



AGE AND GEODYNAMIC SETTINGS OF THE FORMATION OF CRETACEOUS IGNEOUS ROCKS ALONG THE WESTERN BOUNDARY OF THE BADZHAL TERRANE (SIKHOTE-ALIN OROGENIC BELT)

I.A. Alexandrov , A.Yu. Levedev, V.V. Ivin , B.I. Semenyak, V.V. Ratkin, S.Yu. Budnitskiy

Far East Geological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, 159 100-letya Ave, Vladivostok 690022, Russia

ABSTRACT. The paper presents the results of the study of geochemistry and U-Pb zircon dating of Cretaceous igneous rocks of the westernmost part of the Badzhal terrane within the Badzhal and Dusse-Alin volcanic zones of the Khingan-Okhotsk magmatic belt. The granites of the Verkhneurmysky pluton and Pravourmayskaya dyke in the Badzhal zone were dated at 100 ± 1 and 93 ± 1 Ma, respectively. The age of diorite in the Suluk-Egono interfluvium of the Dusse-Alin zone was estimated at 88 ± 1 Ma, and the ages of three tuff zircon populations were estimated at 88 ± 2 , 97 ± 1 and 105.5 ± 1.3 Ma. The dating results indicate that the synorogenic reduced granites of the Verkhneurmysky ore cluster were formed under the transform continental margin regime, which gave rise to the occurrence of a large Albian-Cenomanian magmatic province of Pacific Asia. The magnetite series diorites of the Dusse-Alin zone were formed during the subsequent subduction-related Turonian-Maastrichtian stage, but their geochemical characteristics are not typical of suprasubduction magmas. This may indicate a later transition to subduction at this section of the continental margin, or the existence of local extension and/or transcurrent faulting in the subduction settings. The studied igneous rocks of both stages and volcanic zones were formed with significant involvement of material from the mature continental crust, and are characterized by a similar range of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values from -0.9 to -2.6 and two-stage Nd model ages from 1.22 to 1.05 Ga.

KEYWORDS: Badzhal terrane; transform continental margin; granitoids; ilmenite series; magnetite series; Khingan-Okhotsk area; Sikhote-Alin orogenic belt

FUNDING: The study was supported by grant 22-17-00198 from the Russian Science Foundation, <https://rscf.ru/project/22-17-00198/>.



EDN: KQXXBE

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Igor A. Alexandrov, alexandrov@fegi.ru

Received: November 21, 2024

Revised: December 11, 2024

Accepted: December 13, 2024

FOR CITATION: Alexandrov I.A., Levedev A.Yu., Ivin V.V., Semenyak B.I., Ratkin V.V., Budnitskiy S.Yu., 2025. Age and Geodynamic Settings of the Formation of Cretaceous Igneous Rocks Along the Western Boundary of the Badzhal Terrane (Sikhote-Alin Orogenic Belt). *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (1), 0806. doi:10.5800/GT-2025-16-1-0806

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЫ БАДЖАЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)

И.А. Александров, А.Ю. Лебедев, В.В. Ивин, Б.И. Семеняк, В.В. Раткин, С.Ю. Будницкий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, пр-т 100-летия Владивостока, 159, Россия

АННОТАЦИЯ. Представлены результаты исследований геохимии и U-Pb датирования по циркону меловых магматических пород самой западной части Баджальского террейна в пределах Баджальской и Дуссе-Алинской вулканических зон Хингано-Охотского магматического ареала. Для гранитов Верхнеурмийского массива и Правоурмийской дайки в Баджальской зоне получен возраст 100 ± 1 и 93 ± 1 млн лет соответственно. Возраст диоритов междуречья Сулук – Эгоно Дуссе-Алинской зоны определен равным 88 ± 1 млн лет, а для трех популяций циркона из литокластического туфа – 88 ± 2 , 97 ± 1 и 105.5 ± 1.3 млн лет. Результаты датирования свидетельствуют о том, что образование синорогенных восстановленных гранитов Верхнеурмийского рудного узла происходило в режиме трансформной континентальной окраины, сформировавшем крупную альб-сеноманскую магматическую провинцию Тихоокеанской Азии. Диориты магнетитовой серии Дуссе-Алинской зоны были образованы в течение последующего турон-маастрихского этапа, связываемого с субдукцией, однако их геохимические характеристики не типичны для надсубдукционных магм. Это может свидетельствовать о более позднем переходе к субдукции на данном участке континентальной окраины или о существовании локальных условий растяжения и/или сдвиговых смещений в обстановке субдукции. Изученные магматические породы обоих этапов и вулканических зон сформировались при значимом участии материала зрелой континентальной коры и характеризуются близким диапазоном значений $\epsilon_{Nd}(t)$ от -0.9 до -2.6 и двустадийного Nd модельного возраста от 1.22 до 1.05 млрд лет.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Баджальский террейн; трансформная континентальная окраина; гранитоиды; ильменитовая серия; магнетитовая серия; Хингано-Охотский ареал; Сихотэ-Алинский орогенный пояс

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда в рамках гранта 22-17-00198, <https://rscf.ru/project/22-17-00198/>.

1. ВВЕДЕНИЕ

Меловые вулканические и интрузивные породы, простирающиеся от Малохинганского блока Бурейского массива (Бурей-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн) на юго-западе через юрские Баджальский и Ульбанский террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса до структур Монголо-Охотского пояса на северо-востоке, традиционно относят к Хингано-Охотскому магматическому ареалу/поясу (рис. 1, а) [Khanchuk, 2006a].

Согласно обобщению К. Сато с коллегами [Sato et al., 2002], меловой магматизм Хангано-Охотского пояса на обширной территории от Малого Хингана до Удской губы происходил в достаточно короткий период времени 95 ± 10 млн лет. Позднее в результате геохронологических исследований магматических пород Хингано-Олонойской (Малохинганской) зоны Ar/Ar методом было выделено два этапа магматической активности: 111–105 и 101–99 млн лет [Sorokin et al., 2005]. Однако для магматических пород восточной части Хингано-Охотского ареала за пределами домезозойских структур Бурей-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна и Монголо-Охотского орогенного пояса достоверных датировок древнее 101 млн лет пока получено не было, а современные U-Pb и Ar-Ar определения возраста варьируются от 101 до 90 млн лет [Derbeko et

al., 2008a, 2008b; Alekseev et al., 2013; Jahn et al., 2015; Gonevchuk et al., 2015; Lebedev et al., 2024].

В пределах Хингано-Охотского магматического ареала выделяется одноименная оловорудная провинция, связанная с восстановленными гранитоидами ильменитовой серии [Sato et al., 2002]. Современные палеорекострукции геодинамической обстановки Хингано-Охотского магматизма включают транспрессионный режим в условиях косой субдукции Палео-Тихоокеанской плиты (плит) [Sato et al., 2002] или трансформной континентальной окраины [Sorokin et al., 2005; Khanchuk, 2006a; и др.]. Позднее А.И. Ханчук с коллегами [Khanchuk et al., 2019] выделили протяженный альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и синхронную с ним гигантскую магматическую провинцию Тихоокеанской Азии. Таким образом, для магматических пород Хингано-Охотского пояса и разновозрастных альб-сеноманских образований, простирающихся от него на юг до побережья Вьетнама и на север до Чукотского полуострова, был предложен геодинамический режим формирования в пределах единой трансформной континентальной окраины [Khanchuk et al., 2019].

Вопреки наличию согласованных палеорекострукций формирования Хингано-Охотского ареала, современная геохимическая и геохронологическая изученность

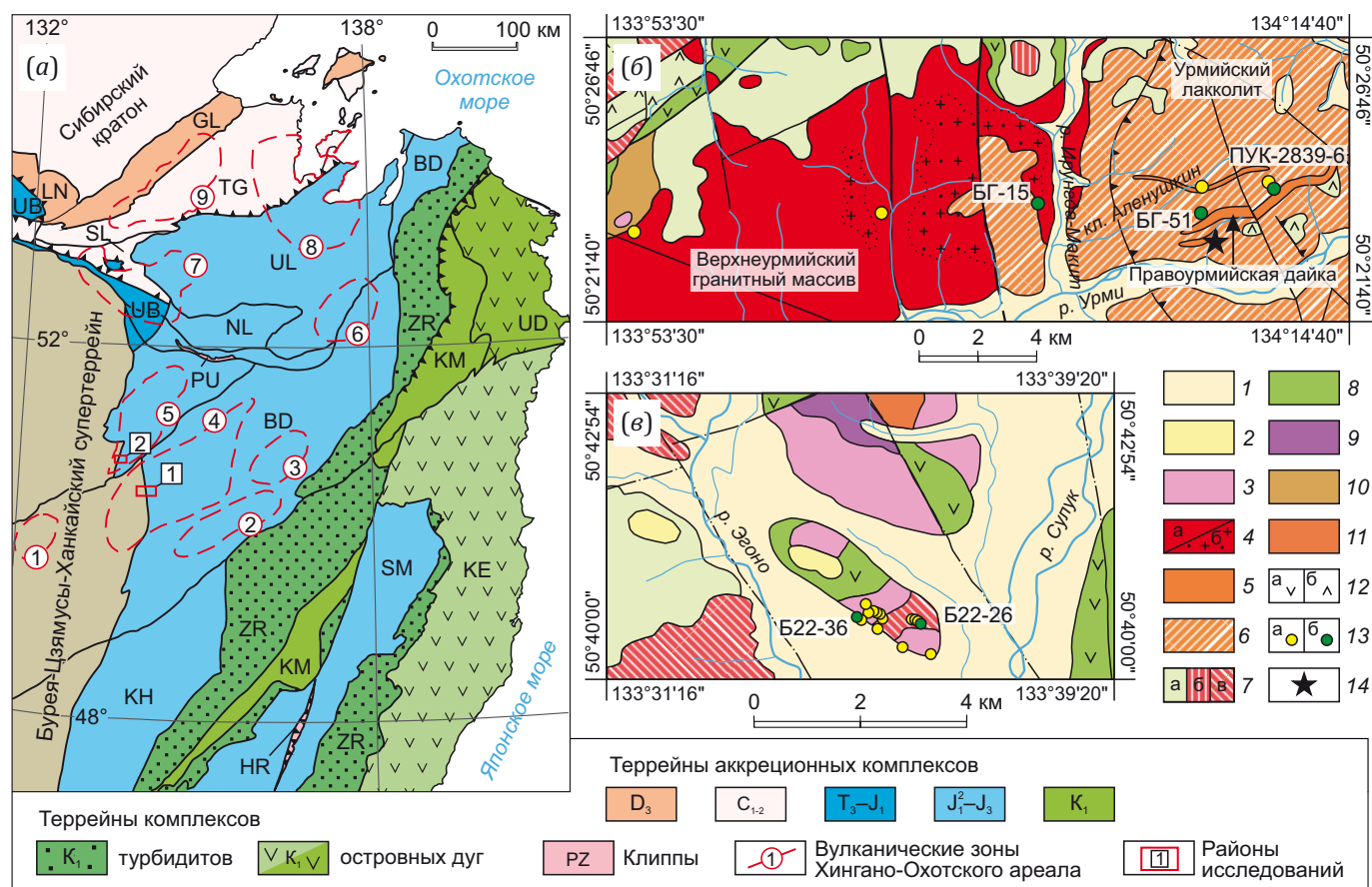


Рис. 1. Геологическая позиция районов исследований.

(а) – фрагмент схемы террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих структур (по [Khanchuk, 2006a; Khanchuk et al., 2024], с изменениями). Террейны: BD – Баджалский, GL – Галамский, KE – Кемский, KH – Хабаровский, KM – Киселевско-Маноминский, LN – Ланский, NL – Ниланский, PU – Пауканский, SL – Селемджинский, SM – Самаркинский, TG – Тугурский, UB – Унья-Бомский, UD – Удыльский, UL – Ульбанский, ZR – Журавлевско-Амурский. HR – Хорский блок. Вулканические зоны Хингано-Охотского ареала: 1 – Тырмо-Гуджалская, 2 – Харпийская, 3 – Мяочанская, 4 – Баджалская, 5 – Дуссе-Алинская, 6 – Харпичанская, 7 – Эзоп-Ям-Ульбанская, 8 – Ульбанская, 9 – Селитканская. Районы исследований: 1 – Урми, 2 – Сулук.

(б, в) – геологические карты районов исследований: (б) – участок Урми ([State Geological Map..., 2004a, 2004b; Bortnikov et al., 2019], с изменениями); (в) – участок Сулук ([State Geological Map..., 2003], с изменениями). 1 – четвертичные отложения; 2 – аякитская толща (N₁); 3–5 баджал-дуссеалинский комплекс (K₂): 3 – первая фаза (диориты), 4 – третья фаза (а – граниты, б – мелкозернистые порфировидные граниты), 5 – четвертая фаза (дайки гранит-порфиров); 6 – субвулканические образования гербинского риолитового комплекса (K₂); 7 – онкондинский риолит-дацитовый комплекс (K₂): а – эффузивные; б, в – субвулканические образования (б – риодациты, в – риолиты); 8 – сулукская толща (K₂); 9 – демкуканская толща (T₃); 10 – ниранская свита (D₁₋₂); 11 – граниты древнебуреинского комплекса (AR₂); 12: а – дациандезиты, андезиты и их туфы, б – игнимбриты, туфы, лавы нерасчлененные; 13: а – места отбора образцов, б – датированные образцы с номерами; 14 – Правоурмийское месторождение.

Fig. 1. Geological position of the study areas.

(а) – fragment of the scheme of terranes of the Sikhote-Alin orogenic belt and adjacent structures (modified after [Khanchuk, 2006a; Khanchuk et al., 2024]). Terranes: BD – Badzhal, GL – Galam, KE – Kema, KH – Khabarovsk, KM – Kiselevska-Manoma, LN – Lansk, NL – Nilan, PU – Paukan, SL – Selemdzha, SM – Samarka, TG – Tugur, UB – Unya-Bom, UD – Udyl, UL – Ulban, ZR – Zhuravlevka-Amur. HR – Khor block. Volcanic zones of the Khingan-Okhotsk area: 1 – Tyrma-Gudzhah, 2 – Harp, 3 – Mao-Chan, 4 – Badzhal, 5 – Duse-Alin, 6 – Harpichan, 7 – Ezop-Yam-Ulban, 8 – Ulban, 9 – Selitkan. Study areas: 1 – Urmi, 2 – Suluk.

(б, в) – geologic maps of the study areas: (б) – Urmi site (modified after [State Geological Map..., 2004a, 2004b; Bortnikov et al., 2019]); (в) – Suluk site (modified after [State Geological Map..., 2003]). 1 – Quaternary sediments; 2 – Ayakit Formation (N₁); 3–5 Badzhal-Dussealin Complex (K₂): 3 – first phase (diorites), 4 – third phase (а – granites, б – fine-grained porphyreous granites), 5 – fourth phase (granite porphyry dikes); 6 – subvolcanic formations of Gerbi rhyolite complex (K₂); 7 – Onkonda rhyolite-dacite complex (K₂): а – effusive; б, в – subvolcanic formations (б – rhyodacites, в – rhyolites); 8 – Suluk Formation (K₂); 9 – Demkukan Formation (T₃); 10 – Niran Formation (D₁₋₂); 11 – granites of the Drevnyaya Bureya Complex (AR₂); 12: а – andesites and their tufts, б – ignimbrites, tufts and undissected lavas; 13: а – sampling sites, б – dated samples with numbers; 14 – Pravourmyskoye deposit.

включаемых в его состав магматических пород на территории российского Дальнего Востока остается весьма фрагментарной. Для многих образований отсутствуют достоверные датировки, а детальные изотопно-геохронологические исследования зачастую не содержат геохимических данных [Lebedev et al., 1997, 1999; Alekseev et al., 2013]. С целью уточнения возраста, выяснения геохимических особенностей и тестирования палеогеодинамических реконструкций проведены исследования магматических пород самой западной части Баджальского террейна на границе с Буреинским массивом в пределах Баджальской и Дуссе-Алинской вулканических зон Хингано-Охотского магматического ареала (рис. 1, а).

2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Баджальский террейн является фрагментом юрской аккреционной призмы и входит в состав Сихотэ-Алинского орогенного пояса [Khanchuk, 2006a]. Аккреционный комплекс основания террейна представляет собой чередование пачек юрских терригенных пород, содержащих разновеликие блоки и пластины базальтов, карбон-пермских известняков и пермско-триасовых кремней [Khanchuk, 2006a].

На западе по Куканской зоне разломов Баджальский террейн граничит с раннепалеозойским Буреинским массивом Бурей-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна (рис. 1, а). В районе исследований граница четко не определена, так как домеловое основание почти повсеместно перекрыто магматическими породами Хингано-Охотского ареала и совместно с ними разбито на небольшие блоки. Таким образом, ареал Куканской разломной зоны может представлять собой коллаж из блоков пород Буреинского массива и Баджальского террейна.

Вулканические породы рассматриваемого района объединены в позднемеловые сулукский, онкондинский и гербинский комплексы, а интрузивные представлены четырьмя фазами баджало-дуссеалинского комплекса от диоритов до лейкогранитов [State Geological Map..., 2003, 2004a, 2004b]. Сулукская толща сложена преимущественно андезитами, их лавобрекчиями и туфами и среди позднемеловых вулканических образований занимает самое низкое стратиграфическое положение. Палеонтологически установлен сеноманский возраст толщи, согласно залегающей на альб-сеноманской лакской вулканогенно-осадочной толще. Онкондинская толща перекрывает вулканы сулукской или присутствует в виде останцов кровли гранитоидов баджало-дуссеалинского комплекса. Она представлена кислыми вулканитами, их туфами и лавобрекчиями. Вышележащие отложения гербинского комплекса преимущественно представляют собой переслаивание игнимбритов и кислых туфов [State Geological Map..., 2004a, 2004b].

В рамках работ были изучены магматические породы двух участков, относящихся к разным вулканиче-

ским зонам (рис. 1, а) [Khanchuk, 2006a]. Первый участок находится в пределах Верхнеурмийского рудного узла Баджальской зоны (рис. 1, б, далее – участок Урми). Вулканоплутонический комплекс Верхнеурмийского узла представляет собой сложную магматическую систему, в качестве основных элементов которой выделяются Верхнеурмийский гранитный массив и Урмийский лакколит с прорывающей его Правоурмийской дайкой [Lebedev et al., 1997, 1999; Bortnikov et al., 2019]. По гравиметрическим данным под всей Баджальской вулканической зоной предполагается крупный (площадь ~10 тыс. км² и вертикальная мощность 12–13 км) Баджальский криптобатолит [Lishnevsky, Gershanik, 1992].

В структуре Верхнеурмийского массива выделяется до четырех фаз гранитов [Khanchuk, 2006b]. Первая фаза представлена биотитовыми гранит-порфирами и порфировидными гранитами, развитыми в краевых частях массива. Вторая фаза – мелко-среднезернистые биотитовые граниты со слабовыраженной порфировидной структурой, слагающие основной объем массива. Третья фаза объединяет дайки и мелкие штоки биотитовых лейкогранитов, зачастую имеющих рвущий контакт с гранитами второй фазы. Сюда, в частности, относят породы дайки ключа Аленушкин (рис. 1, б). В качестве четвертой фазы выделяют мелкие интрузивные тела Li-F гранитов. Согласно серийной легенде первая и вторая фаза Верхнеурмийского массива соответствуют третьей фазе баджало-дуссеалинского комплекса, а дайки и малые тела – четвертой (рис. 1, б).

Урмийский лакколит (субинтрузивное тело), обозначенный на карте экструзивными образованиями гербинского комплекса [State Geological Map..., 2004a, 2004b] (рис. 1, б), сложен кристаллоигнимбритами риолитов [Khanchuk, 2006b]. Между гранитами первой фазы Верхнеурмийского массива и породами Урмийского лакколита отмечаются постепенные переходы и отсутствие рвущих контактов, свидетельствующие об их комагматичности [Khanchuk, 2006b; Bortnikov et al., 2019]. Центральную часть Урмийского лакколита интрузирует мощная Правоурмийская дайка гранит-порфиров протяженностью более 9 км и мощностью от 40 до 300 м (рис. 1, б). Рвущие контакты гранит-порфиров дайки со вмещающими кристаллоигнимбритами не наблюдаются, а обычно имеет место постепенный переход между разностями [Khanchuk, 2006b].

Второй участок исследований находится в междуречье Сулук-Эгоно в пределах Дуссе-Алинской вулканической зоны (далее – участок Сулук), которая отделяется от Баджальской зоны по Хинганскому глубинному разлому. Согласно данным государственного геологического картирования (ГГК) [State Geological Map..., 2003] здесь представлено тело диоритов первой фазы баджало-дуссеалинского комплекса и экструзия онкондинского комплекса (рис. 1, в).

Результаты полевых исследований и собранная коллекция образцов участка Сулук не вполне соответствуют

картине, отображенной на геологической карте (рис. 1, в). Большая часть образцов, отобранных в пределах экструзии онкондинского комплекса, представляет собой пирокластические породы – лавобрекчии и туфы с примесью терригенного материала. Вероятно, данные отложения следует относить к онкондинской толще. Из магматических пород были отобраны образцы диорит-порфириров и гранодиоритов баджало-дусселинского комплекса, а также гранит-порфиры онкондинского комплекса. Образец андезита Б22-38 отобран из коренного обнажения в пределах экструзии онкондинского комплекса (рис. 1, в), однако для последнего характерны породы более кислого состава [State Geological Map..., 2003].

3. ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для участка Урми были использованы образцы из коллекции Б.И. Семеняка, имеющие небольшие размеры, что ограничило возможности по выделению монофракции циркона. Породы представлены гранитами первых двух фаз Верхнеурмийского массива, дайки кл. Алenuшкин и Правоурмийской дайки, а также риолитом Урмийского лакколита.

Граниты характеризуются сериально-порфировой структурой и массивной текстурой. Фенокристы представлены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (КПШ), а также более мелкими зернами коричневого биотита. Риолит представляет собой массивную породу с микрокристаллической и микрогранофировой структурой. Присутствуют вкрапленники кварца, плагиоклаза, КПШ и меньшего по размеру биотита. Основная масса сложена теми же минералами. Плагиоклаз замещается мусковитом, биотит – хлоритом.

Для U-Pb датирования достаточное количество циркона удалось выделить из трех образцов участка Урми, краткое описание которых приведено ниже.

Образец БГ-15 (50°23'52.9" с.ш., 134°5'41.3" в.д.) из Верхнеурмийского массива представлен средне- и крупнозернистым порфировидным биотитовым гранитом с гипидиоморфно-зернистой структурой и сложен кислым плагиоклазом, КПШ и биотитом.

Гранит-порфир ПУК-2839-6 из Правоурмийской дайки (50°24'14.7" с.ш., 134°12'33.3" в.д.) состоит из средне- и крупнозернистых вкрапленников кварца, КПШ, плагиоклаза и биотита в мелкозернистой массе с гипидиоморфно-зернистой (участками – графической) структурой.

Образец БГ-51 (50°23'37.5" с.ш., 134°10'21.8" в.д.) представляет собой контакт гранит-порфиров Правоурмийской дайки со вмещающими риолитами гербинской экструзии (Урмийского лакколита), где переход между разностями виден макроскопически. В шлифах структура основной массы обеих разновидностей схожа и является микрокристаллической, а главными отличиями являются размер и количество фенокристов. В гранит-порфировой части (БГ-51г) – многочисленные сериальные оскольчатые пойкилитовые фенокристы кварца, плагиоклаза, КПШ и биотита средне- и крупно-

зернистые, а в риолитовой (БГ-51р) – они представлены в меньшем объеме и имеют мелко- и иногда среднезернистую размерность, основная масса девитрифицирована. Химический элементный анализ был выполнен для частей БГ-51г и БГ-51р отдельно (табл. 1), а монофракция циркона была выделена в целом из всего образца.

Для геохимических исследований пород участка Сулук (табл. 1) были использованы их следующие разновидности. Диорит-порфиры соответствуют описанию, приведенному ниже для образца Б22-36. Гранодиорит-порфир сложен полевыми шпатами, амфиболом и кварцем. Вторичные изменения в породах проявлены в виде хлоритизации амфибола и биотита, сосюритизации плагиоклаза и пелитизации КПШ. Андезит представлен в виде массивной порфировой породы с гиалопилитовой структурой основной массы и флюидальной текстурой. Сериальные вкрапленники и основная масса представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Гранит-порфиры содержат редкие порфиры измененных полевых шпатов и темноцветных минералов со значительно меньшими по размеру ксеноморфными зернами кварца в микрокристаллической полевошпатовой основной массе.

По участку Сулук пригодными для датирования циркона оказались только два образца. Диорит-порфир Б22-36 (50°40'38.5" с.ш., 133°35'18.2" в.д.) содержит среднезернистые (единичные – крупнозернистые) вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена, амфибола и оливина в состоящей из тех же минералов, кварца и КПШ основной массе с микродиоритовой структурой. Литокластический туф Б22-26 (50°40'33.8" с.ш., 133°36'16.0" в.д.) сложен неокатанными обломками гранитов и вулканитов, плагиоклаза и кварца. Пепловые частицы замещены низкотемпературным кремнеземом, цемент преимущественно алевролитовый.

Анализ элементного состава пород и U-Pb датирование циркона были выполнены в ЦКП ДВГИ ДВО РАН по методикам, аналогичным описанным в работе [Alexandrov et al., 2023]. Определение содержаний петрогенных элементов (кроме SiO₂) производилось на атомно-эмиссионном спектрометре (iCAP 7600 Duo) с индуктивно связанной плазмой, а микроэлементов – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS Agilent 7500с). Концентрации SiO₂, H₂O⁻, потери при прокаливании (ППП) определялись методом гравиметрии, а содержание FeO – методом титриметрии. Исследование изотопного состава U-Pb-Th в цирконе произведено на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a с системой лазерной абляции UP-213. Диаметр абляционного кратера составлял 40 мкм. Обработка результатов производилась с использованием приложения IsoplotR [Vermeesch, 2018]. Для расчета возраста в исходных данных использовалась величина стандартной аналитической ошибки (1σ), а в качестве отклонения от итогового средневзвешенного значения возраста рассчитывался размер 95%-ного доверительного

Таблица 1. Химический состав изученных пород

Table 1. Chemical composition of the studied rocks

Образец	Б22-24	Б22-35	Б22-37	Б22-39b	Б22-38	Б22-30	Б22-34	БГ-15	У-104-86	У-82-83	У-60-84	ПУК-2514-5	ПУК-2830-1	ПУК-2839-6	У-145-82	БГ-51г	БГ-51p	У-130-82
	Участок Сулук							Участок Урми										
	Баджало-дуссеалинский комплекс				Онкондинский комплекс		Верхнеурмийский массив, У-60-84 дайка кл. Аленушкин				Правоурмийская дайка					Урмийский лаколит		
	Грано-диорит	Диорит-порфирит			Андезит	Гранит-порфир		Гранит	Гранит-порфир	Лейко-гранит	Гранит-порфир	Резко порфировидные граниты				Контакт гранит-риолит		Риолит
SiO ₂	67.43	60.22	60.72	64.29	56.44	76.32	74.50	75.94	77.11	74.71	72.64	73.01	71.54	72.14	73.06	73.65	72.77	73.99
TiO ₂	0.40	0.95	0.69	0.65	0.87	0.02	0.17	0.08	0.07	0.09	0.21	0.21	0.23	0.24	0.21	0.16	0.17	0.17
Al ₂ O ₃	15.98	16.81	17.09	16.26	17.62	13.24	13.94	12.46	11.90	12.82	13.97	13.57	14.24	13.86	13.33	12.85	13.43	13.24
Fe ₂ O ₃	3.07	3.28	2.86	3.19	2.77	1.33	1.55	0.36	0.30	0.19	0.50	1.27	1.52	1.02	0.57	0.84	0.79	0.34
FeO	2.45	3.04	3.33	2.37	3.99	0.62	1.06	0.93	0.87	1.40	1.80	1.94	1.12	1.52	2.19	1.77	1.91	1.45
MnO	0.09	0.12	0.11	0.09	0.12	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
MgO	0.60	2.17	2.47	0.62	2.33	0.11	0.32	0.04	0.05	0.04	0.22	0.22	0.27	0.27	0.24	0.17	0.17	0.15
CaO	0.32	3.34	5.18	2.75	7.51	0.02	0.06	0.64	0.63	0.91	2.16	1.03	1.91	1.79	2.03	1.51	1.59	1.36
Na ₂ O	3.27	3.65	3.18	3.90	2.85	1.49	2.37	3.78	3.18	3.45	3.38	3.00	3.49	3.18	3.30	3.13	3.08	2.96
K ₂ O	2.35	2.76	2.57	2.18	0.61	3.81	2.36	4.69	5.02	5.34	4.07	4.53	4.56	4.94	3.82	4.79	5.00	5.08
P ₂ O ₅	0.12	0.26	0.14	0.16	0.18	0.05	0.07	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03
H2O [*]	1.11	0.97	0.51	0.37	1.61	0.59	0.89	0.12	0.09	0.06	0.06	0.11	0.11	0.11	0.08	0.07	0.09	0.07
ППП	2.55	2.21	0.73	2.74	2.78	1.93	2.21	0.47	0.40	0.85	0.58	0.82	0.71	0.64	0.77	0.62	0.55	0.69
Σ	99.73	99.79	99.58	99.57	99.69	99.55	99.53	99.56	99.65	99.89	99.65	99.78	99.79	99.79	99.66	99.63	99.62	99.56
Rb	131.5	121.5	103.2	63.64	16.6	99.65	56.95	330.0	262.8	213.0	125.8	257.9	168.3	167.3	194.7	185.3	181.9	209.2
Sr	78.6	330.0	231.4	158.5	1217	31.8	35.00	24.39	19.11	30.93	111.50	75.55	93.90	91.15	107.10	91.45	83.25	84.85
Y	40.20	45.37	34.22	47.50	34.63	0.74	14.62	57.53	27.41	55.53	25.44	39.22	37.81	35.90	38.50	45.79	43.16	41.77
Zr	296.7	245.0	201.5	244.5	198.8	32.5	205.9	115.96	82.96	97.86	161.01	136.31	169.41	176.46	174.46	134.31	129.78	157.81
Nb	12.49	16.39	11.20	7.18	12.06	4.65	4.24	13.92	9.07	10.12	7.94	9.66	9.38	9.11	8.71	10.88	10.04	10.21
Cs	3.78	4.39	2.18	2.53	5.79	3.42	2.11	19.57	9.12	6.08	11.71	15.85	11.05	8.64	8.97	13.52	11.30	7.10

Таблица 1 (продолжение)

Table 1 (continued)

Образец	Б22-24	Б22-35	Б22-37	Б22-39b	Б22-38	Б22-30	Б22-34	БГ-15	У-104-86	У-82-83	У-60-84	ПУК-2514-5	ПУК-2830-1	ПУК-2839-6	У-145-82	БГ-51г	БГ-51р	У-130-82
	Участок Сулук							Участок Урми										
	Баджало-дуссеалинский комплекс				Онкондинский комплекс		Верхнеурмийский массив, У-60-84 дайка кл. Аленушкин				Правоурмийская дайка					Урмийский лаколит		
	Грано-диорит	Диорит-порфирит			Андезит	Гранит-порфир		Гранит	Гранит-порфир	Лейко-гранит	Гранит-порфир	Резко порфировидные граниты				Контакт гранит-риолит		Риолит
Ba	222.1	659.8	451.1	388.8	337.4	391.0	148.6	135.5	74.56	168.4	771.6	400.7	444.2	640.1	354.0	474.6	480.4	564.1
La	37.81	33.63	23.94	33.48	21.50	9.28	27.19	27.01	17.42	28.14	31.27	26.25	33.37	30.66	33.30	30.58	30.86	27.99
Ce	76.64	74.52	52.83	72.91	47.39	20.32	57.16	69.88	48.88	71.13	69.28	59.68	76.03	71.78	76.93	71.78	72.65	65.33
Pr	9.00	8.80	6.36	8.26	5.71	2.35	6.05	7.66	4.99	8.28	7.44	6.41	8.71	7.97	8.50	8.15	8.16	7.44
Nd	34.22	36.18	24.44	35.48	22.94	9.04	22.48	32.76	19.89	34.25	29.24	27.73	37.02	31.21	34.69	32.34	34.74	31.85
Sm	6.23	6.99	5.23	8.24	4.80	1.30	4.14	9.01	4.72	8.68	5.99	6.63	7.09	7.62	8.14	8.85	8.05	6.63
Eu	1.34	1.48	1.23	1.55	1.09	0.18	0.67	0.30	0.15	0.32	0.73	0.53	0.74	0.73	0.80	0.62	0.61	0.65
Gd	5.85	6.96	5.41	9.12	5.58	0.81	3.80	8.51	4.97	8.92	5.09	6.24	7.29	6.98	7.22	7.91	7.81	7.61
Tb	1.06	1.23	0.89	1.65	0.94	0.08	0.60	1.57	0.83	1.34	0.76	1.04	1.04	1.05	1.19	1.18	1.23	1.13
Dy	6.10	7.95	5.32	9.60	5.01	0.31	4.34	9.58	5.21	7.76	4.99	6.38	6.75	5.95	6.45	7.87	7.06	7.02
Ho	1.36	1.37	1.08	1.92	1.24	0.03	0.77	2.02	1.23	1.96	1.11	1.35	1.42	1.29	1.37	1.58	1.52	1.58
Er	3.95	3.94	3.12	5.81	3.03	0.15	3.11	6.77	4.23	5.93	3.57	4.17	4.22	4.26	4.28	5.44	4.98	5.36
Tm	0.58	0.56	0.50	0.82	0.45	0.01	0.35	0.97	0.71	0.96	0.48	0.72	0.70	0.62	0.67	0.82	0.74	0.73
Yb	4.20	3.51	3.15	6.54	3.23	0.09	3.63	7.31	5.07	5.85	3.66	4.82	4.14	4.51	5.07	5.37	5.23	5.35
Lu	0.64	0.68	0.49	0.91	0.55	0.01	0.38	1.09	0.76	0.86	0.51	0.68	0.69	0.65	0.71	0.75	0.77	0.77
Hf	7.47	6.37	5.11	7.15	4.79	1.39	4.76	5.66	5.00	4.60	6.20	5.51	6.58	6.43	7.07	5.37	5.36	6.37
Ta	0.77	1.00	0.65	0.76	0.76	0.97	0.52	2.33	1.81	1.51	0.84	1.09	1.14	1.03	0.90	1.27	1.19	1.32
Pb	16.31	19.34	36.95	17.88	11.56	11.77	10.18	33.96	33.07	28.08	49.82	22.03	15.86	18.66	19.84	22.34	22.97	108.82
Th	14.11	14.34	10.00	11.65	8.19	6.39	11.29	31.18	25.36	24.97	11.45	17.06	15.75	13.81	15.71	18.76	17.85	17.20
U	3.24	3.77	2.94	2.18	2.37	1.58	2.10	3.92	3.36	4.25	2.06	2.37	3.14	3.10	3.56	4.02	3.45	4.39

интервала согласно алгоритму программы IsoplotR [Vermeesch, 2018].

Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические исследования выполнены в ИГД РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Rb, Sr, Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Полученные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511115$ в Nd стандарте JNdi-1 [Tanaka et al., 2000]. Изотопные отношения Sr нормализованы к отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37521$. Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=\pm 0.005\%$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=\pm 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=\pm 0.05\%$ (2σ). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ современные значения однородного хондритового резер-

вуара (CHUR) взяты по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$), а DM – по [Goldstein, Jacobsen, 1988], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$). Двустадийный Nd модельный возраст $t_{\text{Nd}}(\text{C})$ [Keto, Jacobsen, 1987] рассчитан с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

U-Pb датирование циркона. Участок Урми. Из образца БГ-15 гранита Верхнеурмийского массива датировано 15 зерен циркона и получен средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст 100 ± 1 млн лет (рис. 2, б) и конкордантный возраст – 100.8 ± 0.9 млн лет. Для молодых пород с низким содержанием ^{235}U авторы опираются на $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст. Значения Th/U-соотношения варьируются в пределах 0.24–0.56.

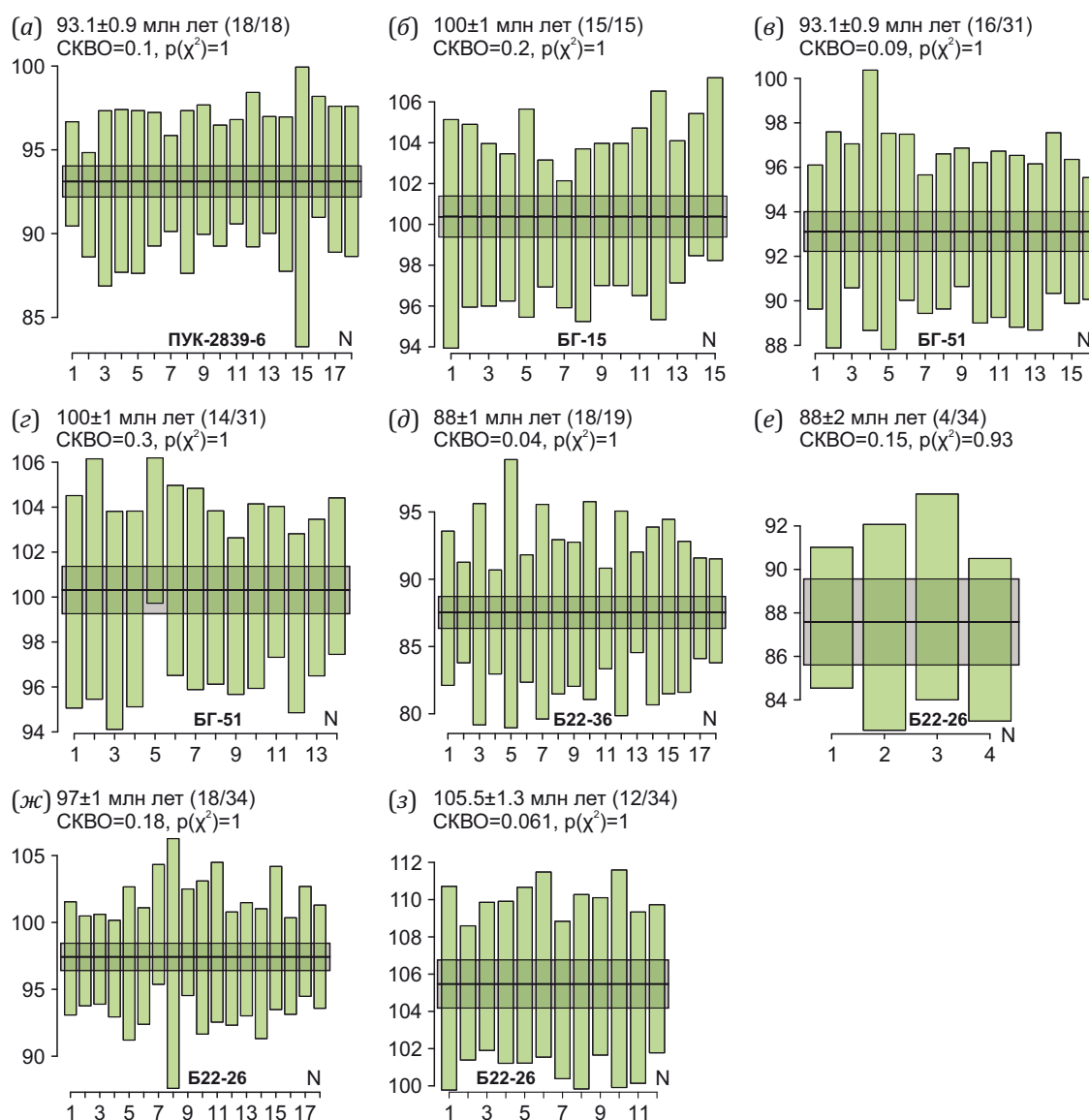


Рис. 2. Результаты датирования цирконов, отображенные на диаграммах средневзвешенной оценки возраста (полужирным шрифтом указан номер образца).

Fig. 2. Dating results of zircons in the weighted average age estimation diagrams (sample number in bold).

Для гранита ПУК-2839-6 из Правоурмийской дайки по 18 кристаллам циркона был получен средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст 93.1 ± 0.9 млн лет (рис. 2, а) и конкордантный возраст – 93.6 ± 0.9 млн лет. Диапазон значений Th/U-соотношения – от 0.26 до 0.52.

В образце БГ-51 контакта Правоурмийской дайки со вмещающими вулканитами гербинского комплекса (Урмийский лакколит) были получены две представительных возрастных популяции циркона, по сути повторяющих результаты двух предшествующих образцов. Молодая популяция циркона представлена 16 зернами и имеет возраст 93.1 ± 0.9 млн лет (рис. 2, в), а более древняя группа из 14 кристаллов датирована 100 ± 1 млн лет (рис. 2, г). Для единичного циркона получен также возраст 184 ± 3.2 млн лет. Значения Th/U-соотношения – от 0.26 до 0.64.

Участок Сулук. В образце диорит-порфирита Б22-36 было исследовано 19 кристаллов циркона и полу-

чен возраст 88 ± 1 млн лет (рис. 2, д). Обнаружено одно ксеногенное зерно, для которого определен палеопротерозойский возраст 1805 ± 18 млн лет. Величина соотношения Th/U в цирконе – 0.31–0.59.

В образце литокластического туфа Б22-26 исследовано 34 зерна циркона и обнаружено три возрастных популяции (рис. 2, е–з). Самая молодая популяция представлена четырьмя кристаллами, для которых получен средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст 88 ± 2 млн лет (рис. 2, е). Для наиболее многочисленной популяции циркона (18 зерен) определен возраст 97 ± 1 млн лет (рис. 2, ж), а третья группа (12 зерен) имеет ранне-меловой возраст 105.5 ± 1.3 млн лет (рис. 2, з). Значения Th/U-соотношения в цирконе из всех популяций – от 0.17 до 0.72.

Состав петрогенных и микроэлементов. Изученные породы Верхнеурмийского рудного узла (участок Урми) представлены сильно дифференцированными

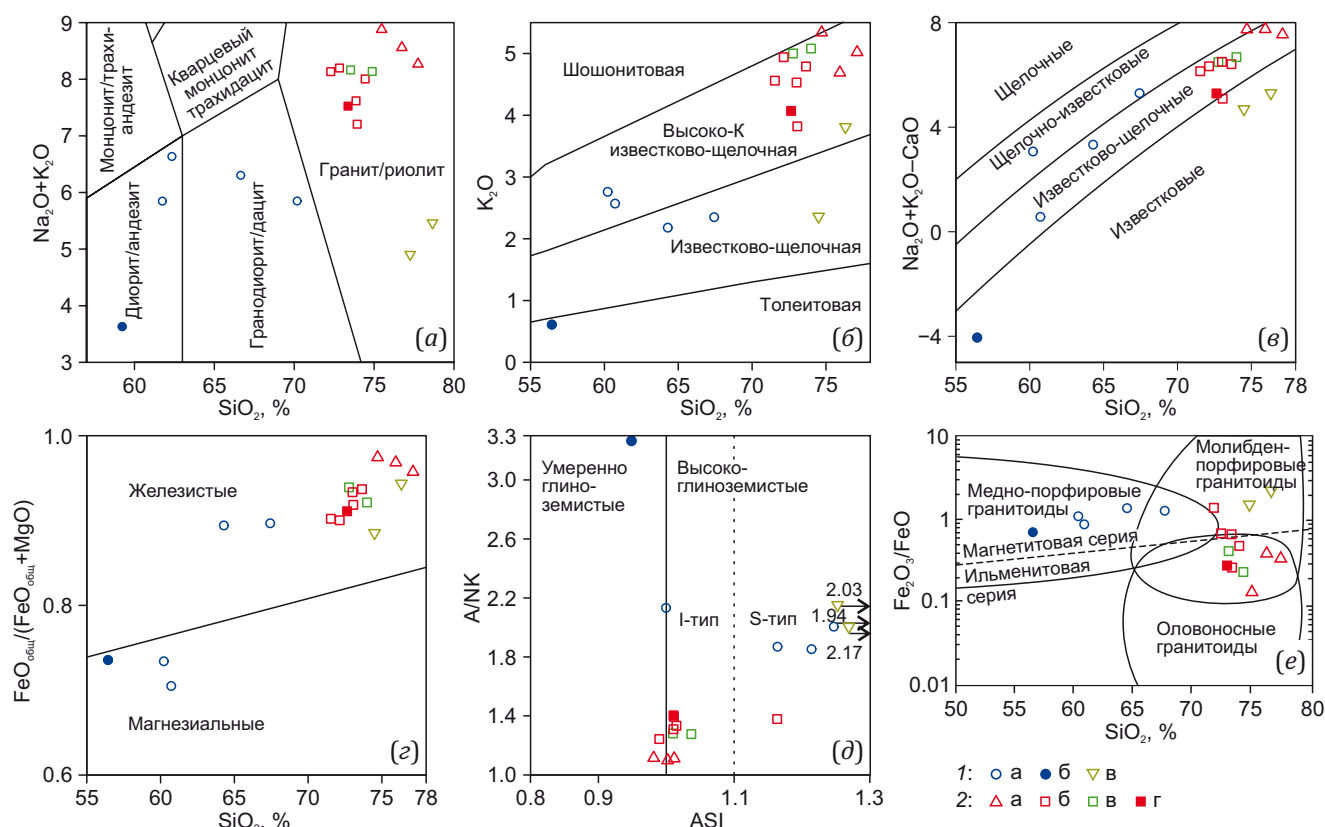


Рис. 3. Петрохимические характеристики изученных пород на диаграммах.

(а) – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Middlemost, 1985]; (б) – $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ [Peccerillo, Taylor, 1976]; (в) – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ [Frost et al., 2001]; (г) – $\text{SiO}_2 - \text{FeO}_{\text{общ}} / (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ [Frost et al., 2001]; (д) – $\text{ASI} - \text{A/NK}$, где $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} - 1.67\text{P}_2\text{O}_5)$, $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в мольных количествах [Frost et al., 2001]; (е) – $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ [Sinclair, 2007]. 1 – участок Сулук: а – диориты и гранодиорит баджало-дуссеалинского комплекса; б – андезит, в – граниты онкондинского комплекса; 2 – участок Урми: а – граниты Верхнеурмийского массива; б – граниты Правоурмийской дайки; в – риолиты Урмийского лакколита; г – гранит дайки кл. Аленушкин.

Fig. 3. Petrochemical diagrams for the studied rocks.

(а) – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Middlemost, 1985]; (б) – $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ [Peccerillo, Taylor, 1976]; (в) – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ [Frost et al., 2001]; (г) – $\text{SiO}_2 - \text{FeO}_{\text{общ}} / (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ [Frost et al., 2001]; (д) – $\text{ASI} - \text{A/NK}$, where $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} - 1.67\text{P}_2\text{O}_5)$, $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ in molar amounts [Frost et al., 2001]; (е) – $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ [Sinclair, 2007]. 1 – Suluk site: а – diorites and granodiorite of the Badzhal-Dussealin complex; б – andesite, в – granites of the Onkonda complex; 2 – Urmi site: а – granites of the Verkhneurmysky pluton; б – granites of the Pravourmyskaya dyke; в – rhyolites of the Urmi lakkolite; г – granite of the Alyonushkin creek dyke.

разностями (SiO_2 71.5–77.1 вес. %, табл. 1; рис. 3, а). Наиболее кремнекислыми являются граниты Верхнеурмийского массива. При этом породы очень близки по своим петрохимическим характеристикам и являются железистыми гранитами и риолитами высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 3, а–г). Большая часть пород имеет близкие значения индекса ASI – пограничное от умеренно- до высокоглиноземистых (рис. 3, д).

Породы участка Сулук отличаются гораздо большим разнообразием состава – от андезитов/диоритов до гранитов (рис. 3, а). Породы среднего и умеренно кислого состава относятся к магнезиальным, а более кислые – преимущественно к железистым (рис. 3, г). Андезит характеризуется как умеренно глиноземистая известковая порода толеитовой серии (рис. 3, б, в, д). Остальные образцы по индексу ASI отличаются высокой глиноземистостью вплоть до весьма высокой (рис. 3, д), а по содержанию K_2O – известково-щелочные от умеренно до высококальциевых (рис. 3, б). Диапазон по индексу MAFI также достаточно широкий – от известковых до щелочно-известковых (рис. 3, в). По

соотношению окисного и закисного железа гранитоиды Верхнеурмийского рудного узла преимущественно относятся к ильменитовой серии, что характерно для оловорудного Хингано-Охотского пояса [Sato et al., 2002; Kiselev et al., 2025], а породы участка Сулук при этом являются окисленными (рис. 3, е).

Петрохимически сходные породы участка Урми имеют конформные спектры распределения микроэлементов (рис. 4, а, в). Редкоземельные элементы (РЗЭ) умеренно фракционированы – $(\text{La}/\text{Yb})_N$ от 2.4 до 5.9, причем соотношение La/Yb повышается в ряду Верхнеурмийский массив – Правоурмийская дайка – Урмийский лаколит – дайка кл. Аленушкин (рис. 4, а), что грубо соответствует тренду уменьшения кремнекислотности пород. Величина отрицательной европиевой аномалии увеличивается в обратном порядке от $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.4$ для дайки кл. Аленушкин до 0.09 в граните Верхнеурмийского массива. Сумма РЗЭ в породах в целом варьируется от 152 до 189 г/т при минимальном значении гранита Верхнеурмийского массива – 119 г/т. На нормированных к примитивной мантии мультиэлементных диаграммах (рис. 4, в) присутствуют

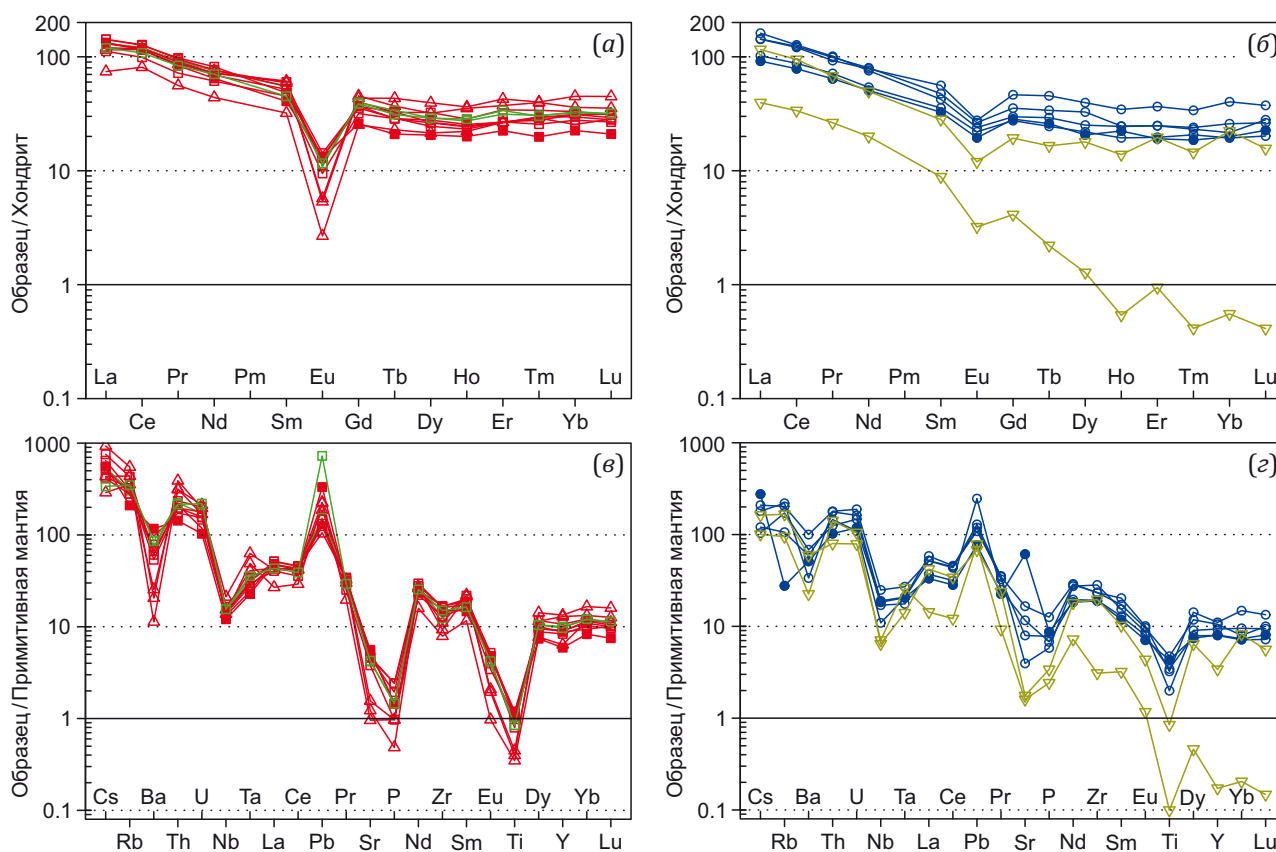


Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения микроэлементов.

(а, б) – хондрит-нормализованное распределение редкоземельных элементов (значения для хондрита по [Anders, Grevesse, 1989]); (в, г) – примитивная мантия – нормализованное распределение микроэлементов (значения примитивной мантии по [McDonough, Sun, 1995]). (а, г) – участок Урми; (в, б) – участок Сулук. Условные обозначения см. на рис. 3.

Fig. 4. Spider diagrams of trace element distribution.

(а, б) – chondrite-normalized distribution of rare-earth elements (chondrite values after [Anders, Grevesse, 1989]); (в, г) – primitive mantle-normalized distribution of trace elements (primitive mantle values after [McDonough, Sun, 1995]). (а, г) – Urmi site; (в, б) – Suluk site. See Fig. 3 for notations.

отрицательные аномалии Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti и положительная аномалия Pb.

Магматические породы участка Сулук, несмотря на петрохимические различия, также в целом имеют сходный характер распределения микроэлементов (рис. 4, б, г). Аномально низкими содержаниями HSFE, включая тяжелые РЗЭ, отличается наиболее дифференцированный гранит-порфир Б22-30, что, вероятно, связано с фракционной кристаллизацией какого-то акцессорного минерала-концентратора на поздних стадиях. Для остальных образцов степень фракционирования РЗЭ имеет примерно тот же порядок, что и по участку Урми – $(La/Yb)_N$ от 3.5 до 6.6. Европиевая аномалия менее проявлена, значение Eu/Eu^* в пределах от 0.51 до 0.70. Сумма РЗЭ от 123 до 196 г/т. На мультиэлементных диаграммах, нормированных к примитивной мантии (рис. 4, г), присутствуют те же аномалии, что и в породах участка Урми, но менее резко проявленные. Образец андезита отличается положительной аномалией Sr и отрицательной – Rb.

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные. Были исследованы по три образца магматических пород рассматриваемых участков (табл. 2). Для пород участка Сулук получены близкие исходные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($t=88$ млн лет) в пределах 0.70714–0.70773, а для Верхнеурмийского узла для образца Правоурмийской дайки получен сходный результат 0.70796 (для $t=100$ млн лет). При этом два образца высокофракционированных гранитов Верхнеурмийского массива имеют очень высокие значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ (40–42), в связи с чем рассчитываемые значения исходного состава стронция крайне чувствительны к точности используемого значения возраста. Для $t=100$ млн лет $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ получается, вероятно, заниженным – 0.70385–0.70472 (табл. 2).

Значения $\epsilon_{Nd}(t)$ для диорит-порфириров участка Сулук равны –0.9 и –2.5, а для андезита составляют –1.1 (табл. 2). Модельный двустадийный возраст $t_{Nd}(C)$ соответственно 1.22–1.14, и 1.17 млрд лет. Для гранита Правоурмийской дайки получено значение $\epsilon_{Nd}(t)$, равное –2.6, а для пород Верхнеурмийского массива –1.6 и –2.3. Соответствующие значения модельного возраста равны 1.13 и 1.14–1.06 млрд лет.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст формирования пород. Полученные датировки для пород участка Урми свидетельствуют о формировании изученных гранит-порфиров главной фазы Верхнеурмийского массива на рубеже 100 ± 1 млн лет, а пород Правоурмийской дайки – 93.1 ± 0.9 млн лет. Из двух популяций циркона образца контакта Правоурмийской дайки с вмещающими риолитами Урмийского лакколита более молодая по возрасту соответствует датировке гранит-порфира самой дайки. Популяция 100 ± 1 млн лет, вероятно, отражает возраст вмещающих субвулканических пород и совпадает с датировкой 100 ± 0.5 млн лет, полученной ранее для этих пород Ar-Ar-методом по анортотлазу [Lebedev et al., 1997]. Наша оценка возраста Верхнеурмийского массива в 100 ± 1 млн лет расходится с K/Ar и Rb/Sr датировками 94–92 млн лет [Lebedev et al., 1997], но согласуется с фактом плавного перехода между гранитами ранней фазы и экструзивными риолитами Урмийского лакколита. По результатам U-Pb датирования циркона из биотитовых лейкогранитов и Li-F гранитов (наиболее поздние фазы) были получены значения возраста 96.3 ± 1 и 95.5 ± 1 млн лет соответственно [Alekseev et al., 2013]. Ar/Ar датировка гранит-порфира Правоурмийской дайки по ортоклазу – 97.6 ± 0.6 млн лет [Lebedev et al., 1997], напротив, несколько древнее полученного нами по циркону возраста (93.1 ± 0.9 млн лет).

Основываясь на полученных результатах и данных предшественников, можно с уверенностью утверждать, что магматические породы Верхнеурмийского рудного узла формировались в период как минимум от 100 до 93–90 млн лет. На протяжении 7–10 млн лет активности магматического очага новые порции расплава могли подниматься и кристаллизоваться в пределах гипабиссальных и приповерхностных тел, составляющих современные Верхнеурмийский массив, Гербинскую экструзию (лакколит) и пр. Данная модель объясняет различие в имеющихся радиологических датировках в пределах указанного интервала. Гигантскую промежуточную магматическую камеру, поставившую магму на более высокие уровни, мог представлять собой

Таблица 2. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные изученных пород
Table 2. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data for the studied rocks

Образец	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{Nd}(C)$, млн лет	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
Б22-37	4.38	20.6	0.1287	0.5125	4	–3.3	–2.5	1117	89.4	199	1.305	0.70933	3	0.70773
Б22-38	4.54	20.4	0.1344	0.5125	3	–1.8	–1.1	1003	17.42	1031	0.0490	0.70720	2	0.70714
Б22-396	6.80	30.7	0.1339	0.5126	3	–1.6	–0.9	981	81.6	193.4	1.223	0.70882	3	0.70732
БГ-15	6.74	25.4	0.1603	0.5125	3	–2.1	–1.6	1056	326	22.9	41.5	0.76276	5	0.70472
ПУК-2839-6	6.31	29.2	0.1307	0.5125	3	–3.4	–2.6	1129	190.5	91.5	6.04	0.71582	3	0.70796
У-104-86	3.65	16.00	0.1378	0.5125	6	–3.1	–2.3	1114	275	20.0	40.1	0.75989	4	0.70385

выделяемый по геофизическим данным Баджалский криптобатолит [Lishnevsky, Gershanik, 1992].

Возраст 88 ± 1 млн лет (см. рис. 2, д) датирует время кристаллизации изученных диоритов с участка Сулук, отнесенных, по данным ГГК, к первой фазе баджалодуссеалинского комплекса [State Geological Map..., 2003]. Тем не менее авторы не предлагают считать это возрастом в целом всей фазы указанного комплекса. Отнесение интрузивных тел к определенным комплексам и их фазам в пределах выделенных ареалов диктуется формальными требованиями к ГГК, а практика геологической съемки обычно заключается в объединении в первые фазы более основных пород (например, габбро и/или диоритов), а в последующие фазы – более кислых (гранодиоритов и гранитов). При этом длительность магматизма в пределах условного вулканоплутонического ареала может составлять первые десятки миллионов лет, и в течение импульсов магматизма на протяжении всего этого периода могут формироваться тела как менее, так и более дифференцированных пород. Таким образом, среди пород, формально отнесенных к одному комплексу, могут быть как диориты, так и граниты разного возраста. В случае баджалодуссеалинского комплекса следует отметить, что ранее на основании K/Ar датирования был сделан вывод, что в пределах Верхнеурмийского рудного узла формирование малых тел диоритовых порфиритов и андезитов произошло на завершающем этапе магматизма 90–88 млн лет назад [Lebedev et al., 1997].

Интерпретация результатов датирования циркона из литокластического туфа онкондинского комплекса несколько менее очевидна. Наиболее молодой возраст 88 ± 2 млн лет, полученный по четырем зернам циркона (см. рис. 2, е), вероятно, отражает время накопления вулканогенно-осадочной толщи. С учетом ошибки определений разница во времени формирования диоритов и туфов могла составлять до 3 млн лет. Таким образом, полученные данные не исключают, что вулканогенно-осадочные породы являются вмещающими по отношению к диоритам в соответствии с [State Geological Map..., 2003]. Тем не менее конкретно на изученном участке взаимоотношения между этими породами нами установлены не были. Полученные для двух ранних популяций циркона значения возраста 97 ± 1 и 105.5 ± 1.3 млн лет (см. рис. 2, ж, з), вероятно, отражают источники содержащейся в туфах кластики и соответствуют палеонтологическим датировкам сеноманской сулукской и альб-сеноманской лакской вулканогенно-осадочных толщ [State Geological Map..., 2003].

Возраст андезита и гранит-порфиров участка Сулук, которые не были непосредственно датированы по циркону, в связи с неясностью взаимоотношений с датированными разностями достоверно установить не представляется возможным. Тем не менее наилучшим предположением на настоящий момент можно считать их синхронное формирование с диоритами.

Петрогенезис и палеогеодинамические реконструкции. Изученные магматические породы Верхне-

урмийского рудного узла являются достаточно высокодифференцированными, что затрудняет геохимическую интерпретацию их источника и геодинамической обстановки формирования, поскольку состав исходных магм затухевывается в процессе их дальнейшей эволюции. В целом, породы имеют характерные для I-типа особенности, включая отчетливые аномалии по Ta, Nb и Ti. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса они располагаются на границе всех выделяемых тектонических обстановок (рис. 5, а–г), а крайние дифференциаты Верхнеурмийского массива попадают в поле А-гранитов (рис. 5, д–е), что, вероятно, является следствием высокой степени фракционной кристаллизации и характерно для синорогенных гранитоидов. Близкое геохимическое сходство пород крупной долгоживущей вулканоплутонической системы Верхнеурмийского узла свидетельствует о существовании единого достаточно гомогенного промежуточного очага в процессе ее формирования. Уменьшение значения La/Yb в породах и увеличение величины отрицательной аномалии европия соответствуют тренду фракционированной кристаллизации плагиоклаза.

Породы участка Сулук, сформировавшиеся позднее на рубеже 88 млн лет, характеризуются большей пестротой составов. Часть из них относится к высокоглиноземистым, однако не содержит типичные для S-гранитов первичные глиноземистые минералы. Вследствие достаточно высоких содержаний HFSE на диаграммах Дж. Пирса точки более основных разностей располагаются вблизи по обеим сторонам границы надсубдукционных гранитоидов с внутриплитными и плагиогранитами срединно-океанических хребтов (рис. 5, а–г), а на диаграммах Дж. Уолена демонстрируют характеристики А-гранитов (рис. 5, д–е). Подобные особенности пород свидетельствуют в пользу их формирования в «анорогенной обстановке», к которой можно отнести условия растяжения и/или сдвиговых смещений [Whalen et al., 1987].

Ближние отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ (–0.9...–2.6), модельный возраст 1.22–1.06 млрд лет и преимущественно радиогенный исходный состав стронция в породах обоих изученных участков свидетельствуют об участии в формировании изученных пород материала древней континентальной коры. Наличие ксеногенного палеопротерозойского циркона с возрастом 1.8 млрд лет в диорите участка Сулук служит дополнительным подтверждением этого вывода. Заключение о значительном участии коровой компоненты в формировании гранитоидов Верхнеурмийского рудного узла было также сделано на основании исследований изотопного состава свинца [Ratkin et al., 2025]. Коровым источником гранитоидов, наиболее вероятно, служили юрские флишиды аккреционного комплекса, содержащие высокий процент вещества зрелой континентальной коры ($\epsilon_{Nd}(t) \sim -8$ [Ratkin et al., 2025]).

Более молодые магматические породы участка Сулук являются окисленными гранитоидами (см. рис. 3, е) в отличие от пород Верхнеурмийского оловорудного

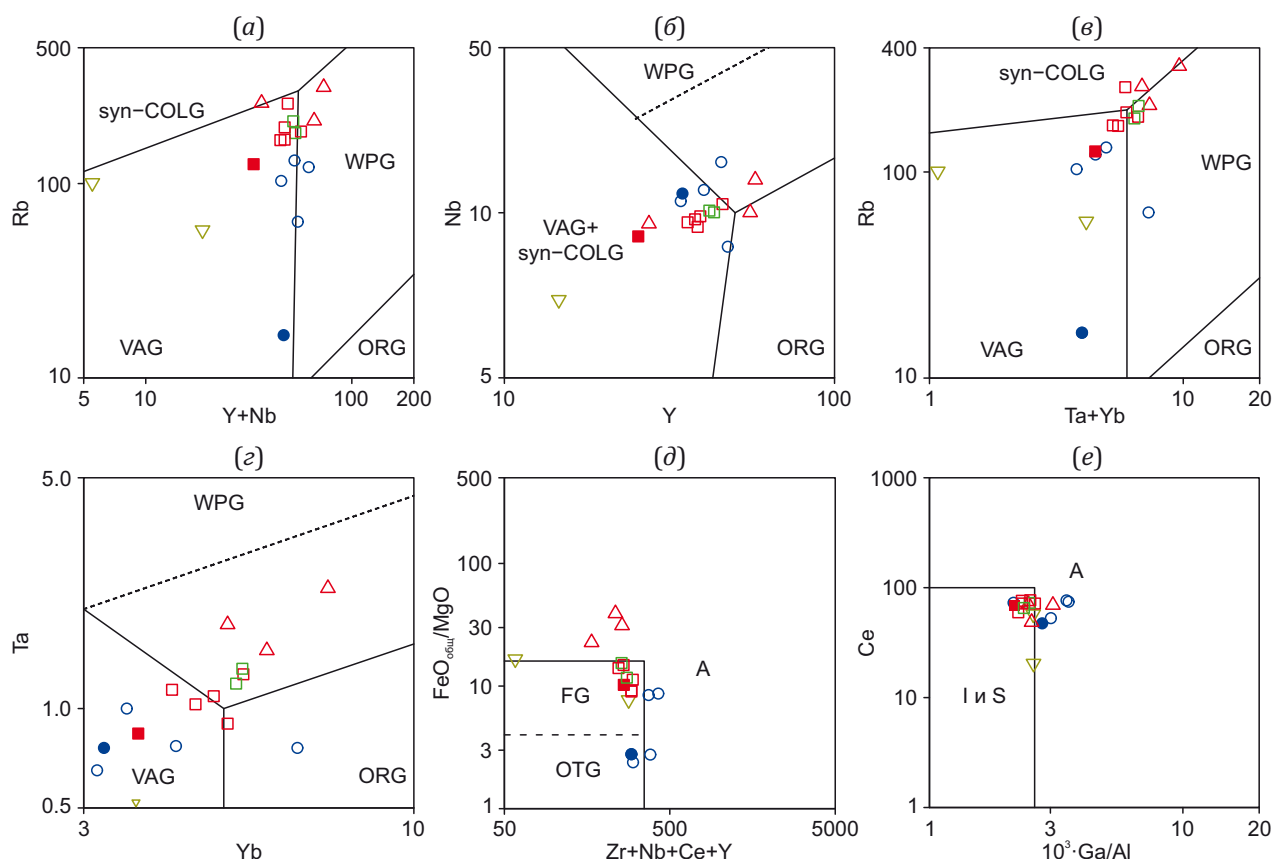


Рис. 5. Изученные породы на дискриминационных диаграммах.

(a) – Yb+Nb – Rb; (б) – Y – Nb; (в) – Ta+Yb – Rb; (г) – Yb – Ta; (д) – Zr+Nb+Ce+Y – $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$; (е) – $10^3 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ – Ce. (a–г) – по [Pearce et al., 1984], (д, е) – по [Whalen et al., 1987]. Поля на диаграммах: ORG – граниты срединно-океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – коллизионные граниты. Пунктирная линия на диаграммах (б, г) – граница ORG аномальных рифтов. Области диаграмм с точками для наглядности увеличены. Условные обозначения см. на рис. 3.

Fig. 5. Studied rocks in discrimination diagrams.

(a) – Yb+Nb – Rb; (б) – Y – Nb; (в) – Ta+Yb – Rb; (г) – Yb – Ta; (д) – Zr+Nb+Ce+Y – $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$; (е) – $10^3 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ – Ce. (a–г) – after [Pearce et al., 1984], (д, е) – after [Whalen et al., 1987]. Fields in the diagrams: ORG – ocean ridge granites, WPG – within-plate granites, VAG – volcanic arc granites, syn-COLG – collisional granites. Dotted lines in diagrams (б, г) – ORG boundary of anomalous rifts. The dotted areas are zoomed for better resolution. See Fig. 3 for notations.

узла и других гранитоидов Хингано-Охотского пояса [Sato et al., 2002; Kiselev et al., 2025]. С. Ишихара полагал, что окисленные гранитоиды в зонах субдукции формируются в обстановке растяжения, а восстановленные – сжатия [Ishihara, 1998]. В первом случае окисленные надсубдукционные магмы не изменяют редокс-состояние в процессе своего развития, а в обстановке сжатия создаются условия для их восстановления в ходе взаимодействия с содержащими органику осадками. Как установлено выше, в формировании изученных пород как ильменитовой, так и магнетитовой серии коровый компонент принимал, вероятно, примерно равное участие. Возможным объяснением различий в редокс-состоянии пород может быть отсутствие восстановительных агентов в коровом источнике пород участка Сулук. Тем не менее с учетом наличия у этих пород характеристик А-гранитов локальные условия растяжения также могли предотвратить восстановительное влияние осадочных толщ.

Альб-сеноманский орогенный пояс Тихоокеанской Азии был выделен на основании комплекса геологических данных, из которых базовые – наличие нескладчатых континентальных верхнесеноманских или туронских отложений на складчатых юрско-раннемеловых эпиокеанических осадочных комплексах [Khanchuk et al., 2019]. При этом установлено, что данная складчатость сформирована в альбе – сеномане в условиях сдвиговых дислокаций, сопровождающихся внедрением гранитоидов и образованием нового участка континентальной литосферы [Khanchuk et al., 2019]. Последующий верхнесеноман- или турон-маастрихтский этап магматизма, в течение которого на новообразованной окраине континента сформировался Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс связывают с надсубдукционной обстановкой [Khanchuk et al., 2019; Kemkin et al., 2022]. Механизмы и конкретные временные рубежи (синхронность/разновременность) перехода от сдвигового геодинамического режима к

субдукционной обстановке на протяжении Западно-Тихоокеанской континентальной окраины, а также особенности связанных с этим эндогенных процессов являются одним из наиболее сложных и дискуссионных вопросов позднемезозойской геологической эволюции восточной окраины Азии.

Изученные магматические породы западной части Баджальского террейна образовались 100–88 млн лет назад, что охватывает период реконструируемой трансформной континентальной окраины и перехода к надсубдукционной обстановке. Магматические породы Верхнеурмийского рудного узла вследствие высокой степени дифференцированности являются малоинформативными в аспекте восстановления геодинамического режима их образования. Однако установленный U-Pb возраст формирования пород относится к периоду существования режима трансформной континентальной окраины [Khanchuk et al., 2019]. Более молодые диориты, изученные в пределах участка Сулук, в рамках данных палеогеодинамических реконструкций сформировались по завершении трансформного режима 88 млн лет назад, однако их геохимические характеристики не соответствуют типичным надсубдукционным магмам. Возможно, на каких-то участках континентальной окраины переход к субдукционному режиму произошел позднее, например около 85 млн лет назад, в результате изменения направления движения плиты Изанаги [Kemkin et al., 2022]. Альтернативное объяснение предполагает существование локальных условий растяжения и/или сдвиговых смещений в доминирующей обстановке субдукции.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований магматических пород Хинган-Охотского ареала самой западной части Баджальского террейна установлено, что формирование гранитов Верхнеурмийского рудного узла происходило в период 100–93 млн лет, а возраст диоритов между-речья Сулук – Эгоно Дуссе-Алинской вулканической зоны составляет 88 ± 1 млн лет. Изученные магматические породы двух вулканических зон сформировались при значимом участии материала зрелой континентальной коры и характеризуются близким диапазоном значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -0.9 до -2.6 и двустадийного Nd модельного возраста от 1.22 до 1.05 млрд лет. Результаты U-Pb датирования свидетельствуют, что образование синорогенных восстановленных гранитов Верхнеурмийского рудного узла происходило в режиме трансформной континентальной окраины, сформировавшем крупную альб-сеноманскую магматическую провинцию Тихоокеанской Азии. Диориты магнетитовой серии Дуссе-Алинской зоны были образованы в течение последующего турон-маастрихского этапа, связываемого с субдукцией, однако их геохимические характеристики не типичны для надсубдукционных магм. Это может свидетельствовать о более позднем переходе к субдукции на данном участке континентальной окраины, или о существовании локальных

условий растяжения и/или сдвиговых смещений в обстановке субдукции.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

8 РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Alekseev V.I., Marin Y.B., Kapitonov I.N., Sergeev S.A., 2013. Age and Material Sources of Lithium-Fluorine Granites of the Far East (U-Pb and Lu-Hf Isotope Data). *Doklady Earth Sciences* 449 (2), 444–446. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1304017X>.

Alexandrov I.A., Ivin V.V., Budnitskiy S.Yu., Moskalenko E.Yu., 2023. Age of Granitoids of the Bekchiul Pluton (Lower Amur Region). *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (2), 0694 (in Russian) [Александров И.А., Ивин В.В., Будницкий С.Ю., Москаленко Е.Ю. Возраст гранитоидов Бекчиулского интрузивного массива (Нижнее Приамурье) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 2. 0694]. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-2-0694>.

Anders E., Grevesse N., 1989. Abundances of the Elements: Meteoritic and Solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (1), 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X).

Bortnikov N.S., Aranovich L.Ya., Kryazhev S.G., Smirnov S.Z., Dubinina E.O., Goneychuk V.G., Semenyak B.I., Gorelikova N.V., Sokolova E.N., 2019. Badzhal Tin Magmatic-Fluid System, Far East, Russia: Transition from Granite Crystallization to Hydrothermal Ore Deposition. *Geology of Ore Deposits* 61, 199–224. <https://doi.org/10.1134/S1075701519030036>.

Derbeko I.M., Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Sorokin A.P., 2008a. First Geochronological Data on Felsic Lavas from the Ezop-Yamalin Volcanoplutonic Zone, Khingan-Okhotsk Volcanogenic Belt. *Doklady Earth Sciences* 419, 231–234. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08020098>.

Derbeko I.M., Sorokin A.A., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Sorokin A.P., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Plotkina Yu.V., 2008b. Age of Felsic Volcanism in the Selitkan Zone of the Khingan-Okhotsk Volcanoplutonic Belt, Russian Far East. *Doklady Earth Sciences* 418, 28–31. <https://doi.org/10.1007/s11471-008-1007-x>.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B., 1988. Nd and Sr Isotopic Systematics of Rivers Water Suspended Material: Implications for Crustal Evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87 (3), 249–265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1).

Gonevchuk V.G., Khanchuk A.I., Gonevchuk G.A., Lebedev V.A., 2015. New K-Ar Biotite and Amphibole Ages of Granitoids of Sikhote-Alin (Russian Far East): Criteria of Reliability and Interpretation. *Russian Journal of Pacific Geology* 9, 411–427. <https://doi.org/10.1134/S1819714015060032>.

Ishihara S., 1998. Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts. *Resource Geology* 48 (4), 219–224. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00019.x>.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J., 1984. Sm-Nd Isotopic Evolution of Chondrites and Achondrites II. *Earth and Planetary Science Letters* 67 (2), 137–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).

Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J., 2015. Emplacement Ages, Geochemical and Sr-Nd-Hf Isotopic Characterization of Mesozoic to Early Cenozoic Granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal Growth and Regional Tectonic Evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 111, 872–918. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.08.012>.

Kemkin I.V., Grebennikov A.V., Ma X.-H., Sun K.-K., 2022. Late Cretaceous Granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Southeastern Russia: Implications for the Mesozoic Geodynamic History of the Eastern Asian Continental Margin. *Journal of the Geological Society* 179 (4), jgs2021-109. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-109>.

Keto L.S., Jacobsen S.B., 1987. Nd and Sr Isotopic Variations of Early Paleozoic Oceans. *Earth Planetary Science Letters* 84 (1), 27–41. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90173-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90173-7).

Khanchuk A.I. (Ed.), 2006a. *Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the Eastern Regions of Russia. Book 1. Dal'nauka, Vladivostok, 572 p. (in Russian) [Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.]*.

Khanchuk A.I. (Ed.), 2006b. *Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the Eastern Regions of Russia. Book 2. Dal'nauka, Vladivostok, 409 p. (in Russian) [Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. 409 с.]*.

Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Ivanov V.V., 2019. Albian-Cenomanian Orogenic Belt and Igneous Province of Pacific Asia. *Russian Journal of Pacific Geology* 13, 187–219. <https://doi.org/10.1134/S1819714019030035>.

Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kirillov V.E., Ivanov V.V., Kiryanov M.F., Trushin S.I., 2024. Ulban Terrane (Zone) as Part of the Jurassic Accretionary Complex of the Sikhote-Alin Orogenic Belt. *Russian Journal of Pacific Geology* 18, 233–247. <https://doi.org/10.1134/S1819714024700015>.

Kiselev M.V., Alexandrov I.A., Ivin V.V., Ratkin V.V., 2025 (in press). Ore-Forming Reduced Granitoids of the Albazino

Gold Deposit (Khabarovsk Territory): Age, Geochemistry, Petrogenesis. *Doklady Earth Sciences*.

Lebedev A.Yu., Alexandrov I.A., Ivin V.V., 2024. New Results of U/Pb Dating of Cretaceous Igneous Rocks of the Komsomolsk Ore District (Middle Amur River Area). *Doklady Earth Sciences* 515, 632–638. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23603802>.

Lebedev V.A., Arakelyants M.M., Gol'tsman Yu.V., Oleinikova T.I., 1999. Geochronology of Magmatism, Rock Alteration, and Ore Deposition at the Verkhneurmiisk Ore Field (Khabarovskii Krai, Russia). *Geology of Ore Deposits* 41 (1), 61–71.

Lebedev V.A., Ivanenko V.V., Karpenko M.I., 1997. Geochronology of the Volcano-Plutonic Complex of the Verkhneurmi Ore Field, Khabarovsk Krai, Russia: K-Ar, ^{39}Ar - ^{40}Ar , and Rb-Sr Isotopic Data. *Geology of Ore Deposits* 39 (4), 311–319.

Lishnevsky E.N., Gershanik S.Yu., 1992. Three-Dimensional Structure of the Badzhalsk Tin-Ore District (Amur Region). *Geology of Ore Deposits* 34 (1), 80–94 (in Russian) [Лишнеvский Э.Н., Гершаник С.Ю. Объемное строение Баджалского оловорудного района в Приамурье // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 1. С. 80–94].

McDonough W.F., Sun S.-S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

Middlemost E.A.K., 1985. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Sciences Reviews* 37 (3–4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Peccherillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.

Ratkin V.V., Chugaev A.V., Alexandrov I.A., Semenyak B.I., Tikhomirov D.V., Lebedev A.Yu., 2025 (in press). Crustal and Mantle Sources of Lead in W-Cu-Sn Ores of the Badzhalsk-Komsomolsk Metallogenic Zone of the Sikhote-Alin. *Russian Journal of Pacific Geology*.

Sato K., Vrublevsky A.A., Rodionov S.M., Romanovsky N.P., Nedachi M., 2002. Mid-Cretaceous Episodic Magmatism and Tin Mineralization in Khingan-Okhotsk Volcano-Plutonic Belt, Far East Russia. *Resource Geology* 52 (1), 1–14. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2002.tb00112.x>.

Sinclair W.D., 2007. Porphyry deposits. In: W.D. Goodfellow (Ed.), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada Special Publication 5, p. 223–243.

Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A., Derbeko I.M., Sorokin A.P., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and Geochemical Characteristics of Mesozoic Igneous Complexes in the Khingan-Olonoi Volcanic Zone (Far East). *Stratigraphy and Geological Correlation* 13 (3), 276–290.

State Geological Map of the Russian Federation, 2003. Bureya Series. Scale of 1:200000. Sheet M-53-VIII (Chegdomyn). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 123 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Буреинская. Масштаб 1:200000. Лист М-53-VIII (Чегдомын): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2004a. Bureya Series. Scale of 1:200000. Sheet M-53-XIV (Suluk). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 102 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Буреинская. Масштаб 1:200000. Лист М-53-XIV (Сулук): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 102 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2004b. Komsomolskaya Series. Scale of 1:200000. Sheet M-53-XV (Yarap). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 123 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Комсомольская. Масштаб 1:200000. Лист М-53-XV (Ярап): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 123 с.].

логическая карта Российской Федерации. Серия Комсомольская. Масштаб 1:200000. Лист М-53-XV (Ярап): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 123 с.].

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y. et al., 2000. JNdi-1: A Neodymium Isotopic Reference in Consistency with La-jolla Neodymium. *Chemical Geology* 168 (3–4), 279–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00198-4).

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.

Vermeesch P., 2018. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology. *Geoscience Frontiers* 9 (5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.