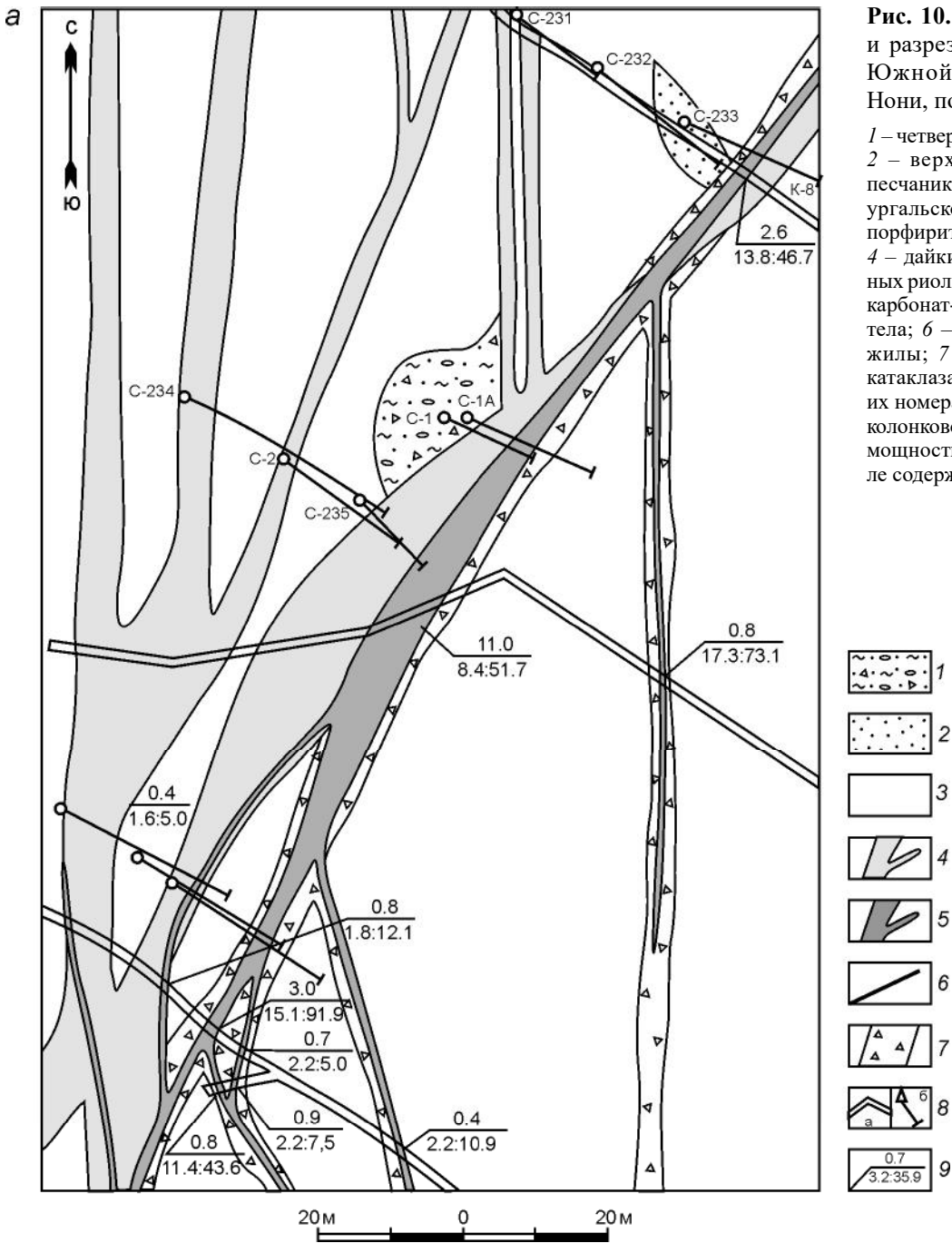
доточены в рудных зонах с золото-(карбонат-кварц)-сульфидной минерализацией. Границы месторождения практически совпадают с контрастным литогеохимическим ореолом с содержаниями золота от 0.05 до 0.1 г/т. Среднее содержание золота по месторождению равно 7.1 г/т; серебра – 36.7 г/т; Cu – 0.07 %. Запасы золота по состоянию на 1.01.2016 г. составляют 9.3 т (C1 + C2), прогнозные ресурсы – 18.6 т (P1 + P2) [38].

Ёрикский рудно-россыпной узел размещается в северо-восточной части Кындальской впадины в зоне влияния субмеридионального Тастахского глубинного разлома [1, 6]. Узел сложен юрско-меловыми отложениями, насыщенными силлами диоритов и диорит-порфиритов иороханского комплекса. Он включает золоторудные проявления: Александровское, Гора Черная, Иорикское, а также более 10 мелких россыпей золота [1]. Геолого-структурные особенности и минеральный состав рудных тел этих проявлений обнаруживают большое сходство с таковыми месторождения Нони [6]. Рудная минерализация локализована в приконтактных частях тел диоритоидов иороханского комплекса, прорывающих юрские и юрско-нижнемеловые песчаники и алевролиты. Золотоносными являются гидротермально изменённые брекчированные диориты и вмещающие их осадочные толщи – участки окварцевания, сульфидизации, карбонатизации мощностью от 0.3 до 14 м, протяженностью до 800 м. Средние содержания золота на Александровском проявлении составляют 11.2–14.6 г/т, выше чем на месторождении Нони, прогнозные ресурсы по категории P2 оцениваются в 5.0 т [2].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Представленные в статье данные свидетельствуют о том, что интрузивные образования иороханского комплекса пространственно тяготеют к структурам отрицательного типа – Буреинскому и Гуджикскому прогибам позднеюрско-раннемелового возраста, которые так же, как и прорывающие их интрузивные тела, ориентированы в субмеридиональном направлении вдоль краевых швов восточной части БМ. Они располагаются в узлах пересечения древней тектонически ослабленной зоны меридионального простирания зонами Хинганского и Мельгинского региональных разломов. Ареалы их распространения к востоку ограничиваются субмеридиональными Тастахским и Куканским глубинными разломами – восточными звеньями краевых швов БМ зоны сочленения с СССС.

Уникальность иороханского магматизма восточной части БМ состоит в том, что в его составе широко проявились разнообразные по уровням эрозионного среза, тектонического положения, минера-



**Рис. 10.** Геологический план (а) и разрез (б) центральной части Южной зоны месторождения Нони, по [19].

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – верхнеюрско-нижнемеловые песчаники, алевролиты и аргиллиты ургальской серии; 3 – диоритовые порфиры иороханского комплекса; 4 – дайки гидротермально изменённых риолитов-риодацитов; 5 – кварц-карбонат-золотосульфидные рудные тела; 6 – золото-кварц-сульфидные жилы; 7 – зоны брекчирования и катаклаза; 8 – горные выработки и их номера: а – канавы, б – скважины колонкового бурения; 9 – в числителе мощность рудного тела, в знаменателе содержание золота и серебра.

лого-петрографическим характеристикам и условиям формирования породные ассоциации, с которыми ассоциируется золотое и серебро-золоторудное оруденение. В составе иороханского вулcano-плутонического комплекса, представленного силлами, дайками и штоками, выделено четыре фазы: I фаза – диориты, кварцевые диориты, диорит-порфиры, габбро и габбродиориты; II фаза – гранодиориты и гранодиорит-порфиры; III фаза – риолиты, риодациты и гранит-порфиры; IV фаза – дайки риолитов, риодацитов, дацитов, габбро, долеритов, диорит-порфиритов и

андезитов. В результате проведённых исследований уточнён возраст диоритоидов первой, риолитов четвертой фаз иороханского комплекса восточной части БМ и подтверждён геологический возраст комплекса в целом. Полученные для них датировки U-Pb методом по цирконам укладываются в интервал 103–97.4 млн лет, в границах поздний альб–ранний сеноман. Для двух зёрен циркона из кварцевых диоритов получены даты –  $481 \pm 4$  и  $518 \pm 3.4$  млн лет, свидетельствующие о возможном вовлечении в процессы магмогенерации фрагментов раннепалеозойской кон-



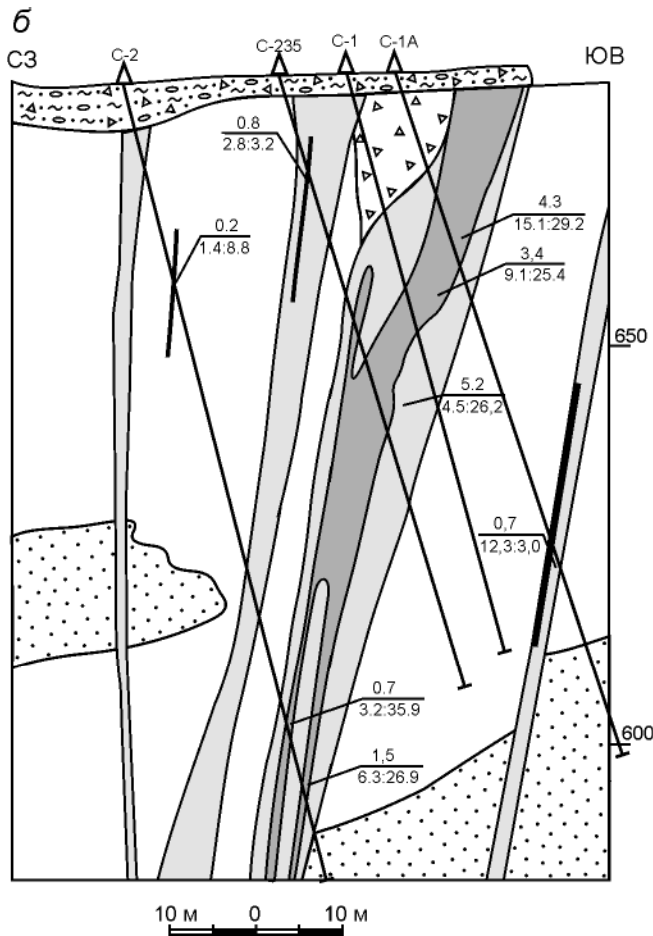


Рис. 10. Разрез (б) центральной части Южной зоны месторождения Нони, по [19].

тинентальной коры. Возраст даек «пёстрого состава» четвёртой фазы комплекса –  $103 \pm 3$  млн лет [39]. Эти дайки прорывают магматические образования первых трёх фаз иороханского комплекса и доальбские континентальные отложения Буреинского прогиба и Тьрминской впадины, исключая образования альб-сеноманской угленосной толщи Кындальской впадины, где иороханские диориты и диорит-порфириды содержатся в гальке и валунах базальных конгломератов кындальской свиты. В разрезе альб-сеноманской кындальской свиты, с угловым несогласием перекрывающей средне-верхнеюрскую молассу талымджанской свиты Буреинского прогиба, присутствуют пласты кислых пепловых и псефитовых туфов, которые могут быть возрастными и формационными аналогами пород последних фаз иороханского комплекса. Формирование интрузий иороханского вулканоплутонического ареала и, соответственно, связанной с ним золотой и золото-серебряной минерализации происходило, по всей вероятности, в конце альба – начале сеномана.

По возрасту и тождественности петрогеохимических особенностей к диоритоидам иороханского комплекса близки андезиты бурундинского ( $107.3 \pm 2.4$  млн лет) и унериканского ( $102.1 \pm$  млн лет) комплексов Умлекано-Огонджинской ВПЗ [17, 18].

Золоторудное месторождение Нони, рудопроявления и россыпи золота Нонинского и Иорикского рудно-россыпных узлов Гуджальского рудного района обнаруживают тесную пространственную связь с дайками риолитов-риодацитов и силлами диорит-порфиридов и кварцевых диорит-порфиридов иороханского комплекса, которые выступают в роли рудовмещающих и рудоконтролирующих структур, преобразованных гидротермально-метасоматическими процессами в пропилиты, березиты, аргиллизиты и сульфидно-кварц-гидрослюдистые метасоматиты вплоть до сульфидно-кварцевых жил, брекчий на кварцевом цементе и штокверкоподобных зон. Наиболее продуктивное золото-кварц-сульфидное оруденение локализовано в аргиллизитах, брекчированных разновидностях и брекчиях по риолитам и риодацитам четвёртой фазы внедрения, что может свидетельствовать о парагенетической их связи. Мозаично-блоковое строение месторождения Нони определяется комбинацией субмеридиональных и субширотных нарушений. В качестве рудовмещающих и рудоконтролирующих структур выступают тектонические зоны субмеридионального и северо-восточного простирания, трассируемые дайками четвёртой фазы и залеченные гидротермальными золотоносными растворами, а субширотные и сопряжённые с ними северо-западные нарушения относятся к категории неминерализованных структур. Размещение Нонинского и Иорикского золоторудно-россыпных узлов контролируется узлами пересечения субмеридиональных тектонически ослабленных зон и зон северо-восточных глубинных разломов.

Диориты и диоритовые порфириды первой фазы относятся к разряду магнезиально-железистых и магнезиальных образований известково-щелочной, габбро – толеитовой серий. Особенности химизма и минерального состава позволяют их рассматривать как породы I-типа с пониженными концентрациями HFSE, в том числе HREE. Глубинными источниками диоритоидов могли быть расплавы, сформировавшиеся за счёт плавления амфиболитового источника, скорее всего на нижнекоровом уровне, а генерация кислых пород могла иметь место в близповерхностных условиях верхней коры. Они умеренно обогащены такими элементами, как LILE, LREE, U и Th, в том числе ярко проявлена положительная аномалия Pb, что свойственно продуктам плавления обогащённой

мантии. С другой стороны, иороханские диоритоиды деплетированы в отношении Nb, Ta, Zr, Ti и P, что геохимически сближает их с породами зон субдукции и позволяет предполагать участие в формировании родоначальных для них расплавов пород метасоматизированного мантийного клина. Однако относительная их обогащённость Rb, Cs и Pb и деплетированность Nb, Ta, Ti и P, имеющие хорошее согласование со средним составом континентальной коры района активных континентальных окраин [22], указывают на существенную роль коровой компоненты в образовании этих расплавов. Образование для них исходных расплавов, по всей вероятности, связано с переработкой пород континентальной коры с незначительной добавкой ювенильного материала. Обращает внимание их относительное обогащение такими элементами, как Cs, Rb, Th, U, Pb, при относительном дефиците Nb, Y, Zr, Ti, P и HREE, что свойственно и магматическим породам коллизионных зон [33].

Ассоциирующие с Восточно-Буреинским металлогеническим поясом ареалы иороханских магматитов можно рассматривать, так же как и вулканы бурундинского комплекса Умлекано-Огонджинской ВПЗ [17, 18], в качестве одного из фрагментов пограничной структуры между континентальной окраиной восточной части БМ и аккреционными призмами Сихотэ-Алинского орогенного пояса [5]. По характеру взаимодействия плит Восточно-Буреинский пояс может быть отнесён к коллизионно-трансформным, которым характерно сочетание зон коллизии (сжатия) и зон синдвигового растяжения с развитием депрессий типа «pull-apart». По мнению А.И. Ханчука с соавторами [23, 24], многие особенности Хингано-Охотского магматического ареала, в том числе разрозненные ареалы иороханских магматитов, могут быть удовлетворительно объяснены реконструируемой в мезозойской эволюции региона геодинамической обстановкой континентальной трансформной окраины. «В обобщенном виде она описывается как переход от косой субдукции к латеральному скольжению плит относительно друг друга. В результате в ранее субдуцированной части литосферной плиты возникали разрывы (slab-window), по которым проникало вещество астеносферной мантии, инициировавшее магмообразование в разных горизонтах земной коры» [4].

Предполагается, что иороханский комплекс малых интрузий представляет собой небольшой фрагмент обширной полосы распространения позднеальб-раннесеноманских магматитов юга Дальнего Востока, которые формировались в обстановке трансформной континентальной окраины [24] и ти-

пичного для таких окраин сочетания зон синдвигового сжатия и растяжения с развитием депрессий типа «pull-apart».

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность академику РАН А.И. Ханчуку и чл.-корр. РАН В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН) за критический анализ рукописи, их замечания и предложения способствовали существенному улучшению представляемой работы.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и при поддержке федерального агентства по недропользованию (Гос. контракт на подготовку к изданию Госгеолкарты-200 листов М-53-ХIII и М-52-ХII).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васькин А.Ф., Роганов Г.В. Карта минерагенического районирования Хабаровского края и ЕАО. 1:1 000 000 / Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГПП «Хабаровскгеология», 2007.
2. Васькин А.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Дальневосточная. Лист М-53. Хабаровск. Объясн. зап. / Под ред. А.Ф. Васькина. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
3. Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Коростелёв П.Г. Хингано-Охотский металлогенический пояс в концепции террейнов // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 35–54.
4. Гоневчук В.Г., Сорокин А.А., Сахно В.Г., Родионов С.М., Сорокин А.П., Дербек И.Н., Пономарчук В.А. Хингано-Охотский ареал (ранний мел – сеноман) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 332–342.
5. Горячев Н.А., Родионов С.М., Раткин В.В., Шпикерман В.И., Ерёмин Р.А., Сидоров А.А., Наумова В.В. Металлогенические пояса и рудные районы Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 779–854.
6. Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации (2-е издание). 1:200 000. Лист М-53-ХIII. Буреинская серия: Объясн. зап. / Под ред. Г.В. Роганова. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015. 384 с.
7. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические исследования горных пород / Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
8. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. № 1. С. 11–22.
9. Ициксон М.И., Красный Л.И., Матвиенко В.Г. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965. С. 182–196.
10. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объясни-

- тельная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1990. 196 с.
11. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток. Дальнаука, 1996. 352 с.
  12. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. (Мин-во. природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ. ГЕОКАРТ, МАНПО) / Под ред. Н.В. Межеловского, А.Ф. Морозова. М 1997. 519 с.
  13. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.И., Дриль С.И., Кирилова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
  14. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова М.Н., Мялик А.В., Шадрин Н.И., Азарова Н.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-52. Благовещенск: Объясн. зап. / Гл. ред. А.С. Вольский. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 496 с. + 10 вкл.
  15. Роганов Г.В., Кременецкая Н.А., Яковлева Е.А. Карта полезных ископаемых и минерагенического районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих к ним участков дна Охотского и Японского морей. 1:1 000 000: Поясн. зап. / Ред. Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГПП «Дальгеофизика», 2008. 88 с.
  16. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
  17. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 4. С. 473–485.
  18. Сорокин А.А., Котов А.Б., Пономорчук В.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Саватенков В.М. Аптские бимодальные вулканические ассоциации и гранитоиды северной окраины Амурского микроконтинента: возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 74–93.
  19. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементенко А.И., Пересторонин А.Е. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ, 2008. 232 с.
  20. Сухов В.И. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист М-53-ХIII: Объясн. зап. М.: Гостехиздат, 1962. 68 с.
  21. Сухов В.И., Шлейснер О.В. К вопросу о классификации и механизме формирования субвулканических интрузий // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока / Отв. ред. Г.М. Власов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 3–16.
  22. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. (Пер. с англ.). М.: Мир, 1988. 384 с.
  23. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
  24. Ханчук А. И., Гребенников А. В., Иванов В. В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37.
  25. Black L. R., Kamo S. L., Allen C. M., Heinikoff J. N., Dawis D. W., Russell J., Korsch R. J., Foudonlis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
  26. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 2. P. 2033–2048.
  27. Liegeois J.P., Black R. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adirondacks // Alkaline igneous rocks/ Eds. J.G. Fitton., B.G.J. Upton. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1987. V. 30. P. 381–401.
  28. Ludwig K. R. SQUID 1.00. A users manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. N 2. 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
  29. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
  30. Meschede M.A. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
  31. Middlemost E.A. Naming materials in the magma-igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224.
  32. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Understanding granites: integrating new and classical techniques / Eds. A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse // Geological Society of London. Spec. Publ. 1999. V. 168. P. 55–75.
  33. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths / Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Nantwich: Sica Publ., 1983. P. 230–249.
  34. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
  35. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Limited, 1993. 343 p.
  36. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes / Eds. A. D. Saunders, M. J. Narry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.
  37. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 79. P. 169–181.
  38. [www.dvgkdv.ru/noni](http://www.dvgkdv.ru/noni) (дата обращения: 26.02.2018).
  39. <http://geochron.vsegei.ru/> (дата обращения: 17.04.2019).

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 01.09.2020 г.  
принята к печати 24.09.2020 г.

*E.V. Nigai, V.A. Guryanov, S.N. Dobkin, M.V. Arkhipov*

**Iorokhan complex of minor intrusions in the eastern part of the Bureya massif: geology, age, gold mineralisation**

In this paper we analyze and summarize some recently acquired data coupled with the findings of previous geological, geochronological and metallogenic studies on igneous rocks of the Iorokhan gold-bearing complex in the eastern part of the Bureya massif. Four phases, whose rocks are of hypabyssal and subvolcanic intrusive facies, are shown to define the structure of the Iorokhan complex of minor intrusions; characteristic features of their composition and structural and tectonic settings of localization are given; geological and geochronological data are reported on their age ( $103 \pm 1.0$ – $97.4 \pm 6.5$  Ma), i.e. late Albian–early Cenomanian. By the ratio of alumina, calcium and alkalis, most of their compositions correspond to I-type high-alumina magnesia and magnesia-ferruginous varieties ( $A/CNK < 1.1$ ) with low concentrations of HFSE, including HREE. Melting of an amphibolitic source rock produced a melt that could be a deep source of the Iorokhan diorites. A brief description of the Noni deposit is given and the main factors contributing to the localization of gold mineralization are considered. The ranges of the Iorokhan magmatites in the East Bureya volcano-plutonic zone can be considered as one of the fragments of the boundary structure between the continental margin of the eastern part of the Bureya massif and the accretionary wedges of the Sikhote-Alin orogenic belt. The Iorokhan complex of minor intrusions is assumed to be a small fragment of the wide belt of Late Albian–Early Cenomanian magmatite occurrence in the southern Far East of Russia, which formed in a setting of transform continental margin and zones of compression associated with extension resulting in the development of pull-apart basins typical of such margins.

**Key words:** Bureya massif, Iorokhan complex of minor intrusions, sills, dykes, Early Cretaceous, Noni volcanic dome, gold mineralisation, diorite, rhyodacite.