



**AN ESTIMATION OF THE AGE AND GEODYNAMIC POSITION
OF THE MALO-OINOGOR W-Mo DEPOSIT (SOUTHWESTERN TRANSBAIKALIA)
BASED ON DATING OF ZIRCONS FROM ORE-HOSTING GRANITE PORPHYRIES**

V.B. Khubanov ^{1✉}, **L.B. Damdinova** ², **A.L. Elbaev** ², **B.B. Damdinov** ³, **A.M. Khubanova** ¹

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

² Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

³ Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, 129-1 Varshavskoe Rte, Moscow 117545, Russia

ABSTRACT. The large Malo-Oinogor W-Mo deposit is located in the Zakamensk ore cluster of the Dzida ore district of the Western Transbaikalia. The W-Mo mineralization area is located within the Malo-Oinogor granite porphyry stock and surrounding metamorphic rocks of the Khasurta formation. The features of geological relationships with the surrounding rocks, as well as mineralogical-petrographic and geochemical features of the granite porphyries, indicate that the stock relates to the pre-ore stage and that the development of ore-bearing greisens occurred much later than the stock formation. The U-Pb (LA-ICP-MS) dating of zircons from granite porphyries of the Malo-Oinogor stock yielded an isotopic age of 310 ± 2.5 Ma which does not correlate with the Mesozoic age of the granite porphyries from the Gudzhir intrusive complex, genetically associated with the W-Mo mineralization of the Dzhida ore district and, in particular, the Zakamensk ore cluster. The widespread occurrence of zircons, prone to lead loss, in the granite porphyry stock made it possible to assess the probable threshold time of development of high-temperature hydrothermal metasomatism (132 ± 6 Ma ago) in which U-Pb isotopic re-equilibration could take place. Within the margin of error this threshold time is comparable to the formation time of the Gudzhir ore-magmatic system (133–123 Ma). The formation of the Malo-Oinogor granite porphyry stock 310 Ma ago is due to the beginning of the formation of the Mongolian-Transbaikalian volcanoplutonic belt (PZ₃-MZ₁) during Mongol-Okhotsk orogeny which, in its turn, was related to the subduction of the Mongolian-Okhotsk paleoceanic plate beneath the southern margin of the Siberian continent. It is believed that W-Mo mineralization is related to hydrothermal activity, the source of which was the Early Cretaceous ore-bearing Gudzhir intrusive. The Gudzhir ore-magmatic system of the Zakamensk ore cluster was formed under tectonic extension during the Early Cretaceous Mongol-Okhotsk orogenic collapse. The arguments are presented for the fact that the Zakamensk ore cluster, to which the Malo-Oinogor W-Mo deposit is confined, is a promising area for the discovery of new deep rare metal reserves.

KEYWORDS: granitoid magmatism; hydrothermal metasomatism; W-Mo mineralization; age; geodynamics; Dzhida ore district; Transbaikalia

FUNDING: The study was carried out as part of the state assignment of the Institute of Physics of the Earth RAS (research topic No. FMWU-2022-0002), the state assignment of the Dobretsov Geological Institute SB RAS (project No. 126020216347-8) and with the support of the RSF (grant No. 24-27-20090).



EDN: LHIHSR

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Valentin B. Khubanov, v.khubanov@yandex.ru

Received: November 6, 2025

Revised: December 10, 2025

Accepted: December 12, 2025

FOR CITATION: Khubanov V.B., Damdinova L.B., Elbaev A.L., Damdinov B.B., Khubanova A.M., 2026. An Estimation of the Age and Geodynamic Position of the Malo-Oinogor W-Mo Deposit (Southwestern Transbaikalia) Based on Dating of Zircons from Ore-Hosting Granite Porphyries. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (3), 0899. doi:10.5800/GT-2026-17-3-0899

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА И ГЕДИНАМИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ МАЛО-ОЙНОГОРСКОГО W-Mo МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ВМЕЩАЮЩИХ ГРАНИТ-ПОРФИРОВ

В.Б. Хубанов¹, Л.Б. Дамдинова², А.Л. Елбаев², Б.Б. Дамдинов³, А.М. Хубанова¹

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

³ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 117545, Москва, Варшавское ш., 129, к. 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Мало-Ойногорское вольфрам-молибденовое (W-Mo) месторождение расположено в Закаменском рудном узле Джидинского рудного района Западного Забайкалья, и по запасам W и Mo оно считается крупным. Оруденение локализовано в пределах штока гранит-порфиров и в окружающих его метаморфических породах хасуртинской свиты. Особенности геологических взаимоотношений с окружающими породами, минералогическо-петрографического и геохимического состава гранит-порфиров свидетельствуют о том, что шток является дорудным и развитие рудоносных грейзенов произошло намного позднее времени его формирования. U-Pb датированием (LA-ICP-MS) цирконов из гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока получено значение изотопного возраста 310 ± 2.5 млн лет, что не соответствует мезозойскому возрасту гранит-порфиров гуджирского интрузивного комплекса, с которыми генетически связывают W-Mo минерализацию Джидинского рудного района, и в частности Закаменского рудного узла. Широкое распространение в гранит-порфирах штока цирконов с признаками потери радиогенного свинца позволило оценить вероятный поздний временной порог (132 ± 6 млн лет назад) проявления высокотемпературного гидротермального метасоматоза, в ходе которого могло произойти переуравновешивание U-Pb изотопной системы. Этот возрастной предел в рамках погрешности сопоставим со временем становления гуджирской рудно-магматической системы (133–123 млн лет). Становление Мало-Ойногорского штока гранит-порфиров около 310 млн лет назад обусловлено началом формирования Монгольско-Забайкальского вулканоплутонического пояса при Монголо-Охотском орогенезе, который, в свою очередь, возник вследствие субдукции плиты Монголо-Охотского палеоокеана под южную окраину Сибирского континента в позднем палеозое – раннем мезозое. Предполагается, что W-Mo оруденение связано с деятельностью гидротерм, источником которых являлся рудоносный раннемеловой Гуджирский интрузив и/или система интрузивов-сателлитов, не вскрытых в настоящее время. Формирование Гуджирской рудно-магматической системы Закаменского рудного узла произошло в условиях тектонического растяжения в период раннемелового распада Монголо-Охотского орогена. Приведены аргументы, что Закаменский рудный узел, к которому приурочено Мало-Ойногорское W-Mo месторождение, является перспективной площадью для обнаружения новых залежей редкометалльных полезных ископаемых, скрытых на глубине.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: гранитоидный магматизм; гидротермальный метасоматоз; W-Mo оруденение; возраст; геодинамика; Джидинский рудный район; Забайкалье

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования проведены в рамках госзадания ИФЗ РАН (тема НИР № FMWU-2022-0002), госзадания ГИН СО РАН (проект № 126020216347-8) и при поддержке РНФ (грант № 24-27-20090).

1. ВВЕДЕНИЕ

Определение возраста рудно-магматических систем с использованием современных изотопно-геохронологических методов является важной и актуальной задачей в области рудной геологии. Это необходимо для разработки научно обоснованных критериев прогнозирования и поиска месторождений полезных ископаемых.

Геохронологические исследования за последние десятилетия позволяют рассматривать формирование ряда молибденовых, вольфрамовых и вольфрам-молибденовых месторождений Западного Забайкалья как эволюцию плутоногенно-гидротермальной системы и генетически связывать их с интрузиями позднемеловых

гранитоидов гуджирского комплекса [Reyf, 1990; Chernyshev et al., 1998; Sotnikov et al., 2005; Savchenko et al., 2018; Ripp et al., 2018; Gordienko et al., 2018, 2019; Damdinova et al., 2019; и др.]. Однако в пределах Джидинского рудного района, где выделен петротип гуджирского комплекса, имеется крупное Мало-Ойногорское W-Mo месторождение, для ассоциирующихся гранит-порфиров которого предыдущими исследователями с помощью K-Ar и Rb-Sr изотопно-геохронологических методов получен позднепалеозойский возраст [Pokalov et al., 1978, 1979; Ontoev, 1984]. Эти данные предполагают полихронность возникновения рудно-магматических систем в пределах Джидинского рудного района. В связи с этим целью данного исследования являлась

оценка возраста гранит-порфирового Мало-Ойногорского интрузива (штока), с которым ассоциирует W-Мо минерализация, с помощью U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования цирконов. На основе полученных данных проведен анализ временной последовательности магматизма и рудообразования и их связи с геодинамическими процессами в регионе.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Мало-Ойногорское месторождение открыто в 1968–1969 гг. в результате поисково-ревизионных работ Гуджирской геологоразведочной партии под руководством Г.Ф. Асташкова; детальная разведка проведена в 1976–1987 гг. под руководством В.С. Кузьмина (см. обзор [Gordienko et al., 2017, 2018]). Месторождение представляет собой типичный штокверк, локализованный рядом с небольшой одноименной интрузией (штоком) гранит-порфиров (рис. 1). По запасам W и Mo оно считается крупным месторождением, относится к постмагматическому гидротермальному типу и входит в состав Закаменского рудного узла Джидинского рудного района [Gordienko et al., 2018]. Рудный узел включает в себя более полутора десятков месторождений и проявлений молибдена, вольфрама и золота (рис. 1, врезка II). Именно в этом рудном узле в бассейне р. Гуджирка на примере Первомайского гранитного штока, к которому приурочено одноименное месторождение молибденита, выделен петротип лейкогранитовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского рудоносного интрузивного комплекса мезозойского возраста. Интрузии гуджирского комплекса широко распространены в Джидинском рудном районе и представлены преимущественно лейкократовыми двуполевошпатовыми гранитами и гранит-порфирами, с которыми генетически связана W-Мо минерализация, например Первомайское (Mo), Инкурское (W), Холтосонское (W), Булуктаевское (W-Mo) месторождения [Reyf, Bazheev, 1982; Reyf, 1990; Khodanovich, Smirnova, 1991; Khodanovich, 1995; Chernyshev et al., 1998; Gordienko et al., 2017, 2018; Ripp et al., 2018; Damdinova et al., 2019, 2026].

Рудное поле Мало-Ойногорского месторождения сложено вулканогенно-осадочными и кремнисто-карбонатными породами хасуртинской свиты венда – нижнего кембрия, с блоками и/или линзами серпентинизированных мафических пород (габброидов и гипербазитов). Отложения свиты прорваны дайками и интрузиями гранитоидного состава (гранит-порфиры, сиениты, фельзиты, граниты). Ведущей тектонической структурой месторождения является крутопадающая Джидотская зона повышенной трещиноватости северо-западного простирания [Reyf, Stelmachonok, 2007].

Мало-Ойногорский шток лейкократовых гранит-порфиров, с которыми пространственно ассоциирует оруденение, вытянут в северо-западном направлении. Размеры его выхода на дневную поверхность составляют до 800 м в длину при ширине от 40 до 200 м. Предшественниками отмечено, что шток является до-

рудным [Pokalov et al., 1978]. При этом согласно геологическим разрезам, составленным на основе данных бурения [Fil'ko, Kuz'min, 1977; Pokalov et al., 1978], на глубине присутствуют еще два тела гранит-порфиров (рис. 2). Геологоразведчиками было высказано предположение, что все эти штокообразные тела являются апофизами крупного интрузива с более глубоким залеганием [Fil'ko, Kuz'min, 1977; Pokalov et al., 1978].

В настоящее время значительная часть штока плохо обнажена. Все имеющиеся в коллекции образцы гранит-порфиров штока характеризуются тонко- и мелкозернистым сложением; они частично грейзенизированы, местами окварцованы и сульфидизированы. Макроскопически породы представляют собой светло-серые и светло-розовые порфировые или порфировидные породы с вкрапленниками кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата с крайне низким содержанием темноцветных минералов (биотита). Нередко наблюдается видимый мусковит (по-видимому, вторичный). Следует отметить, что при разведке месторождения были описаны различия гранит-порфиров с хорошо раскристаллизованным базисом с минимальным проявлением вторичного минералообразования. По содержанию петрогенных окислов неизменные различия близки к гранит-порфирам гуджирского комплекса [Pokalov et al., 1978].

Предыдущими исследователями были предприняты попытки датировать гранит-порфиры месторождения с помощью K-Ar и Rb-Sr методов. Оценки полученного возраста варьируются в пределах 304–281 млн лет [Pokalov et al., 1978, 1979; Ontoev, 1984].

Салические дайки (гранитного и сиенитового состава), распространенные на площади, подразделяются на дорудные и пострудные [Pokalov et al., 1978]. Последние имеют рвущие контакты с кварцевыми рудными прожилками и лишены признаков рудной минерализации и вторичного преобразования. На расстоянии около километра восточнее и юго-восточнее от гранит-порфировой интрузии вскрывается Шабартайский массив ($S \sim 200 \text{ км}^2$) щелочных сиенитов и гранитов позднепалеозойского возраста (см. рис. 1) (298–289 млн лет) [Reznitsky et al., 2005; Khromova, 2008].

Линейный штокверк Мало-Ойногорского месторождения сложен сетью разноориентированных прожилков и образует рудную полосу мощностью 250–520 м и протяженностью более 1.5 км. Вкрапленный молибденит развит незначительно – преимущественно в скалах в северо-восточной части рудного поля. Согласно [Pokalov et al., 1979] рудные прожилки сложены следующими минеральными ассоциациями: кварцевыми с редким магнетитом, молибденит-кварцевыми, молибденит-шеелит-флюорит-полевошпат-кварцевыми, пирит-кварцевыми, пиритовыми, кварц-карбонатными с галенитом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом и другими сульфидами, карбонатными. Контакты прожилков с вмещающими породами четкие; мощность прожилков в среднем колеблется от нескольких миллиметров до 2–3 см, редко встречаются прожилки,

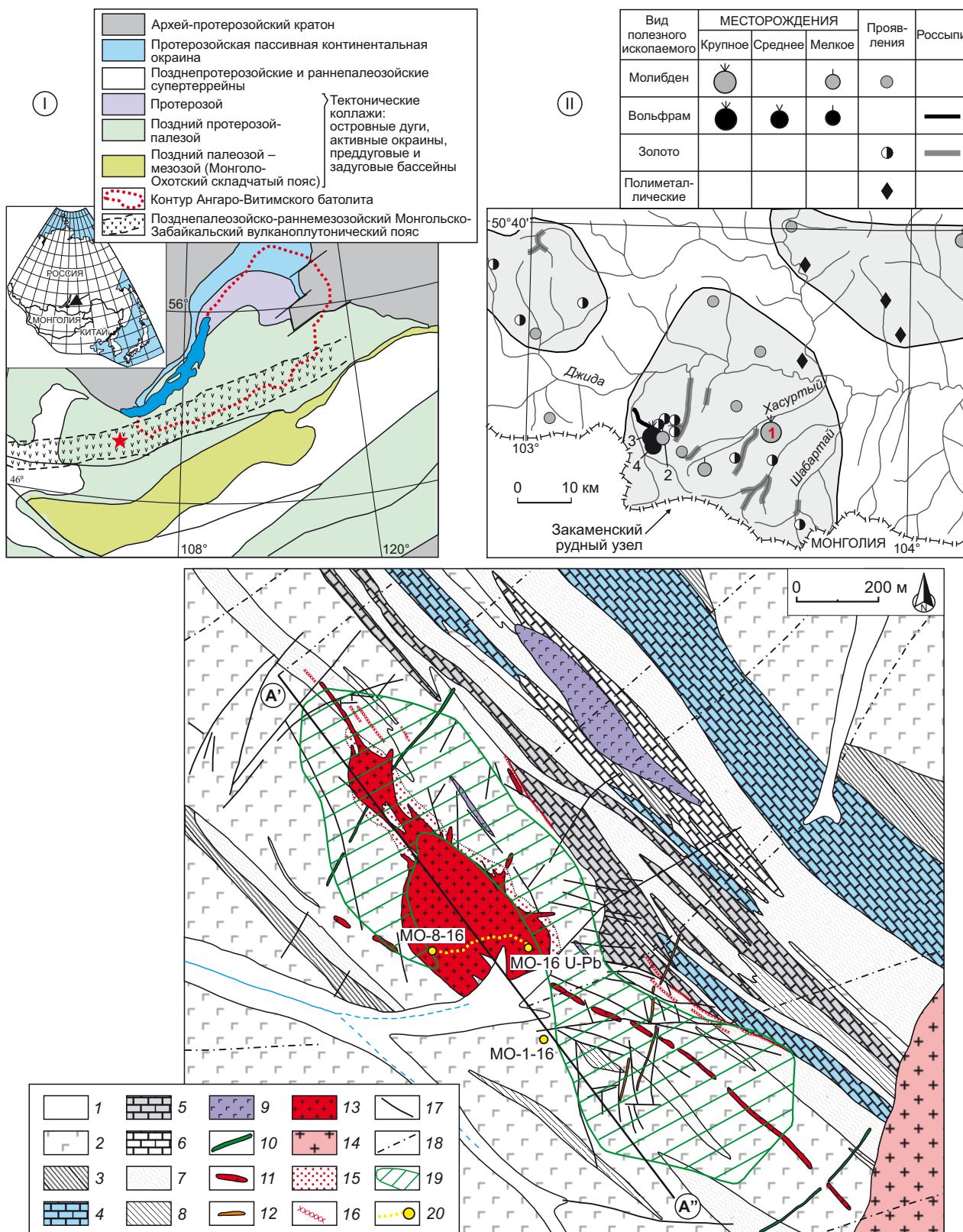


Рис. 1. Схема геологического строения Мало-Ойногорского W-Mo месторождения (составлена на основе [Fil'ko, Kuz'min, 1977], фондовых материалов и наблюдений авторов).

1 - современные аллювиальные отложения; 2-8 - венд-раннекембрийские осадочно-вулканогенные породы (хасуртинская свита): 2 - базальты, андезибазальты, 3 - сланцы кремнистые, кремнисто-слистистые, 4 - известняки с прослоями кремнистых пород, 5 - известняки окремненные, 6 - известняки перекристаллизованные, доломитизированные, 7 - кремнистые породы, 8 - ортосланцы по эффузивно-кремнистым породам; 9 - габброиды и ультрабазиты венда - раннего палеозоя; 10 - дайки сиенитов; 11 - дайки гранит-порфиров; 12 - дайки микрогранитов; 13 - гранит-порфиры мелко- и среднезернистые (Мало-Ойногорский шток); 14 - щелочные сиениты, граносиениты и граниты позднего палеозоя (Шабартайский массив);

15 – роговики кварц-биотитовые, биотит-полевошпато-кварцевые; 16 – известковые скарны и зоны скарнирования; 17 – разрывные нарушения установленные; 18 – разрывные нарушения предполагаемые; 19 – контур развития штокверка промышленных W-Мо руд; 20 – места опробования. Линия AA" – положение разреза на рис. 2. Врезки: I – схема главных тектонических структур Монголии и Западного Забайкалья (с упрощениями по [Parfenov et al., 2011]), звездочкой показано положение Закаменского рудного узла; II – схема размещения месторождений и проявлений в пределах Закаменского рудного узла Джидинского рудного района (с упрощениями по [Gordienko et al., 2018]): 1 – Мало-Ойногорское W-Мо месторождение, 2 – Первомайское Мо месторождение, 3 – Инкурское W месторождение, 4 – Холтосонское W месторождение.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Malo-Oinogor W-Mo deposit (after [Fil'ko, Kuz'min, 1977], unpublished reports and authors' observations).

1 – modern alluvial sediments; 2–8 – Vendian – Early Cambrian sedimentary-volcanic deposits (Khasurta formation): 2 – basalts and andesibasalts, 3 – siliceous and siliceous-micaceous shales, 4 – limestones interlayered with siliceous rocks, 5 – silicified limestones, 6 – recrystallized and dolomitized limestones, 7 – siliceous rocks, 8 – orthoschists on effusive-silicate rocks; 9 – Vendian – Early Cambrian gabbroids and ultrabasites; 10 – syenite dikes; 11 – granite-porphyry dikes; 12 – microgranite dikes; 13 – fine- and medium-grained granite-porphyries (Malo-Oinogor stock); 14 – Late Paleozoic alkaline syenites and granites (Shabartay massif); 15 – quartz-biotite, biotite-feldspar-quartz hornfelses; 16 – calcite skarns and skarnification zones; 17 – established faults; 18 – inferred faults; 19 – contour of the W-Mo ore stockwork; 20 – sampling points. Line AA" – position of the geological cross-section in Fig. 2. Inserts: I – diagram of the main tectonic structures of Mongolia and Western Transbaikalia (simplified after [Parfenov et al., 2011]), the asterisk shows the position of the Zakamensk ore cluster; II – schematic map of deposits and occurrences within the Zakamensk ore cluster of the Dzhida ore district (simplified after [Gordienko et al., 2018]): 1 – Malo-Oinogor W-Mo deposit, 2 – Pervomaika Mo deposit, 3 – Inkur W deposit, 4 – Kholtoson W deposit.

мощность которых превышает 5–10 см. Внутреннее строение штокверка весьма сложное. По данным опробования горных выработок и керн скважин установлено, что он состоит из ряда субпараллельных зон бедного или более богатого оруденения, согласных с общим простиранием рудной зоны, а также линз и тел сложной неправильной формы. Мощность зон, обогащенных молибденитом, колеблется от нескольких метров до многих десятков метров. Зоны характеризуются крутыми углами падения и довольно сложной морфологией. Несмотря на приуроченность штокверка к линейной тектонической зоне, составляющие его рудные прожилки ориентированы в разных направлениях, имеют различные углы падения. Это свидетельствует об обстановке разностороннего тангенциального растяжения пород в период формирования месторождения. Согласно данным геологоразведочных работ [Fil'ko, Kuz'min, 1977; Pokalov et al., 1978], по условиям залегания и вещественному составу руд в Мало-Ойногорском штокверке выделяются два участка – северный и южный. На северном участке гранит-порфиры (шток) выходят на поверхность и W-Мо оруденение в них прослеживается до глубины 200–230 м, а ниже затухает. На южном участке гранит-порфиры не вскрыты эрозией и залегают на глубине 250–300 м. Здесь оруденение начинается с глубины 50–80 м и в виде крутопадающей штокверковой зоны погружается на глубину более 400–500 м (рис. 2).

3. ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Опробование гранит-порфириров проведено из коренных выходов в юго-восточной части Мало-Ойногорского штока, где согласно геологической схеме (см. рис. 1) на склоне южной экспозиции обнажается наиболее крупное поле гранит-порфириров (шириной до 230 м). Для датирования проба гранит-порфириров отобрана в точке с координатой 50°19'45.4" с.ш. и 103°37'46.8" в.д. (система координат World Geodetic System 1984).

Отобранные образцы пород представляют собой лейкократовый гранит-порфир с вкрапленниками кварца и полевого шпата на фоне розовой мелкозернистой гранофировой и аплитовой основной массы. В шлифах породы несут следы вторичного преобразования в виде тонких прожилков кварца по трещинкам мощностью в доли миллиметра. В пределах обнажения также наблюдались гранит-порфиры со шлирами и линейными участками, обогащенные светлой слюдой. В области обрамления интрузива наблюдались вулканогенные (амфиболитизированные и хлоритизированные базальтоиды), карбонатные и окварцованные породы, а также линзы сильно измененных гипербазитов (серпентинитизированных). В эндоконтактовой части гранит-порфиры имеют более осветленную окраску, нередко в них присутствует тонкозернистый недиагностируемый минерал в виде дендровидных скоплений, больше встречаются участки, обогащенные мусковитом и кварцевыми прожилками.

Основой для геохимической характеристики гранит-порфириров участка Малый Ойногор послужили результаты силикатного анализа (петрогенные оксиды и летучие компоненты), где закисное и окисное железо определялось тетраметрическим методом (аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева и О.В. Корсун), и рентгенофлуоресцентного анализа (рассеянные элементы: Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Hf, Ta, Hg, Pb, Th, U, Ag, Sn, Cs, Ba, La, Ce) (аналитики Б.Ж. Жалса-раев и С.В. Бартанова) полученные в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) [Kanakin et al., 2022].

Для изотопно-геохронологических исследований из пробы гранит-порфириров были выделены цирконы. Методика сепарации включала в себя процедуру ручного дробления каменного материала в стальной ступе и тонкое измельчение на вибрационной мельнице в стальном стакане с металлическим сердечником в течение не более 20 с. Затем проба отмучивалась в теплой мыльной воде. Циркон за счет своей относительно

высокой твердости и крепости оставался одним из наименее измельченных минералов и хорошо отмывался в составе тяжелой фракции (шлиха) в воде с помощью посуды «чашка выпарительная» и «часовое стекло». На финальной стадии проводился ручной отбор циркона из шлиха под микроскопом. Благодаря тщательной очистке ступы, стального стакана и промывочной посуды на каждом этапе пробоподготовки, а также отсутствию процедуры измельчения на щековой дробилке и просеивания навески через набор сит данный подход позволил исключить заражение пробы ксенотенными цирконами. Выделенные цирконы были представлены обломками кристаллов размером до 60–80 мкм.

U-Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research) в ЦКП «Геоспектр» [Kanakin et al., 2022]. Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в работе [Khubanov et al., 2016, 2021]. Диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм, внешний стандарт – циркон Harvard 91500 [Horstwood et al., 2016]. Обработка масс-спектрометрических данных проводилась в программе GLITTER [Griffin et al., 2008]. Расчет возраста и построение графиков проводились с помощью программы IsoplotR [Vermeesch, 2018]. Средневзвешенные значения возраста контрольных цирконов, измеренных в течение различных сессий, варьировались в диапазоне: 565–631 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и 590–607 млн лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для GJ-1 (600 млн лет) [Jackson et al., 2004]; 328–400 млн лет по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и 332–340 млн лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для Plešovice (337 млн лет) [Sláma et al., 2008]. В отсутствие катодоллюминесцентных изображений, по которым можно было судить о внутренней зональности зерен циркона, стратегия датирования заключалась в соблюдении условий слу-

чайной выборки измерения изотопных отношений в цирконах – без какого-либо их предварительного отбора по размеру и/или внутренней морфологии.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Высокая кремнекислотность гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока ($\text{SiO}_2 \sim 79\text{--}89$ мас. %) (Прил. 1, табл. 1.1; рис. 2, а), смещенная в сторону ультракислых составов, в совокупности с данными о наличии множества тонких кварцевых прожилков в объеме породы (установлено при изучении шлифов) дает основание говорить о высокой степени их вторичного преобразования в виде окварцевания. Кроме того, для них характерно аномально высокое значение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ (Прил. 1, табл. 1.1), что указывает на метасоматический привнос калия – мусковитизацию и, возможно, адуляризацию (исследование состава и структуры полевых шпатов не проводилось). Следует заметить, что признаки наложенной минерализации могут затруднить вещественную типизацию гранит-порфиров по петрогенным оксидам, поэтому для геохимической идентификации гранит-порфиров использованы высокочargedные элементы, которые благодаря своей химической инертности в меньшей степени зависимы от метаморфического/метасоматического преобразования [Winchester, Floyd, 1977]. На классификационной диаграмме Nb/Y – Zr/Ti (рис. 2, б), которая используется для измененных магматических пород, фигуративные точки данных гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока попадают в поле комендитов и трахитов.

Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока приведены в Прил. 1, табл. 1.2 и показаны на рис. 3. Было проанализировано 65 зерен циркона. На графике с конкордией (рис. 3, а) точки разбросаны в широком спектре возрастов, часть из которых имеет существенное дискордантное положение. Наиболее древний возраст – около 513 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с дискордантностью

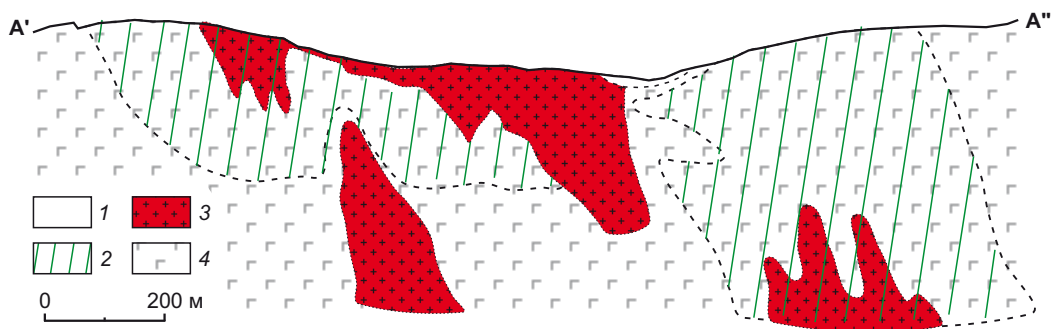


Рис. 2. Схема геологического разреза Мало-Ойногорского W-Mo месторождения по линии AA'' (см. рис. 1) (составлена на основе [Fil'ko, Kuz'min, 1977] и фондовых материалов, с упрощениями авторов).

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – контур развития штокверка промышленных W-Mo руд; 3 – гранит-порфиры мелко- и среднезернистые; 4 – венд-раннекембрийские базальты, андезибазальты (хасуртинская свита).

Fig. 2. Geological cross-section diagram of the Malo-Oinogor W-Mo deposit along line AA'' (see Fig. 1) (simplified after [Fil'ko, Kuz'min, 1977] and unpublished reports).

1 – modern alluvial sediments; 2 – contour of the W-Mo ore stockwork; 3 – fine- and medium-grained granite-porphyrries; 4 – Vendian – Early Cambrian basalts and andesibasalt (Khasurta formation).

D=7). Двадцать два определения образуют хорошо выраженный кластер с возрастом 310 ± 2.5 млн лет и со СКВО=0.29 (рис. 3, б). Часть цирконов образуют тренд вдоль конкордии в сторону омоложения; при этом самый молодой возраст – около 128 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с дискордантностью D=6).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастная позиция гранит-порфиров и оруденения. Наиболее ранними образованиями на площади месторождения являются вулканогенные (андезиты) (Прил. 1, табл. 1.1; рис. 3, а, б) и кремнисто-карбонатные породы венд-кембрийской хасуртинской свиты. В них присутствуют редкие небольшие тела, сложенные серпентинитами. Стратифицированная толща прорывается штоком гранит-порфиров и кислыми дайками. Геологические наблюдения предшественников [Pokalov et al., 1978] указывают на то, что гранит-порфиры штока, выходящего на поверхность, формировались раньше оруденения. При этом рудная минерализация проявлена однотипно, вне зависимости от состава вмещающих пород, в виде разноориентированных прожилков, которые имеют четкие контакты с гра-

нит-порфирами, экзоконтактовыми роговиками и вулканогенными и карбонатными породами. Подобные взаимоотношения могут указывать на постмагматическую позицию оруденения относительно гранит-порфирового штока. На площади месторождения также выделены две генерации салических даек: дорудные и пострудные.

Особенности минералого-петрографического и петрохимического состава гранит-порфиров свидетельствуют о том, что они также претерпели постмагматическое изменение, которое выражается в их частичной грейзенизации (окварцевание и мусковитизация и, возможно, адуляризация). Следует отметить, что нами не обнаружены гранит-порфиры без признаков грейзенизации, которые были отмечены раньше [Pokalov et al., 1978]. Можно предположить, что ими был опробован керн, отражающий состав гранит-порфиров на глубине, возможно из тела, не выходящего на поверхность, в котором метасоматические изменения наименее выражены. О частичном преобразовании гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока также свидетельствует нарушение U-Pb изотопной системы и изменение Th/U отношения в цирконах из гранит-порфира

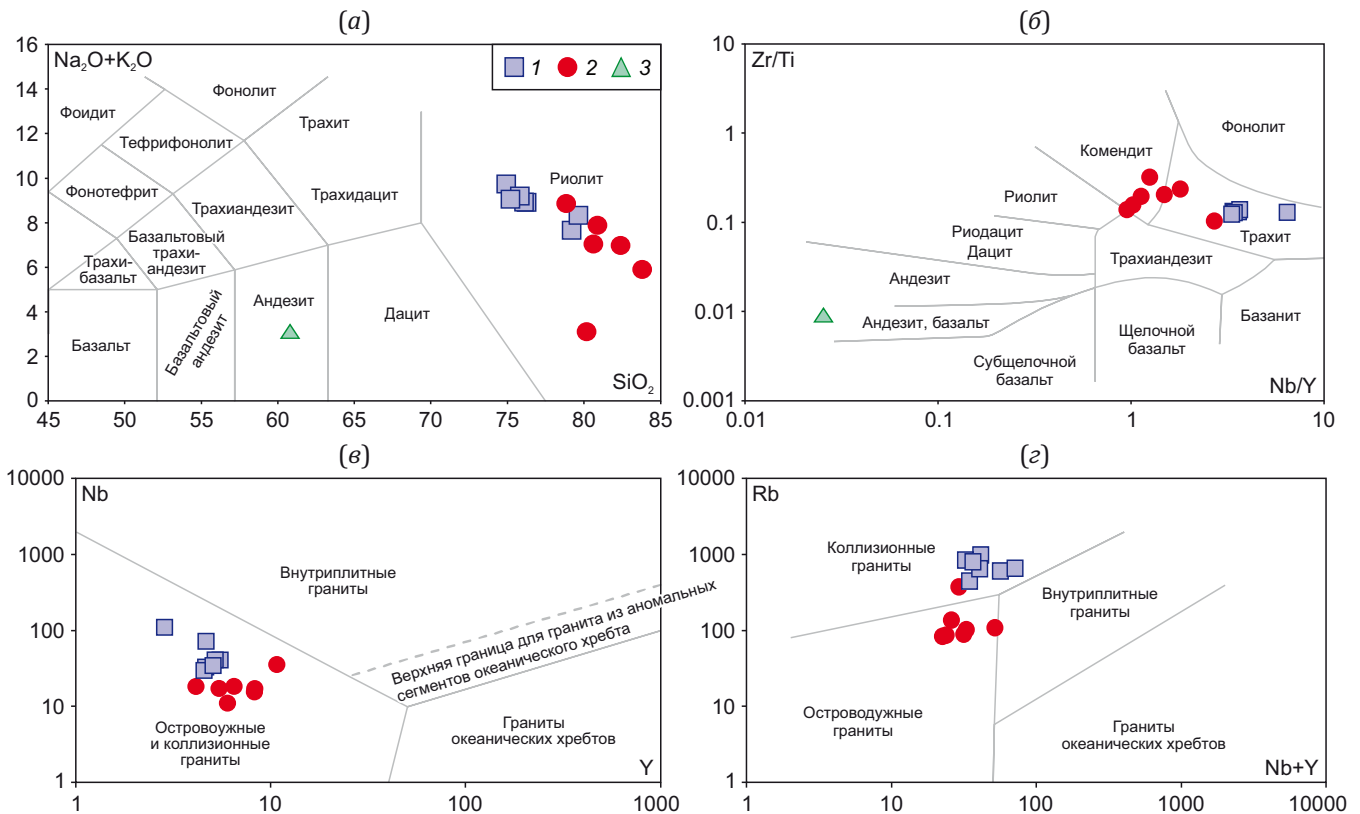


Рис. 3. Классификационные и дискриминационные диаграммы. (а) – $\text{Si}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Le Maitre, 1989]; (б) – $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{Ti}$ [Winchester, Floyd, 1977]; (в) – $\text{Y} - \text{Nb}$ [Pearce et al., 1984]; (г) – $(\text{Nb} + \text{Y}) - \text{Rb}$ [Pearce et al., 1984]. 1 – гранит-порфир, Первомайский штوك, гуджирский интрузивный комплекс; 2 – грейзенированный гранит-порфир, Мало-Ойногорский интрузив; 3 – вулканит, Хасуртинская свита.

Fig. 3. Classification and discrimination diagrams. (а) – $\text{Si}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Le Maitre, 1989]; (б) – $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{Ti}$ [Winchester, Floyd, 1977]; (в) – $\text{Y} - \text{Nb}$ [Pearce et al., 1984]; (г) – $(\text{Nb} + \text{Y}) - \text{Rb}$ [Pearce et al., 1984]. 1 – granite-porphyry, Pervomaika stock, Gudzhir intrusive complex; 2 – greisenized granite-porphyry, Malo-Oynogor intrusive; 3 – volcanic rock, Khasurta formation.

(рис. 4). Однако если содержания крупноионных элементов (LILE), в том числе свинца и тория, могут быть зависимы от степени постмагматического преобразования, то поведение ряда высокозарядных элементов (HFSE) (например, Zr, Hf, Nb, Y, Ta, Ti) наиболее инертно при метаморфических и метасоматических изменениях из-за их плохой растворимости и высокой химической устойчивости минералов-хозяев [Winchester, Floyd, 1977; Floyd, Winchester, 1978]. В связи с этим представляется, что в данном случае, сравнение концентраций высокозарядных элементов (HFSE) в гранит-порфирах Мало-Ойногорского штока с гранит-порфирами гуджирского комплекса более информативно, чем сопоставление по петрогенным оксидам и крупноионным элементам.

На ряде дискриминационных диаграмм (см. рис. 3, б-г), построенных на основе содержания рассеянных, в том числе высокозарядных, элементов, гранит-порфиры Мало-Ойногорского штока несколько отличаются от типичных представителей гуджирского комплекса (гранит-порфиров Первомайского штока). Вполне вероятно, данные геохимические характеристики Мало-Ойногорского штока определяются условиями генерации кислых магм (состав магматического протолита, температура и глубина выплавления, геодинамическая обстановка), которые отличаются от параметров формирования гранитоидов гуджирского комплекса.

Предыдущими исследователями были получены оценки возраста гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока с помощью K-Ar и Rb-Sr изотопных методов (304–281 млн лет) [Pokalov et al., 1978, 1979; Ontoev, 1984]. Однако в случае наложенного гидротермального метасоматоза, например грейзенизации, достоверность этих данных требует дополнительной проверки, поскольку эти изотопные системы слабо устойчивы при среднетемпературном геологическом процессе. Их переуравновешивание происходит в диапазоне температур 150–500 °C [Hodges, 2004; Reiners et al., 2005]. В этом случае благодаря высокой химической и термальной устойчивости циркона его U-Pb изотопное датирование может дать более надежную геохронологическую информацию.

Согласно проведенному U-Pb изотопному LA-ICP-MS изучению цирконов из гранит-порфиров их наиболее вероятный возраст составляет 310 ± 2.5 млн лет, который рассчитан по результатам измерения 22 зерен. Отмеченное одно относительно древнее зерно (~513 млн лет), по-видимому, имеет ксеногенную природу и было захвачено из вмещающих пород хасуртинской толщи, формирование которой имеет отношение к эволюции неопротерозой-раннекембрийских океанических и островодужных систем Палеоазиатского океана [Elbaev et al., 2018, 2025].

Значения возраста моложе 310 млн лет (рис. 4, а, в), скорее всего, отражают потерю радиогенного свинца позднепалеозойскими цирконами в результате более позднего теплового воздействия. Механизмы и примеры подобного изменения U-Pb изотопной систе-

мы в сторону «омоложения» известны в литературе [Gebauer, Grtinenfelder, 1979; Gehrels, 2011; Khubanov et al., 2017]. Нужно также отметить, что цирконы с возрастом около 310 млн лет имеют относительно небольшой разброс значений Th/U (~0.5–0.7) (рис. 4, г), тогда как «омоложенные» определения характеризуются более существенным разбросом Th/U (~0.3–2.2). Это свидетельствует о том, что в момент наложенного теплового события, помимо потери свинца, имело место перераспределение тория в составе отдельных цирконов.

Традиционно гранит-порфиры Мало-Ойногорского месторождения относились к гуджирскому интрузивному комплексу, по аналогии с крупнейшими в регионе W-Мо месторождениями Закаменского рудного узла, входящего в состав Джидинского рудного района [Gordienko et al., 2018]. Ранее на примере Первомайского молибденового месторождения, генетически связанного с одноименным штоком типоморфных гранит-порфиров гуджирского комплекса, было установлено, что рудно-магматическая система формировалась в период 128–123 млн лет назад – по данным комплексного U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Re-Os датирования магматических пород, гидротермальных образований и молибденита [Damdinova et al., 2019]. Однако результаты изотопного датирования гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока не соответствуют мезозойскому возрасту гранитоидов гуджирского комплекса.

Полученные совокупные данные о строении, возрасте и составе гранит-порфирового штока, вмещающего W-Мо минерализацию Мало-Ойногорского месторождения, указывают на их дорудную природу. Вероятно, что постмагматическое преобразование гранит-порфиров (грейзенизация) и формирование W-Мо шток-веркового Мало-Ойногорского месторождения относится к высокотемпературным гидротермальным метасоматическим процессам, имевшим место в рамках единого наложенного теплового события. В этом случае информация о времени протекания этого рудогенерирующего процесса(-ов) может быть отражена в «омоложенных» цирконах, которые характеризуются максимально низким содержанием радиогенного свинца. В Прил. 1, табл. 1.2 наиболее молодым возрастом является значение 128 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с дискордантностью $D=6$). Хотя условия пробоподготовки гарантируют отсутствие возможности заражения пробы «чужими» цирконами, тем не менее для исключения данного события нами оценено MLA (см. рис. 3, г) с помощью программы Isoplot R [Vermeesch, 2021], которое рассчитано на основе обобщения нескольких молодых возрастных данных из столбца AgeConc в Прил. 1, табл. 1.2. В данном случае с помощью этого подхода мы попытались определить не возраст, а вероятный поздний временной порог проявления термального события, в ходе которого могло произойти переуравновешивание U-Pb системы в цирконах. Иными словами, гидротермальное событие, возможно объединяющее несколько последовательных стадий рудообразующих

процессов, имело место не ранее 132 ± 6 млн лет назад. Этот возрастной предел в рамках погрешности сопоставим со временем становления рудно-магматических систем Первомайского молибденитового месторождения (128–123 млн лет назад, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Re-Os) [Dandinova et al., 2019], которое находится в 20 км западнее Мало-Ойногорского месторождения, и Булуктаевского W-Mo месторождения (144–133 млн лет назад, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Re-Os) [Savchenko et al., 2018; Dandinova et al., 2026], которое располагается в 40–50 км восточнее. В целом новые изотопно-геохронологические данные согласуются с геологическими наблюдениями – наличием дорудных (гранит-порфировый шток) и пострудных (некоторые салические дайки) магматических тел, а также глубинной интрузии, апофизы которой вскры-

ты скважинами. При этом глубинная интрузия может быть относительно молодой и являться источником рудогенерирующих гидротермальных флюидов.

Геодинамические и прогнозные следствия. Полученная оценка времени формирования гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока (310 ± 2.5 млн лет назад) сопоставима с возрастом известково-щелочных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВВ), выходы которого слагают центральную и северную часть Западного Забайкалья, но имеют ограниченное распространение и/или отсутствуют в его южной и юго-западной части. При этом Мало-Ойногорская интрузия по своей географической позиции попадает в область распространения Монгольско-Забайкальского вулканоплутонического пояса (МЗП) (см. рис. 1, врезка I).

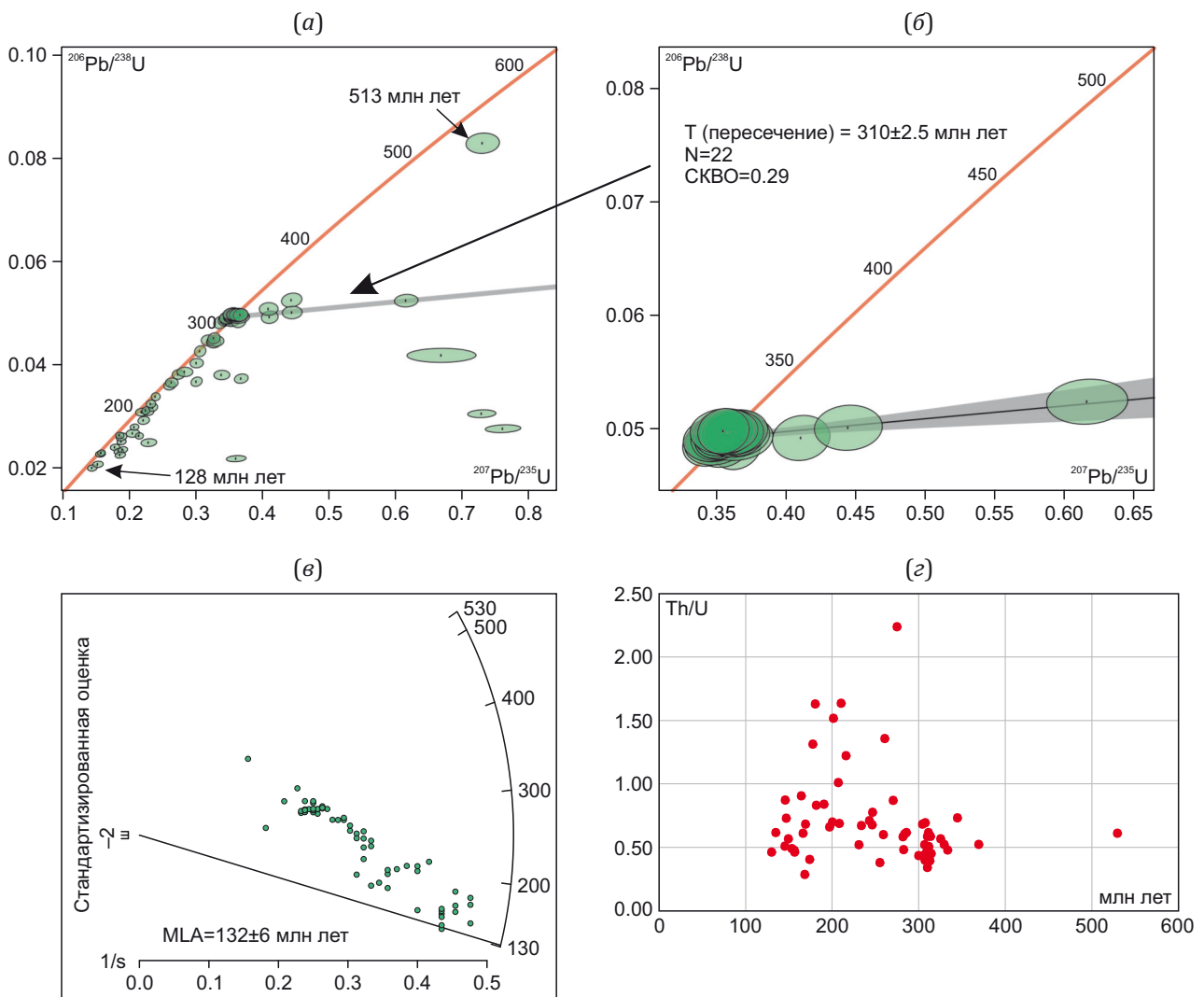


Рис. 4. Результаты U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования циркона из гранит-порфиров Мало-Ойногорского интрузива, проба МО-16.

(а) – диаграмма с конкордией для всего возрастного диапазона полученных датировок; (б) – диаграмма с конкордией для группы цирконов возрастом 310 млн лет; (в) – радиальная диаграмма, максимально правдоподобное значение возраста (MLA – Maximum Likelihood Age); (г) – вариации значений Th/U в датированных цирконах.

Fig. 4. Results of U-Pb isotope LA-ICP-MS dating of zircons from the Malo-Oinogor granite porphyry intrusive (sample MO-16). (а) – concordia diagram for the entire age range obtained; (б) – concordia diagram for the 310 Ma group of zircons; (в) – radial plot and MLA (Maximum Likelihood Age) estimates; (г) – Th/U variations in dated zircons.

Пояс протягивается через Северную Монголию и южную часть Западного Забайкалья более чем на 2.5 тыс. км, при его ширине до 250 км, от Монгольского Алтая до Становика. Он включает в себя сотни массивов позднепалеозойско-мезозойских субщелочных и щелочных гранитоидов, а также габброидов и монцитов и поля трахибазальтовых, бимодальных трахибазальт-комендитовых и менее щелочных трахидацил-риолитовых вулканогенных серий [Zanvilevich et al., 1985; Gordienko, 1987; Reichow et al., 2010; Litvinovsky et al., 2011; Donskaya et al., 2013]. Следует заметить, что на сегодняшний день интрузивные и вулканогенные образования МЗП датированы избирательно – изотопно-геохронологическими исследованиями были охвачены только типовые объекты, на примере которых проводились исследования условий генерации и эволюции субщелочных и щелочных гранитоидных магм. С учетом положения Мало-Ойногорского интрузива в центральной части МЗП, пространственной и возрастной близости к щелочно-гранитоидному Шабартайскому массиву (298–289 млн лет) вероятно то, что природа гранит-порфирового Мало-Ойногорского интрузива обусловлена развитием Монгольско-Забайкальского вулканоплутонического пояса.

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям [Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013] формирование МЗП происходило в надсубдукционных условиях Южно-Сибирской активной континентальной окраины при пологой субдукции плиты Монголо-Охотского палеоокеана под южную окраину Сибирского континента в позднем палеозое – мезозое. Монголо-Охотский ороген, сформированный при этом событии, эволюционировал от позднего карбона до раннего мела включительно на протяжении более 150 млн лет [Donskaya et al., 2013].

Если принять химическую инертность высокозарядных элементов при метасоматическом изменении, то положение фигуративных точек составов гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (см. рис. 3, в, г) также позволяет допустить их конвергентную природу. Следует заметить, что крупные Мо-месторождения генетически связывают с магматизмом надсубдукционных геодинамических обстановок [Laznicka, 2006; Pettke et al., 2010; Berzina et al., 2014; Berzina et al., 2016; и др.], в которых молибденитовая минерализация является относительно ранней и высокотемпературной и контролируется ее близостью к магматическому (гранитоидному) телу (источнику) [Chen, Grapes, 2007]. В связи с этим не исключено, что Мало-Ойногорский шток на момент становления имел рудоносный потенциал.

Однако представленные выше данные служат основанием для утверждения, что главное рудогенерирующее событие, приведшее к формированию штокверкового оруденения, произошло в раннемеловое время, не ранее 132 ± 6 млн лет назад. О состоятельности этого положения также указывает пространственно-временная близость ряда месторождений вольфрама и

молибдена (Первомайское, Инкурское, Холтосонское, Булуктайское) с возрастом 133–123 млн лет, обоснованным различными методами изотопного датирования [Chernyshev et al., 1998; Savchenko et al., 2018; Damdinova et al., 2019, 2026]. Необходимо отметить, что согласно [Reyf, 1990] Первомайское месторождение контролируется штоком гранит-порфиров, а Инкурское и Холтосонское – салическими дайками (аплиты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, микросиениты – все эти субвулканические тела являются производными одной крупной Гуджирской гранитоидной интрузии, не вскрытой на дневной поверхности). Согласно представлениям ряда исследователей, Гуджирская интрузия в виде погружающегося пластообразного тела имеет продолжение на глубине на восток и юго-восток [Ivanova et al., 1991; Ripp et al., 2018; Gordienko et al., 2018] в сторону Мало-Ойногорского месторождения. На площади Мало-Ойногорского месторождения, помимо позднепалеозойского штока, также имеются до-рудные и пострудные салические дайки, и часть из них, вероятно, являются производными скрытой мезозойской (условно раннемеловой) интрузии. Эта интрузия вполне могла быть источником гидротерм, ответственных за грейзенизацию венд-раннепалеозойских вулканогенных и осадочных пород хасуртинской свиты и позднепалеозойских гранит-порфиров. Кроме того, раннемеловые гидротермы были рудоносными флюидами, возможно, они также перераспределяли (регенерировали) раннее отложенное рудное вещество. Если принять данную модель, то месторождения и проявления Закаменского рудного узла развиты над апикальной частью значительной по размеру раннемеловой рудно-магматической системы, возможно состоящей из нескольких интрузивов-сателлитов, объединенных под термином «Гуджирская интрузия» [Reyf, 1990]. В этом случае представляется, что данная площадь является перспективным объектом для обнаружения новых залежей W-Mo руд, скрытых на глубине.

В тектоническом плане в раннемеловое время на территории Западного Забайкалья и Северной Монголии доминировали условия растяжения, возникшие в результате распада Монголо-Охотского орогена, с образованием комплексов метаморфических ядер, рифтогенных угленосных впадин и проявлениями мафического магматизма с геохимическими метками внутриплитных базальтов [Vorontsov et al., 2002; Andryushchenko et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Arzhannikova et al., 2022]. Хотя, с одной стороны, гранитоиды гуджирского комплекса по геохимии не соответствуют внутриплитным гранитам (см. рис. 2, в, г), вероятно, их обогащение HFSE связано с особыми условиями выплавления (повышенные концентрации Nb и Y в источнике и/или отсутствие соответствующих минералов-концентраторов среди реститовых фаз). Но, с другой стороны, высокая доля участия мантийного вещества в их составе, обнаруженная по изотопным данным [Ripp et al., 2018], не противоречит модели их генерации и становления в условиях тектонического растяжения.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно данным геологических наблюдений, шток гранит-порфиров, в пределах и вокруг которого локализована W-Mo минерализация Мало-Ойногорского месторождения, имеет дорудное возрастное положение. Особенности минералого-петрографического и петролого-геохимического состава гранит-порфиров свидетельствуют о том, что они были подвержены грейзенизации – постмагматическим изменениям, таким как окварцевание и мусковитизация. При этом рудная минерализация обусловлена этим метасоматозом и проявлена в виде разноориентированных прожилков, которые имеют четкие контакты с гранит-порфирами, экзоконтактовыми роговиками и вулканогенными и карбонатными породами хасуртинской свиты.

U-Pb изотопное LA-ICP-MS датирование цирконов показало, что формирование гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока произошло 310 ± 2.5 млн лет назад. Согласно пространственному положению, возрасту и составу он является частью Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, формирование которого обусловлено Монголо-Охотским орогенезом в результате закрытия Монголо-Охотского океана.

Наличие в гранит-порфирах цирконов с признаками потери радиогенного свинца позволило оценить вероятный поздний временной порог (132 ± 6 млн лет назад) проявления высокотемпературного гидротермального метасоматического события, в ходе которого могло произойти переуравновешивание U-Pb системы в цирконах. Этот возрастной предел в рамках погрешности сопоставим со временем становления Гуджирской рудно-магматической системы (133–123 млн лет назад).

В совокупности полученные результаты позволяют предположить, что основной этап W-Mo рудогенеза Мало-Ойногорского месторождения связан со становлением нескрытой раннемеловой Гуджирской рудно-магматической системы. Возникновение и эволюция гранитоидных магм гуджирского интрузивного комплекса имели место в условиях тектонического растяжения в период раннемелового распада Монголо-Охотского орогена.

Закаменский рудный узел, к которому приурочено Мало-Ойногорское W-Mo месторождение, может служить перспективной площадью для обнаружения новых залежей редкометалльных полезных ископаемых, скрытых на глубине.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам за ценные замечания.

8. 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 manuscript, read and approved the final version.

9. 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.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Andryushchenko S.V., Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Sandimirov I.V., 2010. Evolution of Jurassic-Cretaceous Magmatism in the Khambin Volcanotectonic Complex (Western Transbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 51 (7), 734–749. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.06.002>.

Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Sizov A.V., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., 2022. Early Cretaceous Topographic Evolution Associated with the Collapse of the Mongol-Okhotsk Orogen in Western Transbaikalia: An Integrated Analysis. *International Geology Review* 65 (15), 2348–2369. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2139296>.

Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O., 2016. Paleozoic-Mesozoic Porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) Deposits Within the Southern Margin of the Siberian Craton: Geochemistry, Geochronology, and Petrogenesis (a Review). *Minerals* 6 (4), 125. <https://doi.org/10.3390/min6040125>.

Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O., 2014. Geochemical and Sr- Pd-Nd Isotopic Characteristics of the Shakhtama Porphyry Mo-Cu System (Eastern Transbaikalia, Russia). *Journal Asian Earth Sciences* 79, 655–665. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.07.028>.

Chen G.N., Grapes R., 2007. *Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution*. Springer, Dordrecht, 278 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5891-2>.

Chernyshev I.V., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D., Ivanova G.F., 1998. Rb-Sr-Geochronometry of Sequential Granite Formation, Greisenization, and Hydrothermal Mineralization: Evidence from the Dzhida W-Mo Deposit, Western Transbaikalian Region. *Doklady Earth Sciences* 360 (4), 613–616.

Damdinova L.B., Damdinov B.B., Huang X.-W., Bryansky N.V., Khubanov V.B., Yudin D.S., 2019. Age, Conditions of Formation, and Fluid Composition of the Pervomaiskoe Molybdenum Deposit (Dzhidinskoe Ore Field, South-Western Transbaikalia, Russia), *Minerals* 9 (10), 572. <https://doi.org/10.3390/min9100572>.

Damdinova L.B., Damdinov B.B., Khubanov V.B., Yudin D.S., 2026 (in press). Age and Formation Conditions of the W-Mo Ores of Bulukhtai Deposit (South-Western Transbaikalia). *Geology of Ore Deposits (in Russian)* [Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Хубанов В.Б., Юдин Д.С. Возраст и условия формирования W-Mo руд Булуктаевского месторождения (Юго-Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2026 (в печати)].

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V., 2013. Late Paleozoic – Mesozoic Subduction-Related Magmatism at the Southern Margin of the Siberian Continent and the 150 Million-Year History of the Mongol-Okhotsk

Ocean. *Journal Asian Earth Sciences* 62, 79–97. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2012.07.023>.

Elbaev A. L., Gordienko I.V., Savatenkov V. M., 2025. U-Pb Age and Sr-Nd Isotopic Characteristics of the Dzhida Island-Arc System Felsic and Intermediate Volcanites (Southwestern Transbaikalia): Transition to the Mature Arc Stage. *Doklady Earth Sciences* 520 (1), 19. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24604292>.

Elbaev A.L., Gordienko I.V., Bayanova T.B., Gorokhovskiy D.V., Orsoev D.A., Badmatsyrenova R.A., Zarubina O.V., 2018. U-Pb Age and Geochemical Characteristics of Ultramafic-Mafic Rocks of the Dzhida Zone Ophiolite Association (Southwestern Transbaikalia). *Doklady Earth Sciences* 478 (2), 208–210. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18020022>.

Fil'ko A.S., Kuz'min V.S., 1977. Malo-Oinogor Mo Deposit and Features of Its Exploration. Prospect and Protection of Mineral Resources 7, 21–27 (in Russian) [Филько А.С., Кузьмин В.С. Мало-Ойногорское молибденовое месторождение и особенности его разведки // Разведка и охрана недр. 1977. № 7. С. 21–27].

Floyd P.A., Winchester J.A., 1978. Identification and Discrimination of Altered and Metamorphosed Volcanic Rocks Using Immobile Elements. *Chemical Geology* 21 (3–4), 291–306. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(78\)90050-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(78)90050-5).

Gebauer D., Griinenfelder M., 1979. U-Th-Pb Dating of Minerals. In: E. Jager, J.C. Hunziker (Eds), *Lectures in Isotope Geology*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 105–131. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67161-6_7.

Gehrels G., 2011. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. In: C. Busby, A. Azor (Eds), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Wiley-Blackwell, p. 47–62. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>.

Gordienko I.V., 1987. Paleozoic Magmatism and Geodynamics of the Central Asian Folded Belt. *Nauka, Moscow*, 240 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.].

Gordienko I.V., Badmatsyrenova R.A., Lantseva V.S., Elbaev A.L., 2019. Selenga Ore District in Western Transbaikalia: Structural-Minerogenic Zoning, Genetic Types of Ore Deposits, and Geodynamic Settings of Ore Localization. *Geology of Ore Deposits* 61 (5), 391–421. <https://doi.org/10.1134/S1075701519050027>.

Gordienko I.V., Gorokhovskiy D.V., Lantseva V.S., Badmatsyrenova R.A., 2017. Dzhida Ore Region: Structure, Metallogeny, Geodynamics, and Development Prospects. *Proceedings of the Siberian Department of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences: Geology, Exploration and Development of Mineral Deposits* 40 (1), 9–31 (in Russian) [Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ланцева В.С., Бадмацциренова Р.А. Джидинский рудный район: строение, металлогения, геодинамика, перспективы развития // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 1. С. 9–31].

Gordienko I.V., Gorokhovskiy D.V., Smirnova O.K., Lantseva V.S., Badmatsyrenova R.A., Orsoev D.A., 2018. Dzhida Ore District: Geology, Structural and Metallogenic Regionalization, Genetic Types of Ore Deposits, Geodynamic Conditions of Their Formation, Forecast, and Outlook for Development. *Geology of Ore Deposits* 60 (1), 1–32. <https://doi.org/10.1134/S1075701518010038>.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, Canada, p. 308–311.

Hodges K.V., 2004. Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems. *Treatise on Geochemistry* 3, 263–292. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03024-3>.

Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K. et al., 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40 (3), 311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>.

Ivanova G.F., Smirnova O.K., Ignatenko K.I., 1991. Chemical Composition of the Wolframite-Mineralization of the Dzhida Ore Field. *Proceedings of the Russian Mineralogical Society* 4, 77–88 (in Russian) [Иванова Г.Ф., Смирнова О.К., Игнатенко К.И. Особенности химического состава вольфрамитовой минерализации Джидинского рудного поля // Записки РМО. 1991. № 4. С. 77–88].

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1–2), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Kanakin S.V., Khubanov V.B., Zhalsaraev B.Zh., Posokhov V.F., Dampilova B.V., Khromova E.A., Khubanov A.M., Lygdenova B.B., 2022. The Shared Research Facilities "Geospectrum" of the Geological Institute SB RAS. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (2), 0583 (in Russian) [Канакин С.В., Хубанов В.Б., Жалсараев Б.Ж., Посохов В.Ф., Дампилова Б.В., Хромова Е.А., Хубанова А.М., Лыгденова Б.Б. Центр коллективного пользования «Геоспектр» Геологического института СО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0583]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0583>.

Khodanovich P.Yu., 1995. Molybdenum-Tungsten Deposits of the Dzhida Ore Field. In: *Deposits of Transbaikalia*. Vol. 1. Book 1. Geoinformmark, Chita–Moscow, p. 149–163 (in Russian) [Ходанович П.Ю. Молибдено-вольфрамовые месторождения Джидинского рудного поля // Месторождения Забайкалья. Т. 1. Кн. 1. Чита–М.: Геоинформмарк, 1995. С. 149–163].

Khodanovich P.Yu., Smirnova O.K., 1991. Tungsten-Bearing Beresites and Local Forecast Mineralization. *Nauka, Novosibirsk*, 208 p. (in Russian) [Ходанович П.Ю., Смирнова О.К. Вольфрамоносные березиты и локальный прогноз оруденения. Новосибирск: Наука, 1991. 208 с.].

Khromova E.A., 2008. Material Composition and Isotope Age of the Upper Paleozoic Granitoids of the Dzhida Paleozooides Zone (on the Example of the Shabartay Massif). In: *Granitoids and Evolution of the Earth: Geodynamic Position, Petrogenesis, and Ore Content of Granitoid Batholiths. Proceedings of the 1st International Geological Conference. Publishing House of the BSC SB RAS, Ulan-Ude*, p. 399–400 (in Russian) [Хромова Е.А. Вещественный состав и изотопный возраст верхнепалеозойских гранитоидов Джидинской зоны палеозоид (на примере Шабартайского массива) // Гранитоиды и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I Международной геологической конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 399–400].

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A., 2016. U-Pb Dating of Zircons from PZ₃-MZ Igneous Complexes of Transbaikalia by Sector-Field Mass Spectrometry with Laser Sampling: Technique and Comparison with SHRIMP. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 190–205. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.013>.

Khubanov V.B., Tsygankov A.A., Burmakina G.N., 2021. The Duration and Geodynamics of Formation of the Angaravitim Batholith: Results of U-Pb Isotope (LA-ICP-MS) Dating of Magmatic and Detrital Zircons. *Russian Geology and Geophysics* 62 (12), 1331–1349. <https://doi.org/10.2113/RGG20204223>.

Khubanov V.B., Vrublevskaya T.T., Tsygankov A.A., Vladimirov A.G., Buyantuev M.D., Sokolova E.N., Posokhov V.F., Khromova E.A., 2017. Melting Conditions of Granitoid Xenoliths in Contact with Alkaline Mafic Magma (Gusinozerskaya Dyke, Western Transbaikalia): To the Problem of the Origin of Ultrapotassic Acid Melts. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 347–368 (in Russian) [Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Владимиров А.Г., Буянтуев М.Д., Соколова Е.Н., Посохов В.Ф., Хромова Е.А. Условия плавления гранитоидных ксенолитов в контакте со щелочно-базитовой магмой (Гусинозерская дайка, Западное Забайкалье): к проблеме происхождения ультракалиевых кислых расплавов // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 347–368]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0245>.

Laznicka P., 2006. *Giant Metallic Deposits. Future Sources of Industrial Metals*. Springer, Berlin, Heidelberg, 732 p. <https://doi.org/10.1007/3-540-33092-5>.

Le Maitre R.W. (Ed.), 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford, 193 p.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y., 2011. Origin and Evolution of Overlapping Calc-Alkaline and Alkaline Magmas: The Late Palaeozoic Post-Collisional Igneous Province of Transbaikalia (Russia). *Lithos* 125 (3–4), 845–874. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.04.007>.

Ontoev D.O., 1984. Stages of Mineralization and Zoning of Molybdenum-Tungsten Deposits of the Dzhida Ore Dis-

trict. In: *Dzhida Ore District. Nauka, Novosibirsk*, p. 53–76 (in Russian) [Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность молибдено-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного района // Джидинский рудный район. Новосибирск: Наука, 1984. С. 53–76].

Parfenov L.M., Nokleberg W.J., Berzin N.A., Badarch G., Dril S.I., Gerel O., Goryachev N.A., Khanchuk A.I. et al., 2011. *Tectonic and Metallogeny Model for Northeast Asia. Open-File Report 2011-1026. United States Geological Survey*. <https://doi.org/10.3133/ofr20111026>.

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>.

Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A., 2010. The Magma and Metal Source of Giant Porphyry-Type Ore Deposits, Based on Lead Isotope Microanalysis of Individual Fluid Inclusions. *Earth and Planetary Science Letters* 296 (3–4), 267–277. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.007>.

Pokalov V.T., Bolkhontseva S.V., Vasin V.V., 1979. Thermobarogeochemical Conditions of Formation and Staging of the Maly Oinogor Tungsten-Molybdenum Deposit. In: *Main Parameters of Natural Processes of Endogenous Ore Formation. Vol. 1: Physicochemical Evolution of Ore-Forming Systems. Copper-Nickel, Iron Ore, and Molybdenum Deposits. Nauka, Novosibirsk*, p. 252–259 (in Russian) [Покалов В.Т., Болхонцева С.В., Васин В.В. Термобарогеохимические условия формирования и стадийность вольфрам-молибденового месторождения Малый Ойногор // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Физико-химическая эволюция рудообразующих систем. Медно-никелевые, железорудные, молибденовые месторождения. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 1. С. 252–259].

Pokalov V.T., Vasin V.V., Bolkhontseva S.V., 1978. Tungsten-Molybdenum Deposit Maly Oinogor. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 12, 96–108 (in Russian) [Покалов В.Т., Васин В.В., Болхонцева С.В. Вольфрам-молибденовое месторождение Малый Ойногор // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1978. № 12. С. 96–108].

Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D., 2010. Multi-Stage Emplacement of Alkaline and Peralkaline Syenite-Granite Suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb Geochronology and Whole Rock Geochemistry. *Chemical Geology*, 273 (1–2), 120–135. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.017>.

Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K., 2005. Past, Present, and Future of Thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58 (1), 1–18. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.1>.

Reyf F.G., 1990. *Ore-Forming Potential of Granites and Conditions for Its Realization. Moscow, Nauka*, 180 p. (in Russian) [Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 180 с.].

Reyf F.G., Bazheev E.D., 1982. *Magmatic Process and Tungsten Mineralization. Nauka, Novosibirsk*, 158 p. (in Russian) [Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и

вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.].

Reyf F.G., Stelmachonok K.Z., 2007. Structural Conditions of Formation of Blind Ore Stockwork and Surrounding Rocks at the Maly Oinogor Molybdenum Deposit. In: *Geochemistry and Ore Formation of Radioactive, Noble and Rare Metals in Endogenous and Exogenous Processes. Proceedings of the All-Russian Conference with Foreign Participation, Dedicated to the 50th Anniversary of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the 80th Anniversary of F.P. Krendelev (April 16–18, 2007)*. Publishing House of the BSC SB RAS, Ulan-Ude, p. 144–147 (in Russian) [Рейф Ф.Г., Стельмачонок К.З. Структурные условия формирования слепого рудного штоковерка и окружающих его пород на молибденовом месторождении Малый Ойногор // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах: Материалы Всероссийской конференции с иностранным участием, посвященной 50-летию Сибирского отделения РАН и 80-летию Ф. П. Кренделева (16–18 апреля 2007 г.). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. С. 144–147].

Reznitsky L.Z., Barash I.G., Kovach V.P., Belichenko V.G., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., 2005. Paleozoic Intrusive Magmatism of the Dzhida Terrane – New Geochronological and Nd Isotope Data. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of Scientific Meeting (October 10–14, 2005). Iss. 3. Vol. 2. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 77–80 (in Russian) [Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Ковач В.П., Беличенко В.Г., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Джидинского террейна – новые геохронологические и Nd изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (10–14 октября 2005 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Вып. 3. Т. 2. С. 77–80].

Ripp G.S., Smirnova O.K., Izbrodin I.A., Lastochkin E.I., Rampilov M.O., Posokhov V.F., 2018. An Isotope Study of the Dzhida Mo-W Ore Field (Western Transbaikalia, Russia). *Minerals* 8 (12), 546. <https://doi.org/10.3390/min8120546>.

Savchenko A.A., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Posokhov V.F., 2018. Age and Isotopic Characteristics of the Buluktai Mo-W Deposit (Republic of Buryatia). Proceedings of the Siberian Department of the Section of Earth Sciences of the Russian

Academy of Natural Sciences. *Geology, Exploration and Development of Mineral Deposits* 41 (4), 7–21 (in Russia) [Савченко А.А., Рипп Г.С., Избродин И.А., Посохов В.Ф. Возраст и изотопная характеристика Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Республика Бурятия) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 4. С. 7–21]. <https://doi.org/10.21285/2541-9455-2018-41-4-7-21>.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A., Gimón V.O., Sorokin A.A., Sorokin A.P., 2005. Age Boundaries of the Formation of Porphyry Cu-Mo Deposits in Framing Structures of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. *Doklady Earth Science* 403 (6), 905–907.

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>.

Vermeesch P., 2021. Maximum Depositional Age Estimation Revisited. *Geoscience Frontiers* 12 (2), 843–850. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.008>.

Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Nikiforov A.V., 2002. Late Mesozoic Magmatism in the Dzhida Sector of the Western Transbaikalia Rift Zone: Evolutionary Stages, Associations, and Sources. *Petrology* 10 (5), 448–468.

Winchester J.A., Floyd P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology* 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).

Zanvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Andreev G.N., 1985. Mongolian-Transbaikalia Alkaline-Granitoid Province (Geology and Petrology). Nauka, Moscow, 232 p. (in Russian) [Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.Н. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция: (геология и петрология). М.: Наука, 1985. 232 с.].

Zorin Yu.A., 1999. Geodynamics of the Western Part of the Mongolia-Okhotsk Collisional Belt, Trans-Baikal Region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics* 306 (1), 33–56. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00042-6).

Таблица 1.1. Химический состав магматических пород Мало-Ойногорского и Первомайского гранит-порфирового штоков

Table 1.1. Chemical compositions of igneous rocks of Malo-Oinogor and Pervomaika stocks

Оксид, Элемент, мас. %	Мало-Ойногорский участок								Гуджирский комплекс						
	МО-1-16	МО-2-16	МО-3-16	МО-4-16	МО-5-16	МО-6-16	МО-7-16	МО-8-16	PM-1-16	PM-1/1-16	PM-1/2-16	PM-1/3-16	PM-4-16	PM-5-16	PM-6-16
	Вулканит, хасуртинская свита	Грейзенизованный гранит-порфир, Мало-Ойногорский шток							Гранит-порфир, Первомайский шток						
SiO ₂	55.2	83.7	82.1	78.1	80.1	89.2	79.6	80.4	75.2	75	73.7	74.7	78.5	74	79
TiO ₂	0.89	0.06	0.08	0.05	0.06	0.09	0.07	0.08	0.14	0.12	0.14	0.14	0.17	0.15	0.02
Al ₂ O ₃	15.5	8.2	9.5	12.2	10.4	5.5	11.5	10.5	13.4	12.5	14.3	13.3	11.6	13.7	11.9
Fe ₂ O ₃	1.88	0.48	0.23	0.61	0.43	0.53	1.55	0.5	0.71	0.93	0.71	0.72	0.57	0.73	0.27
FeO	5.65	0.11	0.14	0.11	0.72	-	-	-	0.36	0.11	0.18	0.4	0.11	0.22	-
MnO	0.24	0.01		0.02	0.05	0.12	0.43	-	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.01
MgO	5.61	0.11	0.13	0.06	0.11	0.15	0.24	0.15	0.2	0.17	0.24	0.22	0.19	0.29	0.12
CaO	9.56	0.11	0.2	0.36	0.13	0.18	0.11	0.14	0.84	0.92	0.46	0.75	0.21	1.06	0.28
Na ₂ O	2.69	1.37	1.77	3.34	1.62	0.38	0.19	2.12	4.08	3.01	4.35	3.71	3.7	3.91	4.11
K ₂ O	0.65	4.67	5.11	5	5.31	2.68	3.68	5.46	4.3	5.38	4.67	4.89	3.71	4.58	3.82
P ₂ O ₅	3.34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п.п.	1.49	0.49	0.54	0.27	0.36	0.8	1.9	0.42	0.44	1.05	0.84	0.88	0.77	1	0.42
Сумма	102.7	99.31	99.8	100.12	99.29	99.63	99.27	99.77	99.69	99.23	99.61	99.75	99.56	99.68	99.95
K ₂ O/Na ₂ O	0.24	3.41	2.89	1.50	3.28	7.05	19.37	2.58	1.05	1.79	1.07	1.32	1.00	1.17	0.93
CO ₂	-	-	-	-	-	-	0.44	-	-	0.22	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.43	-	-	0.13	0.28	
F	0.1	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.15	0.02	0.3	0.63	0.14	0.53	0.23	0.73	0.05

Таблица 1.1 (продолжение)

Table 1.1 (continued)

Элемент, ppm	Мало-Ойногорский участок								Первомайский шток (гуджирский комплекс)						
	MO-1-16	MO-2-16	MO-3-16	MO-4-16	MO-5-16	MO-6-16	MO-7-16	MO-8-16	PM-1-16	PM-1/1-16	PM-1/2-16	PM-1/3-16	PM-4-16	PM-5-16	PM-6-16
Sc	34.98	-	0.41	1.84	1.22	2.19	-	1.29	4.73	1.89	2.86	3.59	5.26	3.44	1.49
V	223.81	8.64	9.61	4.07	5.83	8.64	3.01	5.67	11.48	18.11	12.97	15.32	12.44	16.93	8.04
Cr	407.28	5.49	1.16	3.25	6.36	10.21	3.43	3.11	5.33	6.15	3.04	4.49	4.23	3.75	4.38
Co	90.66	213.44	125.5	79.72	1.5	221.26	100.29	79.46	36.76	80.42	107.27	0.81	82.39	186.27	84.92
Ni	92.41	11.73	6.05	4.01	6.4	14.86	12.25	4.14	4.76	4.17	3.62	3.97	4.26	9.94	2.87
Cu	7.76	8.43	4.71	6.07	12.42	9.4	32.39	3.99	24.15	19.29	31.7	28.24	47.51	21.01	10.67
Zn	54.18	49.54	28.43	31.73	109.06	74.2	344.75	25.42	42.5	34.85	50.09	27.59	21.69	48.6	8.07
Ga	13.98	20.21	18.05	19.84	16.01	11.96	16.94	16.8	24.48	27.35	27.74	24.73	25.1	31.36	36.16
As	-	7.6	-	14.7	11.3	2.1	220	4.2	-	-	-	3.1	-	-	-
Rb	34.76	114.21	119.62	137.95	163.2	117.29	339.51	132.31	386.06	685.04	506.68	612.98	481.96	589.68	512.08
Sr	56.2	15.36	20.23	15.32	13.62	13.66	11.92	21.61	117.53	87.3	144.08	109.58	80.06	111.14	66.16
Y	24.61	10.75	16.44	23.35	9.42	6.55	11.93	16.52	7.63	9.58	8.86	7.44	7.68	8.57	4
Zr	45.88	70.51	69.73	90.25	83.05	60.82	85.53	77.46	116.43	100.62	122.25	114.12	139.53	117.94	48.53
Nb	0.63	12.17	15.71	29.29	17.01	17.77	17.81	16.96	27.62	32.47	32.52	25.61	49.66	28.58	68.44
Mo	11.1	68.61	10.26	-	4.3	5.66	30.21	9.66	1.02	575.72	16.65	12.52	100.11	-	282.69
Hf	2.62	6.63	2.13	5.67	6.77	0.97	9.34	2.74	9.56	5.28	5.45	7.78	5.06	8.71	8.33
Ta	-	-	-	-	1	-	3.1	-	2	1.8	4.2	-	3.2	3.1	7
Hg	1.61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.1	-
Pb	1.04	7.41	4.9	9.7	99.34	22.19	1001.52	4.02	56.51	42.64	42.65	34.6	187.11	37.21	49.84
Th	1.47	14.67	17.82	27.44	19.96	7.68	21.68	21.26	29.78	23.21	26.39	29.26	36.47	30.28	8.58
U	-	3.54	3.32	5.67	3.95	-	3.83	1.93	18.26	17.52	9.19	17.84	163.79	21.06	11.07
Ag	6.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.22	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	4.13	42.73	-	-	7.94	4.9	7.7	3.33	12.29	3.87
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	13.47	9.61	-	12.65	-	19.74	-
Ba	16.04	34.93	39.76	56.57	84.1	76.62	79.65	49.17	309.53	295.94	432.83	313.07	187.28	305.34	46.49
La	-	-	9.83	9.14	13.34	5.72	-	-	-	-	-	19.58	-	-	22.95
Ce	-	-	31.36	15.41	28.77	30.71	-	27.24	37.37	48.01	47.39	52.58	79.58	50.5	39.97

Примечание. «-» – нет данных. Химический состав пород Первомайского штока – авторские данные.

Note. "-" – no data. Chemical compositions of the rocks of the Pervomaika stock are the authors' data.

Таблица 1.2. Результаты U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования цирконов из гранит-порфиров Мало-Ойногорского штока (проба МО-16)

Table 1.2. Results of U-Pb isotope (LA-ICP-MS) dating of zircons from the Malo-Oinogor granite porphyry stock (sample MO-16)

№ п/п	Th/U	Отношение						Возраст						Conc Dist		
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²³⁵ Pb/ ²³⁷ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ		Age Conc	1σ
1	0.38	0.33896	0.00794	0.03803	0.00062	0.06466	0.00175	296	6	240	4	764	59	255	3	17.0
2	0.29	0.18828	0.00529	0.02604	0.00045	0.05247	0.00163	175	5	166	3	306	69	168	3	4.4
3	0.51	0.15662	0.00489	0.02271	0.00040	0.05005	0.00170	148	4	145	3	199	79	145	2	1.7
4	0.46	0.14437	0.00480	0.01997	0.00036	0.05246	0.00188	137	4	128	3	306	82	130	2	5.7
5	0.41	0.20534	0.00668	0.02674	0.00048	0.05573	0.00196	190	6	170	3	439	80	174	3	8.7
6	0.61	0.22933	0.00781	0.02489	0.00045	0.06686	0.00245	210	6	159	3	834	78	166	3	23.0
7	0.62	0.15290	0.00522	0.02074	0.00038	0.05350	0.00196	145	5	132	3	349	85	135	2	6.9
8	0.68	0.18562	0.00424	0.02626	0.00043	0.05129	0.00136	173	4	167	3	253	63	169	2	2.6
9	1.63	0.76180	0.01758	0.02760	0.00045	0.20028	0.00535	575	10	176	3	2828	44	181	3	110.0
10	0.73	0.15797	0.00376	0.02291	0.00038	0.05002	0.00136	149	3	146	3	194	65	147	2	1.4
11	0.48	0.19018	0.00465	0.02346	0.00039	0.05881	0.00164	177	4	150	3	559	59	156	2	13.0
12	0.49	0.18441	0.00485	0.02317	0.00039	0.05776	0.00171	172	4	148	3	521	65	153	2	12.0
13	0.46	0.17855	0.00471	0.02402	0.00040	0.05395	0.00160	167	4	153	3	370	67	156	2	6.9
14	0.57	0.18640	0.00510	0.02252	0.00038	0.06008	0.00183	174	4	143	3	606	65	149	2	15.0
15	0.87	0.36073	0.00982	0.02184	0.00037	0.11988	0.00364	313	7	139	3	1954	54	146	3	71.0
16	0.62	0.32730	0.00609	0.04513	0.00071	0.05263	0.00120	288	5	284	4	311	52	286	3	0.8
17	1.36	0.36831	0.00683	0.03725	0.00059	0.07176	0.00163	318	5	236	4	979	45	261	3	24.0
18	2.24	0.66934	0.03426	0.04181	0.00094	0.11620	0.00637	520	21	264	6	1898	99	275	6	64.0
19	0.48	0.44494	0.00979	0.05014	0.00080	0.06440	0.00166	374	7	315	5	754	56	333	4	14.0
20	0.34	0.35311	0.00758	0.04959	0.00079	0.05168	0.00130	307	6	312	5	271	58	310	4	-1.2
21	1.52	0.22501	0.00419	0.03109	0.00049	0.05253	0.00120	206	4	197	3	306	52	201	3	3.2
22	0.57	0.41106	0.00829	0.04921	0.00078	0.06063	0.00146	350	6	310	5	624	53	325	4	9.7
23	0.87	0.30645	0.00556	0.04255	0.00067	0.05227	0.00117	272	4	269	4	298	52	270	3	0.9
24	0.59	0.36463	0.00713	0.04842	0.00076	0.05466	0.00129	316	5	305	5	399	53	310	4	2.8
25	0.46	0.35222	0.00706	0.04937	0.00078	0.05178	0.00124	306	5	311	5	276	53	309	4	-1.0
26	0.44	0.33731	0.00686	0.04818	0.00076	0.05081	0.00123	295	5	304	5	231	55	300	4	-2.1
27	1.63	0.72987	0.01404	0.03048	0.00049	0.17381	0.00407	557	8	194	3	2594	39	210	3	98.0
28	1.22	0.23969	0.00442	0.03384	0.00053	0.05141	0.00116	218	4	214	3	258	54	216	2	1.3
29	0.40	0.34947	0.00712	0.04915	0.00078	0.05161	0.00125	304	5	310	5	267	58	307	4	-1.3
30	0.68	0.30105	0.00554	0.03667	0.00058	0.05958	0.00134	267	4	232	4	588	47	246	3	11.0
31	0.52	0.61626	0.01165	0.05241	0.00083	0.08534	0.00196	488	7	329	5	1322	45	369	4	34.0
32	1.31	0.21500	0.00402	0.02622	0.00041	0.05951	0.00136	198	3	167	3	585	51	178	2	13.0
33	1.01	0.23580	0.00440	0.03171	0.00050	0.05398	0.00123	215	4	201	3	370	50	207	3	5.1
34	0.73	0.44407	0.01011	0.05253	0.00085	0.06136	0.00162	373	7	330	6	652	56	345	5	10.0
35	0.45	0.36734	0.00733	0.04964	0.00079	0.05371	0.00128	318	5	312	5	358	55	315	4	1.3
36	0.83	0.20780	0.00426	0.02787	0.00044	0.05408	0.00133	192	4	177	3	374	54	182	2	6.1
37	0.44	0.35458	0.00800	0.04857	0.00077	0.05298	0.00140	308	6	306	5	328	60	307	4	0.7
38	0.58	0.31893	0.00705	0.04466	0.00071	0.05183	0.00135	281	6	282	4	276	62	282	3	-0.2
39	0.71	0.27371	0.00605	0.03810	0.00060	0.05214	0.00135	246	5	241	4	289	61	243	3	1.4
40	0.68	0.34498	0.00764	0.04868	0.00077	0.05144	0.00134	301	6	307	5	258	58	304	4	-1.4
41	0.52	0.26057	0.00585	0.03598	0.00057	0.05257	0.00138	235	5	228	4	311	61	231	3	2.5
42	0.91	0.18828	0.00452	0.02506	0.00040	0.05455	0.00151	175	4	160	3	395	62	164	2	7.4
43	0.67	0.26382	0.00632	0.03654	0.00059	0.05241	0.00145	238	5	231	4	302	65	233	3	2.1

Таблица 1.2 (продолжение)
Table 1.2 (continued)

№ п/п	Th/U	Отношение						Возраст						Conc Dist		
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²³⁵ Pb/ ²³⁷ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ		Age Conc	1σ
44	0.70	0.22848	0.00554	0.03085	0.00050	0.05376	0.00150	209	5	196	3	362	63	200	3	5.2
45	0.69	0.34936	0.00847	0.04914	0.00079	0.05161	0.00144	304	6	309	5	267	62	307	4	-1.3
46	0.48	0.32704	0.00705	0.04428	0.00070	0.05358	0.00137	287	5	279	4	353	59	282	4	2.2
47	0.59	0.36407	0.00922	0.04965	0.00080	0.05323	0.00154	315	7	313	5	336	64	314	4	0.7
48	0.84	0.22164	0.00569	0.02918	0.00047	0.05515	0.00161	203	5	186	3	419	65	190	3	7.4
49	0.60	0.32937	0.00837	0.04463	0.00072	0.05359	0.00155	289	6	281	4	353	67	284	4	2.2
50	0.42	0.34906	0.00910	0.04908	0.00080	0.05164	0.00153	304	7	309	5	267	67	307	4	-1.3
51	0.52	0.35034	0.00917	0.04884	0.00080	0.05209	0.00154	305	7	307	5	289	66	307	4	-0.6
52	0.39	0.36052	0.00953	0.04967	0.00081	0.05271	0.00158	313	7	313	5	315	69	313	4	0.1
53	0.46	0.35565	0.00977	0.04981	0.00082	0.05186	0.00160	309	7	313	5	280	71	312	4	-1.0
54	0.78	0.28345	0.00786	0.03859	0.00064	0.05334	0.00166	253	6	244	4	341	72	247	3	3.0
55	0.66	0.21864	0.00608	0.03076	0.00051	0.05162	0.00161	201	5	196	3	267	71	197	3	2.2
56	0.45	0.36287	0.01027	0.04950	0.00082	0.05324	0.00168	314	8	312	5	336	72	312	4	0.8
57	0.69	0.23254	0.00474	0.03244	0.00051	0.05200	0.00127	212	4	206	3	284	57	208	3	2.4
58	0.62	0.36474	0.01050	0.04920	0.00082	0.05384	0.00173	316	8	310	5	362	71	311	4	1.6
59	0.51	0.35531	0.00743	0.04981	0.00078	0.05175	0.00129	309	6	313	5	276	58	311	4	-1.1
60	0.47	0.35254	0.00738	0.04959	0.00078	0.05157	0.00129	307	6	312	5	267	58	310	4	-1.3
61	0.43	0.35334	0.00755	0.04932	0.00078	0.05199	0.00132	307	6	310	5	284	57	309	4	-0.8
62	0.60	0.30131	0.00655	0.04032	0.00064	0.05422	0.00139	267	5	255	4	378	58	259	3	3.8
63	0.52	0.40945	0.00928	0.05078	0.00081	0.05851	0.00155	349	7	319	5	548	60	329	4	7.1
64	0.42	0.35843	0.00774	0.04973	0.00079	0.05230	0.00133	311	6	313	5	298	57	312	4	-0.5
65	0.61	0.73127	0.01656	0.08286	0.00132	0.06404	0.00169	557	10	513	8	741	56	530	6	7.1

Примечание. Значения возраста рассчитаны с помощью программы IsoplotR [Vermeesch, 2018]. AgeConc – конкордантный возраст; ConcDist – удаленность от конкордии.

Note. Age values were calculated in IsoplotR [Vermeesch, 2018]. AgeConc – concordant age; ConcDist – distance from concordia.