



GEODYNAMICS AND ORE CONTENT OF PROTEROZOIC MAPHITES IN THE CENTRAL PART OF THE ALDAN-STANOVY SHIELD (SOUTHERN NORTH ASIAN CRATON)

A.A. Kravchenko ¹, A.V. Okrugin ¹, V.I. Beryozkin¹, N.V. Popov², E.E. Loskutov ¹

¹ Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 39 Lenin Ave, Yakutsk 677007, Republic of Sakha (Yakutia), Russia

² Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. The study of diverse mantle-derived igneous complexes is important for interpreting geodynamic events, ore deposits formation mechanisms, and ore-forming fluid sources. Modern studies of orogenic gold deposits in the Precambrian metamorphosed terranes emphasize the importance of subduction-enriched lithospheric mantle in the ore formation processes. Orogenic gold mineralization in the Nimnyr terrane of the Aldan-Stanovoy shield is confined to the outcrops of mafic granulites from the Medvedev complex, intruded and metamorphosed 1.92–1.90 Ga ago at the final stage of the collision process. The Medvedev complex and ore bodies are intersected by non-metamorphosed dolerites of the 1.87 Ga Tipton-Gynym and 1.75 Ga Tipton-Algamai dike belts formed under conditions of post-collisional and intracontinental extension. The mantle-derived igneous complexes, presenting in a variety of geodynamic settings and ore mineral formation stages, make it possible to identify compositional and evolutionary features of the mantle in connection with ore formation processes. To do this, there were determined rock-forming oxide and trace element concentrations in pre-ore mafic granulites of the Medvedev complex and post-ore dolerites. Based on the geochemical data, there was a reconstruction of rock and mantle source type formation conditions. It was found that the rocks of the Medvedev complex are plume-derived. Doleritic melt formation was contributed to by the subduction-enriched lithospheric mantle material. There is a possibility of different degrees of source melting and interaction of plume with the enriched lithospheric mantle at the final stage of the collision process. The obtained results can be used to refine the geodynamic models of gold mineralization formation in the central part of the Aldan-Stanovoy shield. There has been proposed one of the standard models.

KEYWORDS: geodynamics; metallogeny; mantle magmatism; Proterozoic; Aldan shield

FUNDING: The research was carried out within DPMGI SB RAS research project 2024-0007. The research was coordinated with state assignment project FWZZ-2022-0002.



EDN: PAHHPA

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Alexander A. Kravchenko, kravchenkoa@diamond.ysn.ru

Received: August 24, 2023

Revised: March 25, 2024

Accepted: April 15, 2024

FOR CITATION: Kravchenko A.A., Okrugin A.V., Beryozkin V.I., Popov N.V., Loskutov E.E., 2024. Geodynamics and Ore Content of Proterozoic Maphites in the Central Part of the Aldan-Stanovoy Shield (Southern North Asian Craton). *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (3), 0756. doi:10.5800/GT-2024-15-3-0756

Supplementary files: [Kravchenko_et_al_Suppl_1.xlsx](#)

English version: see article page online

ГЕОДИНАМИКА И РУДОНОСНОСТЬ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАФИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА (ЮГ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

А.А. Кравченко¹, А.В. Округин¹, В.И. Берёзкин¹, Н.В. Попов², Е.Е. Лоскутов¹

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677007, Якутск, пр-т Ленина, 39, Республика Саха (Якутия), Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. Изучение составов мантийных магматических комплексов важно для расшифровки геодинамических событий, механизмов формирования рудных месторождений и источников рудообразующих веществ. Современные исследования орогенных месторождений золота в метаморфизованных докембрийских террейнах подтверждают важность обогащенной субдукцией литосферной мантии в процессах рудообразования. На территории Нимырского террейна Алдано-Станового щита орогенная золотая минерализация приурочена к выходам мафических гранулитов медведевского комплекса, внедрившегося и метаморфизованного 1.92–1.90 млрд лет назад на заключительной стадии коллизионного процесса. Медведевский комплекс и рудные тела пересечены неметаморфизованными долеритами Тимптоно-гынымского и Тимптоно-алгамайского дайковых поясов с возрастом 1.87 и 1.75 млрд лет, образованными в условиях постколлизионного и внутриконтинентального растяжения. Наличие мантийных магматических комплексов различных геодинамических обстановок и этапов формирования дает возможность определить особенности состава и эволюции мантии в связи с процессами рудообразования. Для этого были определены содержания пороодообразующих окислов и элементов-примесей в дорудных мафических гранулитах медведевского комплекса и пострудных долеритах. На основе геохимических данных проведена реконструкция условий формирования пород и типов мантийных источников. Обнаружено, что породы медведевского комплекса образованы за счет плюмового источника. В формировании расплавов для долеритов принимал участие обогащенный процессом субдукции материал литосферной мантии. Вероятны различные степени плавления в источниках и взаимодействие плюма с обогащенной литосферной мантией на заключительной стадии коллизионного процесса. Полученные результаты могут быть использованы для уточнения геодинамических моделей формирования золоторудной минерализации в центральной части Алдано-Станового щита. Предложена одна из общепринятых моделей.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: геодинамика; металлогения; мантийный магматизм; протерозой; Алданский щит

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН № 2024-0007. Тематика исследований скоординирована с проектом госзадания FWZZ-2022-0002.

1. ВВЕДЕНИЕ

Для аккреционных и коллизионных структур палеопротерозойского этапа (2.2–1.6 млрд лет) характерно сочетание колчеданно-полиметаллических, золоторудных и медь-никель-платинометаллических месторождений [Turchenko, 2021]. Нимырский террейн, выходящий на поверхность в пределах Алдано-Станового щита (рис. 1), не является исключением. В докембрийских геологических комплексах террейна, интерпретируемых как корневые части палеопротерозойского орогенного пояса [Smelov, Timofeev, 2003], известно метаморфогенное докембрийское месторождение золота [Syasko et al., 2006], в скарнах сосредоточены значительные ресурсы Fe, Mn, Cu, Co [Parfenov, Kuzmin, 2001]. В золотоносных россыпях часто встречается платина-сперрилитовая ассоциация. Так, в россыпи руч. Унга-Нимгеркан установлено присутствие округлых зерен сперрилита, часто имеющего тонкую оторочку из чистой платины и мелкие включения, состоящие из каолинита, пирофиллита, енделлита, флогопита, рудных минералов и кварца. Исследования

особенностей структуры и минеральных включений показали, что такие сростания формировались при термическом метаморфическом разложении сперрилита в интервале 400–600 °C с участием гидроксилсодержащих минералов [Okругин, 2000]. Изотопный возраст трех зерен сперрилита, определенный ¹⁹⁰Pt-⁴He методом, колеблется в пределах 1.70–1.95 млрд лет [Okругин et al., 2018, 2020].

Целью проведенного исследования являлся прогноз потенциальных коренных источников золота и платины, формирующих на территории коренные и россыпные месторождения. В связи с этим необходима разработка минералого-геохимических критериев, объективно указывающих на определенные параметры условий образования рудогенерирующих глубинных источников. В задачи входили: 1) определение химического состава и содержаний элементов примесей в метабазах и долеритах; 2) выделение и характеристика на основе петрографических и геохимических данных разновидностей горных пород; 3) анализ закономерностей распределения химических элементов

и геохимических индикаторных отношений, отражающих геодинамические обстановки и источники вещества; 4) уточнение модели формирования рудной минерализации.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные выходы горных пород расположены в пределах Нимнырского гранулит-ортогнейсового террейна (рис. 1). Структурный план террейна определяется широким развитием гранитогнейсовых куполов. Наиболее крупным из них является Тимптонский купол, расположенный в северной части террейна [Duk et al., 1986]. Ядра куполов слагают ортогнейсы с возрастом 3.57–1.93 млрд лет, представленные гранито-, чарнокито- и эндербито-гнейсами с телами амфиболитов [Parfenov, Kuzmin, 2001]. Плечи куполов сложены парагнейсовым комплексом, который представлен двумя ассоциациями пород. Первая ассоциация (курумканская толща) включает кварциты и высокоглиноземистые гнейсы, протолиты которых образованы в результате разрушения пород с модельным Nd возрастом 3.06–2.85 млрд лет [Parfenov, Kuzmin, 2001], лин-

зы кальцифиров и железистых кварцитов [Rundqvist, Mitrofanov, 1988; Duk et al., 1986]. Вторая ассоциация (федоровская толща) представлена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, диопсид-амфиболовыми, двупироксен-амфиболовыми плагиогнейсами с возрастом 2006 млн лет [Velikoslavinsky et al., 2006], реже – сланцами с прослоями и линзами диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров [Parfenov, Kuzmin, 2001] (рис. 2).

Золотая минерализация на территории террейна локализована в протяженных телах метабазитов медведевского комплекса, субсогласно прорывающих ортогнейсовый комплекс, метаморфические породы курумканской и федоровской толщ и образующих комбинированные дайки с аляскистыми гранитами [Kravchenko et al., 2009] с возрастом 1920 млн лет [Shcherbak, Bibikova, 1984]. Тела расположены в межкупольных синформных структурах (рис. 3, а). Степень метаморфизма метабазитов и вмещающих пород соответствует гранулитовой фации. Среди пород медведевского комплекса наиболее распространены двупироксен-амфиболовые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, встречаются оливин- и пироксенсодержащие

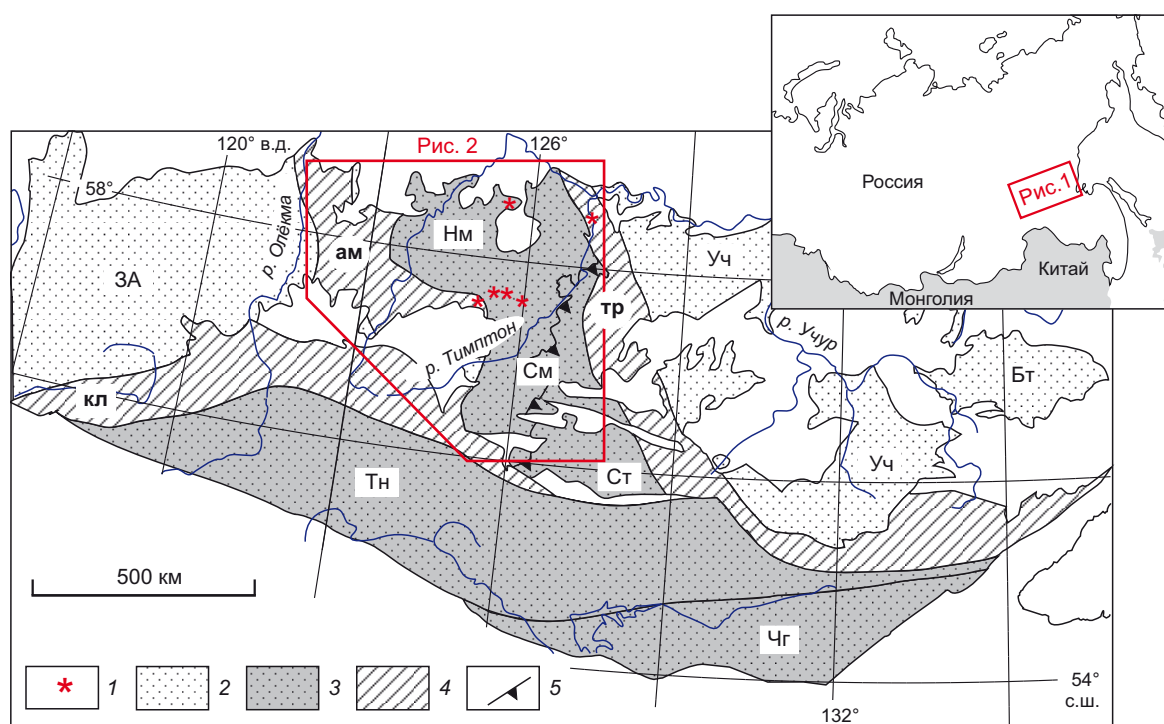


Рис. 1. Тектоническая схема Алдано-Станового щита (по [Parfenov, Kuzmin, 2001; Smelov, Timofeev, 2003]) с расположением изученных объектов.

1 – площади распространения рудоносных метабазитов и пострудных долеритов; 2 – террейны палеократонов: 3А – Западно-Алданский, УЧ – Учурский, БТ – Батомгский; 3 – террейны, зажатые между окраинами древних кратонов: НМ – Нимнырский, СТ – Сутамский, ТН – Тындинский, ЧГ – Чогарский; 4 – зоны тектонического меланжа: ам – Амгинская, кл – Каларская, тр – Тыркандинская; 5 – Сеймский надвиг (СМ).

Fig. 1. Tectonic scheme of the Aldan–Stanovoy Shield (after [Parfenov, Kuzmin, 2001; Smelov, Timofeev, 2003]), showing the location of the objects studied.

1 – distribution areas of ore-bearing metabasites and post-ore dolerites; 2 – paleocratonic terranes: 3А – West Aldan, УЧ – Uchur, БТ – Batongka; 3 – terranes sandwiched between the margins of paleocratons: НМ – Nimnyr, СТ – Sutam, ТН – Tynda, ЧГ – Chogar; 4 – zones of tectonic melange: ам – Amga, кл – Kalar, тр – Tyrkanda; 5 – Seym thrust (СМ).

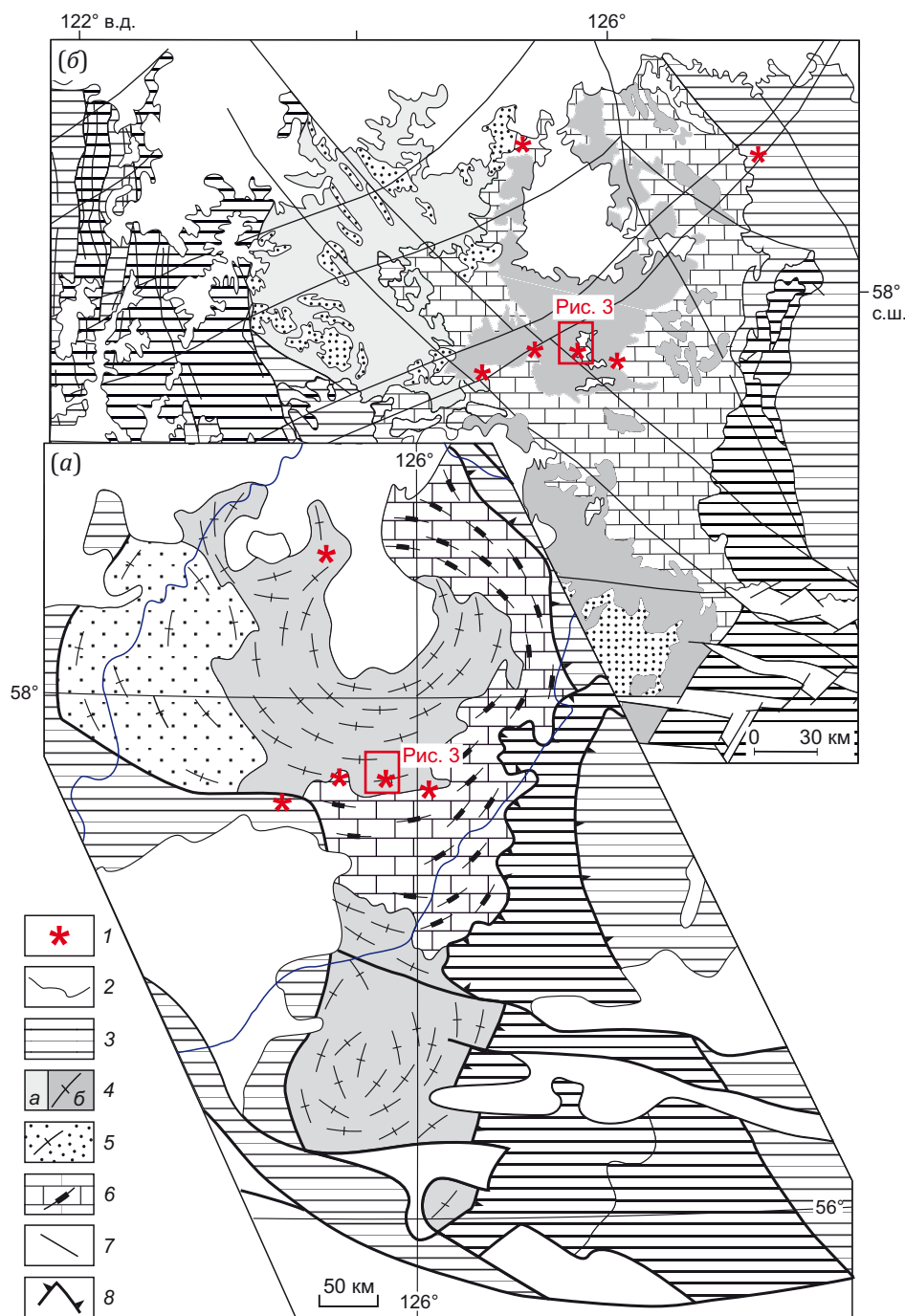


Рис. 2. Геологические схемы строения площади Нимнырского террейна: (а) – [Parfenov, Kuzmin, 2001]; (б) – [Velikoslavinskii et al., 2011], с упрощениями.

Области распространения пород: 1 – рудоносных базитов, 2 – осадочного чехла Сибирской платформы, 3 – комплексов за пределами Нимнырского террейна, 4 – тоналит-тронджемитовых ортогнейсов (эндербито-гнейсов) западно-алданского (а) и тимптонского (б) комплексов, гранито-гнейсов, 5 – биотитовых ± гранат, кордиерит, силлиманитовых плагиогнейсов, двупироксен- и диопсид-роговообманковых кристаллических сланцев курумканской и других толщ, 6 – роговообманковых ± биотит, диопсид, гиперстеновых плагиогнейсов, гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев с редкими прослоями кальцифиров федоровской толщи, 7 – разрывных нарушений, 8 – надвигов.

Fig. 2. Geological sketch map of the Nimnyr terrane area: (а) – [Parfenov, Kuzmin, 2001]; (б) – [Velikoslavinskii et al., 2011], simplified.

Rock distribution areas: 1 – ore-bearing mafic rocks, 2 – sedimentary cover of the Siberian platform, 3 – complexes outside the Nimnyr terrane, 4 – tonalite-trondhjemite orthogneisses (enderbite-gneisses) of the Western Aldan (а) and Timpton (б) complexes, granite-gneisses, 5 – biotite ± garnet, cordierite, sillimanite plagiogneisses, bipyroxene- and diopside-hornblende crystalline schists of the Kurumkan and other sequences, 6 – hornblende ± biotite, diopside, hypersthene plagiogneisses, hypersthene-biotite plagiogneisses and crystalline schists with rare interlayers of calciphyres of the Fedorovka sequence, 7 – faults, 8 – thrusts.

амфиболиты. В некоторых выходах тела деформированы асимметричными складками с крутыми шарнирами, формирующимися при сдвиговых движениях. На участках метаморфической полосчатости, складчатости и повторной сланцеватости в ассоциации с субсогласными кварцевыми жилами, полосами и линзами пироксенов и амфибола в кристаллических сланцах встречаются прожилково-вкрапленные метаморфогенно-гидротермальные сульфидно-арсенидные руды, образующие месторождение золота им. П. Пинигина и несколько рудных полей (рис. 3, а, б). Предполагается формирование комплекса и связанного с ним оруденения на заключительной стадии коллизионного процесса [Smelov et al., 2006; Kravchenko et al., 2010]. Возраст метаморфизма пород медведевского комплекса, опре-

деленный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболам из двупироксен-амфиболового кристаллического сланца и пироксен-плаггиоклаз-кварцевой породы рудного интервала, составил 1903–1908 млн лет [Smelov et al., 2006].

Оценка температуры формирования двупироксеновых и амфибол-плаггиоклазовых ассоциаций кристаллических сланцев месторождения с использованием различных геотермометров дала значения 750–850 °С, давление по составу амфиболов составило 5–7 кбар [Kravchenko et al., 2010]. По флюидным включениям в плаггиоклазах и пироксенах получены эффекты газовой выделения, соответствующие высоко- и среднетемпературным рудообразующим флюидам метаморфического и более поздних этапов – 780–480°, 450–180 °С [Sharova, 2006].

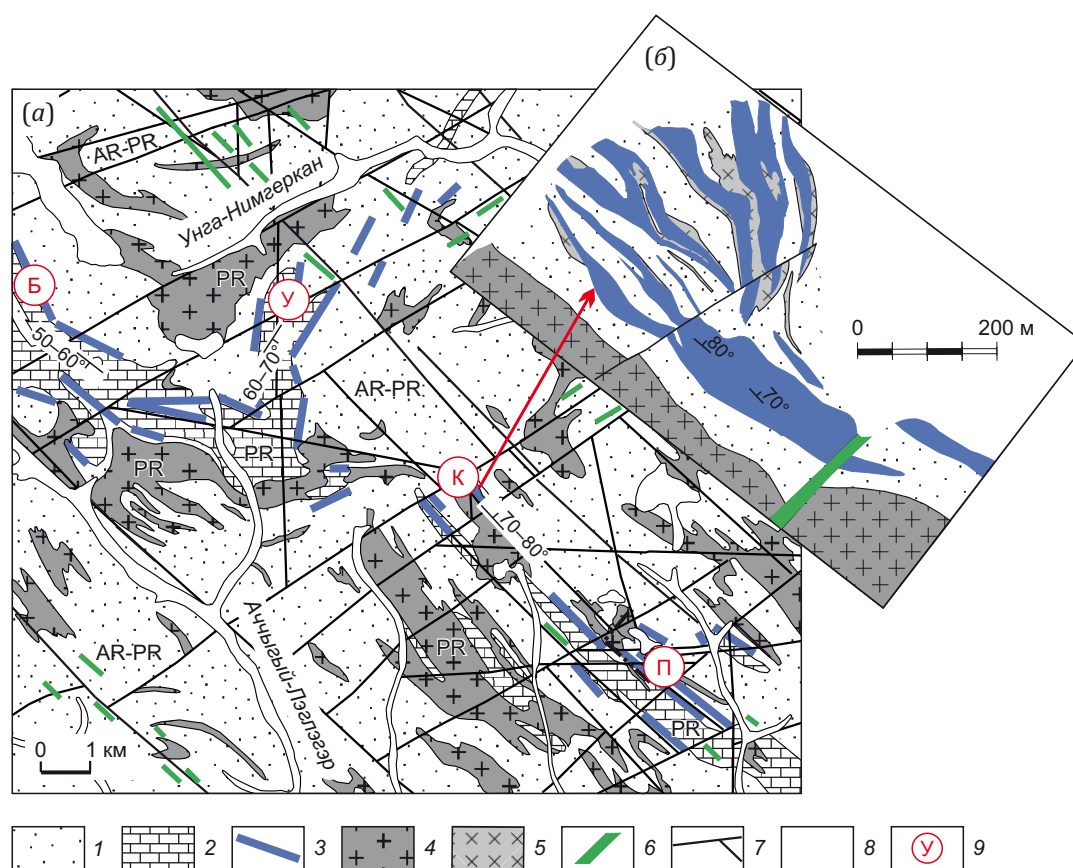


Рис. 3. Геологические схемы выходов метабазитов медведевского комплекса, составленные по данным [Kiselev et al., 1988].

(а) – фрагмент Леглиерского рудного узла; (б) – фрагмент участка Кур месторождения им. П. Пинигина. 1 – AR-PR метаморфические комплексы – биотит-гиперстеновые и гранат-биотитовые плаггиогнейсы ортогнейсового комплекса и курумканской толщи; 2–6 – PR метаморфические комплексы: 2 – плаггиогнейсы и кристаллические сланцы федоровской толщи, 3–6 – интрузивы PR возраста: 3 – тела пород медведевского комплекса, 4 – гранитов и гнейсовидных гранитов, 5 – плаггиогранитоидов, 6 – долеритов (по данным [State Geological Map..., 1962]); 7 – разломы; 8 – четвертичные отложения; 9 – участки с орогенной золотой минерализацией: Б – Бривас и У – Унга-Нимгеркан рудного поля Бривас, К – Кур и П – Притрассовый Верхнелюбкакайского рудного поля.

Fig. 3. Geological sketch-maps of outcrops of metabasites of the Medvedevsky complex compiled on the basis of [Kiselev et al., 1988].

(а) – a fragment of the Leglier ore cluster; (б) – a fragment of the Kur section of the Pinigin deposit. 1 – AR-PR metamorphic complexes – biotite-hypersthene and garnet-biotite plagiogneisses of the orthogneissic complex and the Kurumkan sequence; 2–6 – PR metamorphic complexes: 2 – plagiogneisses and crystalline schists of the Fedorovka sequence, 3–6 – PR intrusions: 3 – bodies of rocks of the Medvedev complex, 4 – granites and granite-gneisses, 5 – plagiogranitoids, 6 – dolerites (on the basis of [State Geological Map..., 1962]); 7 – faults; 8 – Quaternary deposits; 9 – areas of orogenic gold mineralization: Б – Brivas and У – Unga-Nimgerkan of the Brivas ore field, К – Kur and П – Pritrassovoy of the Verkhnyubkakai ore field.

На территорию распространения метабазитов медведевого комплекса попадает зона пересечения даек долеритов (рис. 3), широко распространенных в пределах Алданского щита и слагающих протяженные дайковые пояса В-СВ и СЗ направления [Okrugin et al., 2000, 2019] – Тимптоно-гынымский и Тимптоно-алгамайский с возрастом 1869 ± 2 и $1754 \pm 5 - 1759 \pm 4$ млн лет, полученным по прецизионным U-Pb датировкам [Ernst et al., 2016]. Метабазиты медведевого комплекса и рудные тела пересечены долеритами (рис. 3, 6). Дайки долеритов крутопадающие ($70-90^\circ$) с прямыми резко секущими контактами, протяженностью от нескольких сотен метров до 12–15 км и мощностью от первых десятков метров до 200–300 м. Они не подвержены метаморфическим преобразованиям, имеют свежий облик и сложены темно-серыми и черными массивными мелко- и среднезернистыми породами с эндоконтактовыми тонкозернистыми зонами закалки. Структура пород офитовая и габбро-офитовая, в эндоконтактах – микролитовая. Главные минералы – плагиоклаз и клинопироксен, второстепенные – калиевый полевой шпат, гиперстен, кварц, титаномagnetит, апатит. Встречаются дайки, сложенные диоритами, которые отличаются повышенным содержанием интерстиционного кварц-полевошпатового микропегматита и появлением гиперстена. Дайки с возрастом 1869 млн лет были внедрены на стадии постколлизиионного растяжения, а дайки с возрастом 1750 млн лет отражают этап внутриконтинентального растяжения [Donskaya, Gladkochub, 2021; Gladkochub et al., 2022].

Принадлежность метабазитов и долеритов к дорудным и пострудным магматическим породам схожего вещественного состава делает их актуальным объектом для исследования минералого-геохимических признаков, свидетельствующих о процессах рудогенеза.

3. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

На территории месторождения им. П. Пинигина, к востоку до ручьев Сиваки и Короть, к западу до ручьев Хаир и Хатыми, к северу в районе ручьев Орто-Сала и Селигдар, собрано 55 образцов пород медведевого комплекса и более 40 образцов долеритов из девяти даек, принадлежащих Тимптоно-гынымскому и Тимптоно-алгамайскому поясам.

Оптические свойства минералов и горных пород изучены при помощи микроскопов Meiji Techno 9430L, Olympus Bx50, Полам-Р-211. По 75 образцам были выполнены определения химического состава и микроэлементов, включая редкоземельные. Определение содержаний породообразующих окислов сделано силикатным анализом методом мокрой химии в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Содержания редкоземельных и редких элементов проанализированы в аналитическом центре коллективного пользования ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) методом LA-ICP-MS. Для обработки аналитических данных использованы сравнительные ха-

рактеристики, дискриминантные и петрогенетические диаграммы различных авторов.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.1. Состав пород медведевого комплекса

Согласно результатам петрографических наблюдений в составе медведевого комплекса можно выделить пять групп пород. Первая и вторая группа представлены амфиболитами, состоящими главным образом из роговой обманки с подчиненным количеством оливина и пироксенов. В единичных образцах встречается шпинель и магнетит. Характерным отличием второй группы амфиболитов является наличие небольшого количества плагиоклаза. В третьей – пятой группах пород преобладают пироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. В некоторых из сланцев встречаются редкие рудные минералы, сфен, апатит, биотит, кварц. Характерной чертой четвертой и пятой группы является наличие рудных минералов и клинопироксена. В пятой группе клинопироксен встречается во всех образцах. Золотая минерализация приурочена к последним двум группам. По химическому составу (табл. 1; Прил. 1 на странице статьи онлайн) породы групп близки: 1 – к перидотитам, пироксенитам и горнблендитам; 2 – к пикродолеритам; 3 – к высокомагнезиальным, умеренно магнезиальным долеритам; 4 – к низкомагнезиальным долеритам; 5 – к высокожелезистым долеритам.

Дайки неметаморфизованных пострудных долеритов имеют однородное строение без видимых признаков дифференциации, однако по химическому составу отличаются друг от друга (табл. 1; Прил. 1 на странице статьи онлайн). Важным дискриминантным признаком являются содержания титана и фосфора по отношению к щелочности и содержанию SiO_2 [Okrugin et al., 2000]. По этим признакам дайки разделены на две группы – титанистые и низкотитанистые (TiO_2 более 1.5 вес. %) и низкотитанистые (TiO_2 менее 1.5 вес. %) [Okrugin et al., 2000, 2019].

Общей чертой пород медведевого комплекса и долеритов является принадлежность к нормальному ряду щелочности и толеитовой серии (рис. 4, а–в). По содержанию породообразующих окислов метабазиты групп № 1–3 не имеют перекрытия составов с долеритами, № 4–5 близки титанистым долеритам (рис. 4, а–г). Точки низко-Тi и Тi-долеритов и поясов СЗ и СВ направлений на рис. 4 совпадают, то есть нет различий между разными поясами. Титанистые долериты характеризуются повышенным содержанием P_2O_5 (0.2–0.5 вес. %), а также наблюдается сходное направление тренда изменения содержаний TiO_2 и P_2O_5 в зависимости от кремнеземистости пород (рис. 4, г). Если в низко-Тi долеритах с повышением содержания SiO_2 содержание титана и фосфора постепенно возрастает, то в титанистых долеритах намечается довольно резкое снижение содержаний этих элементов. Такое двойственное поведение титана и фосфора, по-видимому, объясняется фракционной дифференциацией базитового расплава

Таблица 1. Средний химический состав (мас. %) и содержание редких элементов (г/т) в породах медведевского комплекса и долеритах**Table 1.** Average chemical compositions (wt. %) and content of rare elements (ppm) in the rocks of the Medvedev complex and dolerites

Компоненты	Породы медведевского комплекса					ТГ – пояс долеритов		ТА – пояс долеритов	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44.45	44.00	44.82	46.78	48.82	53.55	48.48	52.24	53.46
TiO ₂	1.14	1.86	2.08	2.27	2.78	0.76	2.65	0.89	1.11
Al ₂ O ₃	7.50	8.96	12.16	12.73	13.34	16.80	13.57	14.54	14.72
Fe ₂ O ₃	3.80	4.81	4.62	3.85	4.59	0.49	3.97	2.51	2.76
FeO	9.28	10.55	10.29	11.86	10.72	10.12	11.12	9.63	7.07
MnO	0.21	0.22	0.22	0.25	0.26	0.39	0.20	0.18	0.15
MgO	21.31	15.59	10.16	6.81	4.57	2.87	5.10	5.55	5.93
CaO	8.95	10.01	11.16	11.04	9.64	8.86	8.07	9.21	9.31
Na ₂ O	0.62	1.42	2.03	2.14	3.23	2.76	1.71	2.67	2.27
K ₂ O	0.31	0.45	0.69	0.69	0.62	2.16	0.64	1.25	1.02
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.20	0.20	0.31	0.18	0.52	0.12	0.15
H ₂ O	1.43	0.76	0.56	0.23	0.62	–	–	–	–
П.п.п.	0.89	1.06	0.51	0.96	0.32	0.43	3.68	0.13	1.63
Сумма	100.01	99.81	99.50	99.81	99.80	99.37	99.71	98.92	99.56
La	9.63	14.62	19.87	20.05	21.05	34.32	36.79	20.40	25.16
Ce	22.82	38.69	51.00	46.99	46.07	74.69	80.13	40.42	50.12
Pr	3.03	4.75	7.67	6.48	6.20	9.47	9.30	4.75	6.19
Nd	13.37	21.21	33.16	28.07	27.56	41.41	38.87	19.76	25.85
Sm	3.47	5.50	7.20	7.10	7.17	7.27	7.27	3.63	4.75
Eu	0.95	1.45	2.15	2.02	2.18	1.92	2.10	1.07	1.32
Gd	3.45	5.54	6.44	7.30	7.82	7.25	7.37	3.76	4.67
Tb	0.51	0.84	0.89	1.12	1.18	0.97	1.15	0.58	0.65
Dy	3.03	4.91	4.82	6.68	7.43	5.86	6.20	3.59	3.90
Ho	0.58	0.94	0.90	1.32	1.52	1.08	1.33	0.73	0.77
Er	1.64	2.58	2.34	3.73	4.31	3.06	3.76	2.11	2.09
Tm	0.22	0.34	0.31	0.51	0.61	0.42	0.51	0.31	0.30
Yb	1.43	2.09	1.93	3.33	4.07	2.58	3.11	2.04	1.97
Lu	0.20	0.29	0.27	0.47	0.58	0.40	0.45	0.31	0.28
Rb	8.63	10.44	15.99	15.03	11.03	32.90	35.06	33.51	18.24
Sr	98.13	88.2	288.7	264.7	295.5	514.6	348.2	245.69	324.93
Y	15.37	23.86	22.28	33.97	40.26	31.45	35.71	20.11	20.99
Zr	80.33	102.0	124.81	123	199	222.08	232.9	117.2	139.5
Nb	7.08	12.47	15.62	15.05	17.96	12.02	14.51	5.52	8.19
Ba	73.6	100.7	331.7	214.3	226.3	730.47	518.5	455.51	367
Hf	2.15	2.62	3.34	3.45	5.08	5.31	5.61	3.24	3.60
Ta	0.43	0.58	0.79	0.96	1.08	0.70	0.86	0.39	0.50
Th	0.94	1.24	1.51	4.12	0.99	3.04	4.65	5.20	3.57
U	0.31	0.49	1.00	0.66	0.69	0.63	0.92	1.33	0.57
Cs	1.24	0.73	0.71	1.11	0.19	0.47	0.64	0.62	0.30
V	240	289.4	347.8	368.4	366.3	402.0	368.0	248.0	278.0
Co	83.74	74.76	58.40	52.58	38.61	67.8	54.6	37.60	38.40
Cr	1958.8	1135	645.8	157.6	135.2	50.4	17.0	18.0	21.7
Ni	1007.8	588.8	260.38	108.2	71.77	54.6	73.0	76.0	62.3
Gd/Yb	2.41	2.65	3.34	2.19	1.92	2.81	2.37	1.84	2.37
Dy/Yb	2.11	2.34	2.50	2.01	1.82	2.27	1.99	1.75	1.98

Примечание. 1–5 – средние составы по группам пород медведевского комплекса: 1–2 – амфиболитам с MgO 29–18 и 18–12 %; 3–5 – кристаллическим сланцам с MgO 12–8, 8–6 и 6–4 %. 6–7, 8–9 – средний состав низкотитанистых и титанистых долеритов из Тимптоно-алгамайского (ТА) и Тимптоно-гынимского (ТГ) дайковых поясов. * – породы, сопровождающие золотую минерализацию.

Note. 1–5 – average compositions for groups of rocks of the Medvedev complex: 1–2 – amphibolites with MgO 29–18 and 18–12 %; 3–5 – crystalline schists with MgO 12–8, 8–6 and 6–4 %. 6–7, 8–9 – average compositions of low-Ti and Ti-dolerites from the Tipton-Algamai and Tipton-Gynym dike belts. * – rocks accompanying gold mineralization.

в глубинных камерах. Таким образом, в долеритах можно выделить только геохимические – низко-Тi и Ti-долериты, которые формировались, вероятно, в результате дифференциации базитов в промежуточных очагах вне зависимости от возраста разнонаправленных дайковых поясов.

По спектрам распределения элементов на спайдер-диаграмме метабазиты групп № 1–3 близки обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов, № 4–5 – к внутриплитным базальтам океанических островов. Долериты отличаются от последних наличием хорошо выраженных отрицательных аномалий

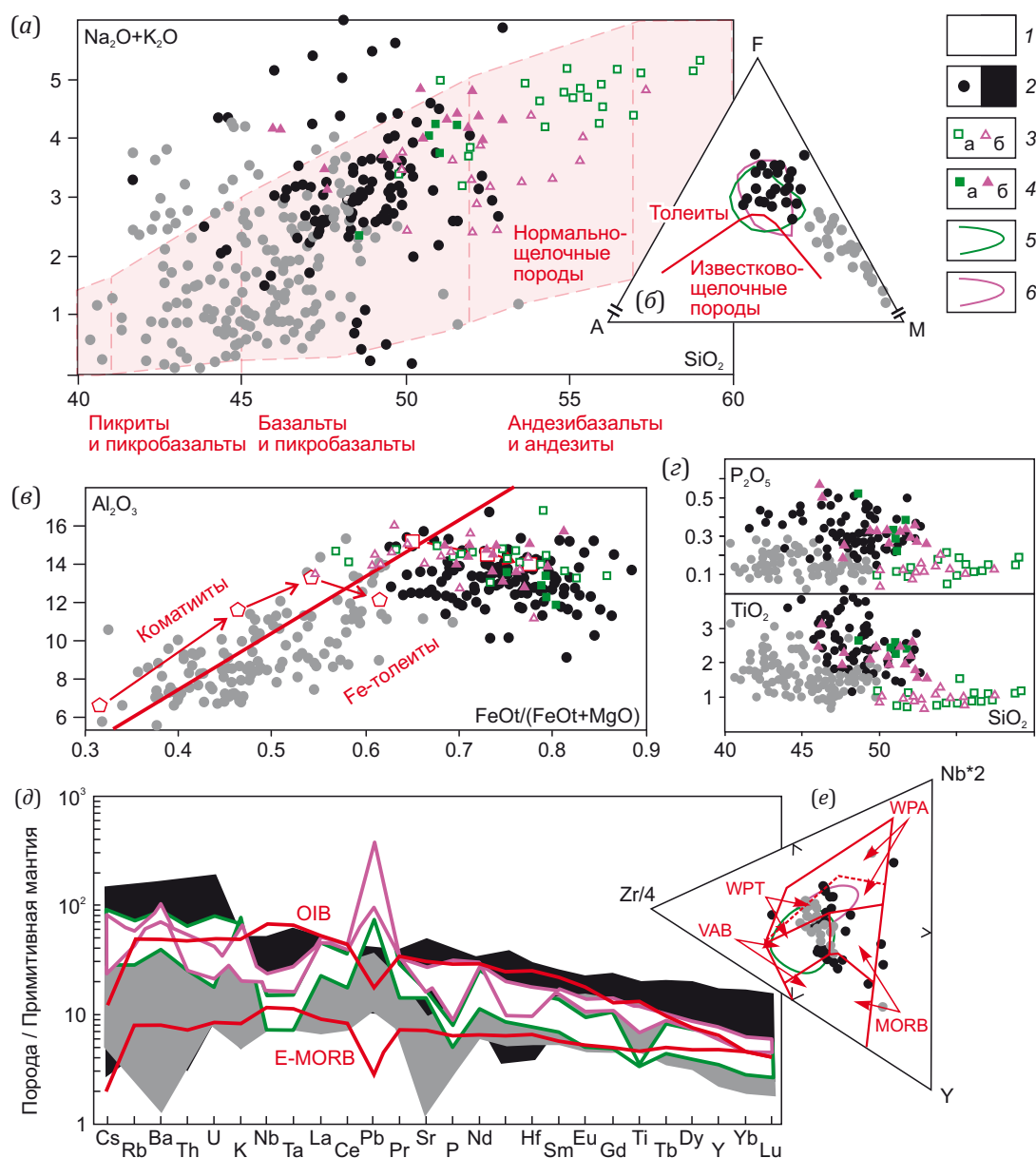


Рис. 4. Наиболее выраженные геохимические особенности пород на диаграммах [Petrographic Code..., 2008; Nesbitt et al., 1979; Meschede, 1986].

1–2 – точки и поля составов пород медведевского комплекса по группам пород: 1 – первая – третья, 2 – четвертая – пятая; 3–4 – поля составов долеритов: 3 – состав низкотитанистых долеритов из дайковых поясов СВ (а) и СЗ (б) простирания; 4 – то же для титанистых долеритов; 5–6 – поля составов низкотитанистых (5) и титанистых (6) долеритов. Нормирование по [Sun, McDonough, 1989]. Линия на диаграмме AFM по [Irvine, Baragar, 1971]. Красным цветом обозначены дискриминационные признаки.

Fig. 4. The most pronounced geochemical characteristics of rocks on the diagrams [Petrographic Code..., 2008; Nesbitt et al., 1979; Meschede, 1986].

1–2 – points and fields of composition of rocks of the Medvedev complex by rock groups: 1 – first-third, 2 – fourth-fifth; 3–4 – points of dolerite compositions: 3 – compositions of low-Ti dolerites from the NE- (a) and NW-trending (b) dike belts; 4 – the same applies for Ti-dolerites; 5–6 – fields of low-Ti- (5) and Ti-dolerite (6) compositions. Normalization is done after [Sun, McDonough, 1989]. The line on the AFM diagram is drawn after [Irvine, Baragar, 1971]. Discrimination characteristics are shown in red.

Th-U, Nb-Ta, Zr-Hf, Р и Ti (рис. 4, д). На дискриминантной диаграмме, отражающей особенности состава пород различных геодинамических обстановок, большая часть точек и метабазитов, и долеритов ложится в поля, соответствующие внутриплитным толеитам, объединенные со щелочными внутриплитными базальтами и базальтами вулканических дуг (рис. 4, е).

Спектры распределения тяжелых редкоземельных элементов различны. В метабазитах групп № 1–3 обнаружены относительно невысокие содержания тяжелых редкоземельных элементов. С увеличением содержания Al_2O_3 наблюдается увеличение наклона спектра РЗЭ (Gd/Yb, Dy/Yb отношения в табл. 1) и смена отри-

цательных аномалий Eu на положительные (рис. 5, а). Эти особенности могут свидетельствовать о процессе магматической дифференциации, вероятно с участием плагиоклаза. Расчет содержаний редкоземельных элементов при плавлении богатого клинопироксеном лерцолита [Lesnov, 2010] с использованием уравнения группового плавления $C_L = C_0 / (D_0 + F(1 - P))$ [Zou, 2007] показывает, что содержания РЗЭ, схожие с группами № 1–3, могут быть получены при плавлении 30, 10 и 1 % этой породы (рис. 5, г).

В метабазитах групп № 4–5 обнаружены более пологие наклоны спектров и высокие содержания тяжелых редкоземельных элементов (рис. 5, б). Расчет

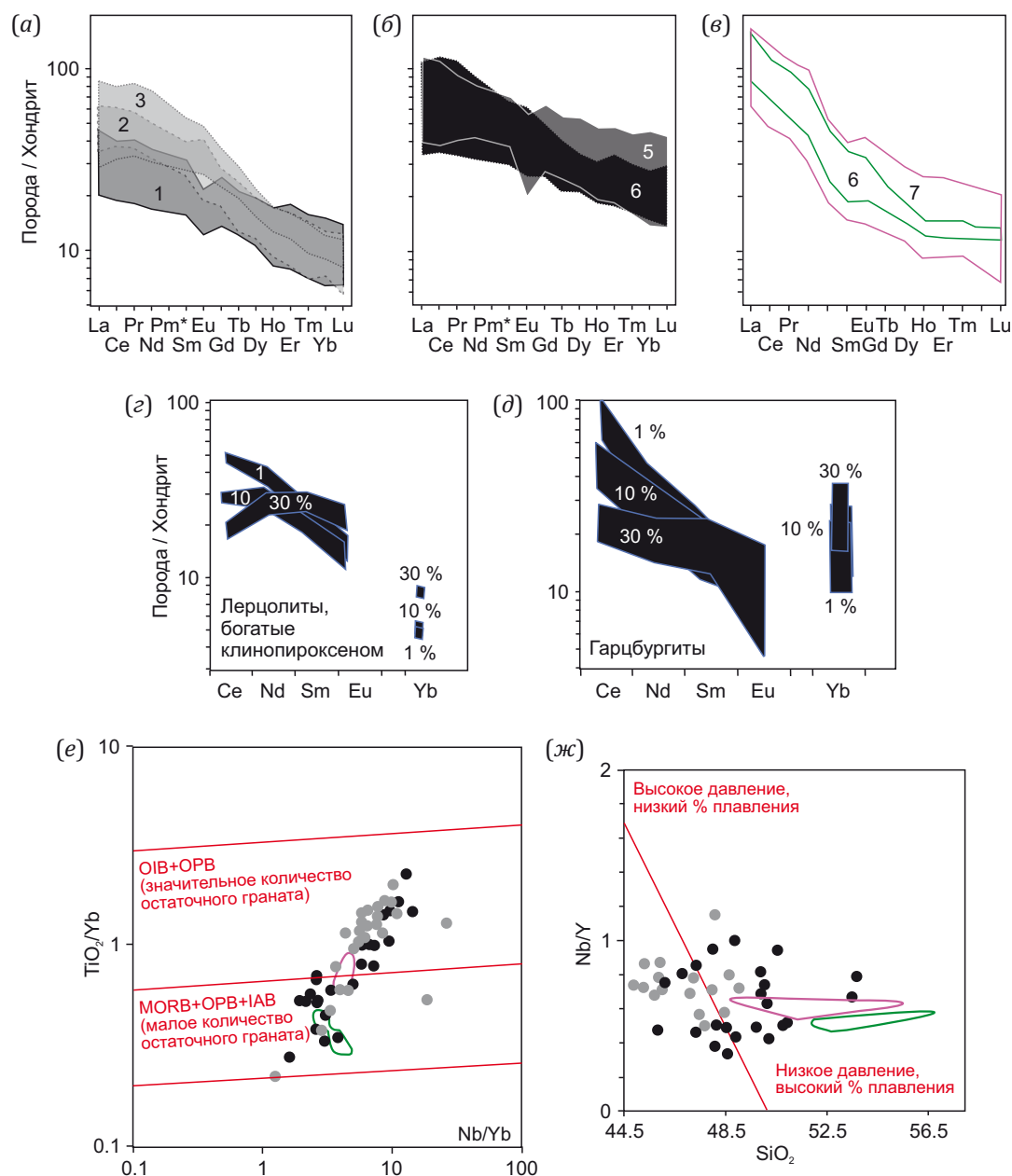


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов и степени плавления источников.

(а-в) – содержания редкоземельных элементов, нормированные на хондрит (по [Sun, McDonough, 1989]): 1–5 – для метабазитов рассмотренных групп; 6–7 – низко- и высокотитанистых долеритов; (г, д) – содержания редкоземельных элементов, вычисленные для группового плавления лерцолитов и гарцбургитов. При расчете использованы параметры по [Johnson et

al., 1990], при 1%-ном плавлении – большего количества пироксенов, при 30%-ном – шпинели и оливина. Нормирование выполнено по [Sun, McDonough, 1989]; (е, ж) – отношения элементов, отражающие особенности плавления источника: OIB – базальты океанических островов, OPB – океанических плато, MORB – срединно-океанического хребта, IAB – островных дуг [Pearce et al., 2021; Greenough, McDivitt, 2018]. Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 5. Distribution of rare-earth elements and melting degrees of sources.

(а–е) – chondrite-normalized contents of rare earth elements after [Sun, McDonough, 1989]: 1–5 – for metabasites of the groups considered; 6–7 – for low- and high-Ti dolerites; (з, д) – contents of rare earth elements calculated for batch melting of lherzolites and harzburgites. The calculations were made using the parameters presented in [Johnson et al., 1990], 1 % melting is largely observed in pyroxenes, 30 % melting – in spinel and olivine. Normalization was performed after [Sun, McDonough, 1989]; (е, ж) – element ratios reflecting source melting features: OIB – basalts of oceanic islands, OPB – oceanic plateaus, MORB – mid-oceanic ridge, IAB – island arcs [Pearce et al., 2021; Greenough, McDivitt, 2018]. See Fig. 4 for the legend.

содержаний редкоземельных элементов при плавлении гарцбургита [Lesnov, 2010] показывает, что наиболее вероятно распределение РЗЭ, близкое к группам № 4 и 5, может быть получено за счет 1 и 10%-ного плавления этой породы (рис. 5, д). Расчет содержаний РЗЭ при плавлении гранатовых лерцолитов показывает другие спектры, несмотря на то, что высокие содержания тяжелых РЗЭ бывают связаны с наличием граната [Lesnov, 2012]. Наличие отрицательных и положительных аномалий Eu, вероятно, связано с процессом магматического фракционирования.

Для долеритов концентрации тяжелых редкоземельных элементов сопоставимы с метабазитами, но наблюдаются более высокие концентрации легких РЗЭ (рис. 5, в). Последняя особенность может быть связана с участием обогащенного мантийного источника в формировании исходных расплавов. Обнаружены слабо выраженные отрицательные европиевые аномалии. В низкотитанистых долеритах наблюдается более пологое распределение тяжелых редкоземельных элементов (Gd/Yb, Dy/Yb отношения в Табл. 1).

Влияние различной степени плавления мантийных источников на состав пород отражено на диаграммах (рис. 5, е, ж). На этих диаграммах породы с плоским распределением тяжелых редкоземельных элементов приурочены к полям, отражающим более высокую степень плавления.

Анализ диаграмм, отражающих типы источников, показывает, что обогащение редкими и редкоземельными элементами метабазитов и долеритов имеет различную природу. Для метабазитов характерны геохимические метки, связанные с несубдукционной, вероятно плюмовой, компонентой, для долеритов – метки, связанные с обогащенной при процессах субдукции литосферной мантией (рис. 6, а–д). При формировании исходных расплавов для протолитов пород медведевского комплекса вероятно различная степень плавления мантии и взаимодействия плюма с литосферным веществом, о чем свидетельствует распределение точек вдоль трендов плавления и ассимиляции на рис. 6, г, д.

4.2. Вещественный состав руд

Рудные минеральные ассоциации в метабазитах связаны с процессами магматизма, метаморфизма и гидротермальной деятельностью. Обнаружены релик-

ты магматических пентландит-халькопирит-пирротин-овых руд с ассоциацией кубический халькопирит – гексагональный никелистый пирротин со структурами распада (рис. 7, а). Вблизи пироксенов, роговой обманки и плагиоклаза обнаружен метаморфогенный пирротин (без структур распада), халькопирит, арсенопирит и лёллингит (рис. 7, б–г). Форма зерен перечисленных минералов отражает характерные для метаморфогенных руд структурно-равновесные (рис. 7, б) и индукционные (рис. 7, г) границы совместного роста. Содержание золота в виде примеси в лёллингите составляет до 200 г/т. С замещениями пороодообразующих минералов биотитом, актинолитом, хлоритом, прожилками кварца и редкими зернами калиевого полевого шпата ассоциирует гидротермальная генерация пирротина и халькопирита (рис. 7, д). Последние представлены однородными мелкими зернами, составляющими гнезда и прожилки (рис. 7, д–и). Арсенопирит в виде идиоморфных кристаллов в гидротермальной ассоциации руд встречается вместе с пирротинном и халькопиритом, образуя либо единичные зерна, либо тонкую вкрапленность. По краям лёллингита наблюдаются кобальтин и единичные выделения самородного золота (рис. 7, е). Микрозондовым анализом обнаружены минералы висмута и теллура, антимонит и шеелит (рис. 7, ж–и).

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Минерализация в метабазитах медведевского комплекса по условиям формирования и набору рудных и околорудных минералов может быть сопоставлена с гипозональными месторождениями золота орогенного типа (рис. 8, а, б). Для подобных месторождений характерна ранняя рудная стадия, на которой преобладает пирротин, арсенопирит и лёллингит. За ней следует поздняя рудная стадия с золотом, неблагоприятными металлами и Bi-содержащими минералами. РТ-условия осаждения рудной минерализации: до 4.0–5.5 кбар и 450–550 °C [Groves et al., 2020a; Zhao et al., 2022; Li et al., 2022]. Для этого типа месторождений, как правило, стоит проблема источника рудообразующих флюидов [Fu, Touret, 2014; Phillips, Powell, 2009] (рис. 8, б). При решении этой проблемы традиционно большое внимание уделяется процессам субдукции (рис. 8, в), альтернативная модель связана с подъемом астеносферного вещества и реактивацией древней

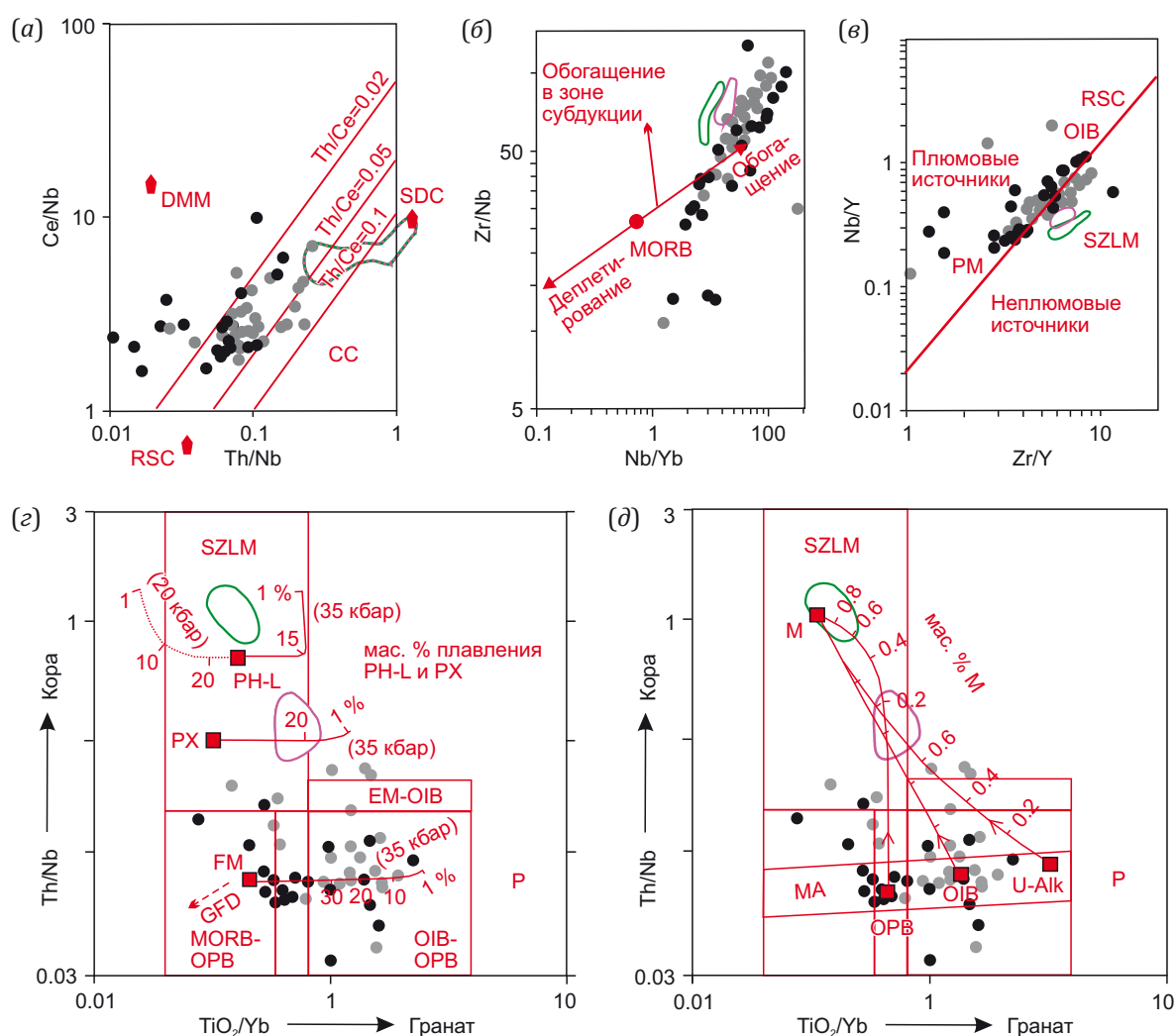


Рис. 6. Вероятные источники вещества (диаграммы по [Saunders et al., 1988; Pearce, 2008; Condie, 2005; Pearce et al., 2021]). DMM – деплетированная мантия, RSC – рециклированный компонент, SDC – субдукционный компонент, OIB – базальты океанических островов, PM – примитивная мантия, SZLM – обогащенная в результате субдукции литосферная мантия, PH-L – тренд плавления флогопита и лерцолита, PX – тренд плавления пироксенита, FM – обогащенная мантия, GFD – тренд деплетирования в гранулитовой фации, M – магма SZLM, MA – астеносфера, P – плюм.

Fig. 6. Probable sources of the substance (diagrams after [Saunders et al., 1988; Pearce, 2008; Condie, 2005; Pearce et al., 2021]). DMM – depleted mantle; RSC – recycled component; SDC – subduction component; OIB – oceanic island basalts; PM – primitive mantle; SZLM – subduction zone lithospheric mantle; PH-L – melting trend of phlogopite and lherzolite; PX – pyroxenite melting trend, FM – enriched mantle, GFD – depletion trend in granulite facies, M – SZLM magma, MA – asthenosphere, P – plume.

обогащенной литосферной мантии [Groves et al., 2020a] (рис. 8, r).

Кульминационные аккреционно-коллизийные, метаморфические и магматические события в центральной части Алдано-Станового щита приурочены к палеопротерозою (2.01–1.87 млрд лет назад) [Kotov, 2003; Donskaya, 2020; Smelov, Timofeev, 2007]. В интервале 2011±2 – 2006±3 млн лет произошло заложение Федоровской островной дуги, формирование вулканических пород федоровской толщи, 1993±1 млн лет – образование надвигов Чугинской и Федоровской систем в связи со столкновением Федоровской островной дуги и Олекмо-Алданской микроплиты [Velikoslavinsky et al., 2006; Kotov, 2003; Anisimova, 2007], 1.97–1.95 млрд лет – становление интрузий гранитов и лейкогранитов

джалтундинского комплекса, постколлизийных по отношению к столкновению Федоровской островной дуги [Kotov, 2003].

Вероятно, формирование обогащенной процессами субдукции литосферной мантии связано со становлением пород федоровской толщи и произошло до формирования пород медвежьего комплекса.

Интервал 1.95–1.92 млрд лет назад для Нимырского террейна характеризуется формированием к востоку активной окраины Олекмо-Алданской континентальной микроплиты, накоплением осадочно-вулканогенных толщ восточнее террейна [Kotov, 2003]. В интервале 1.96–1.90 млрд лет назад для террейна, на основании изучения ксенолитов докембрийских метаморфических комплексов в мезозойских интрузивах,

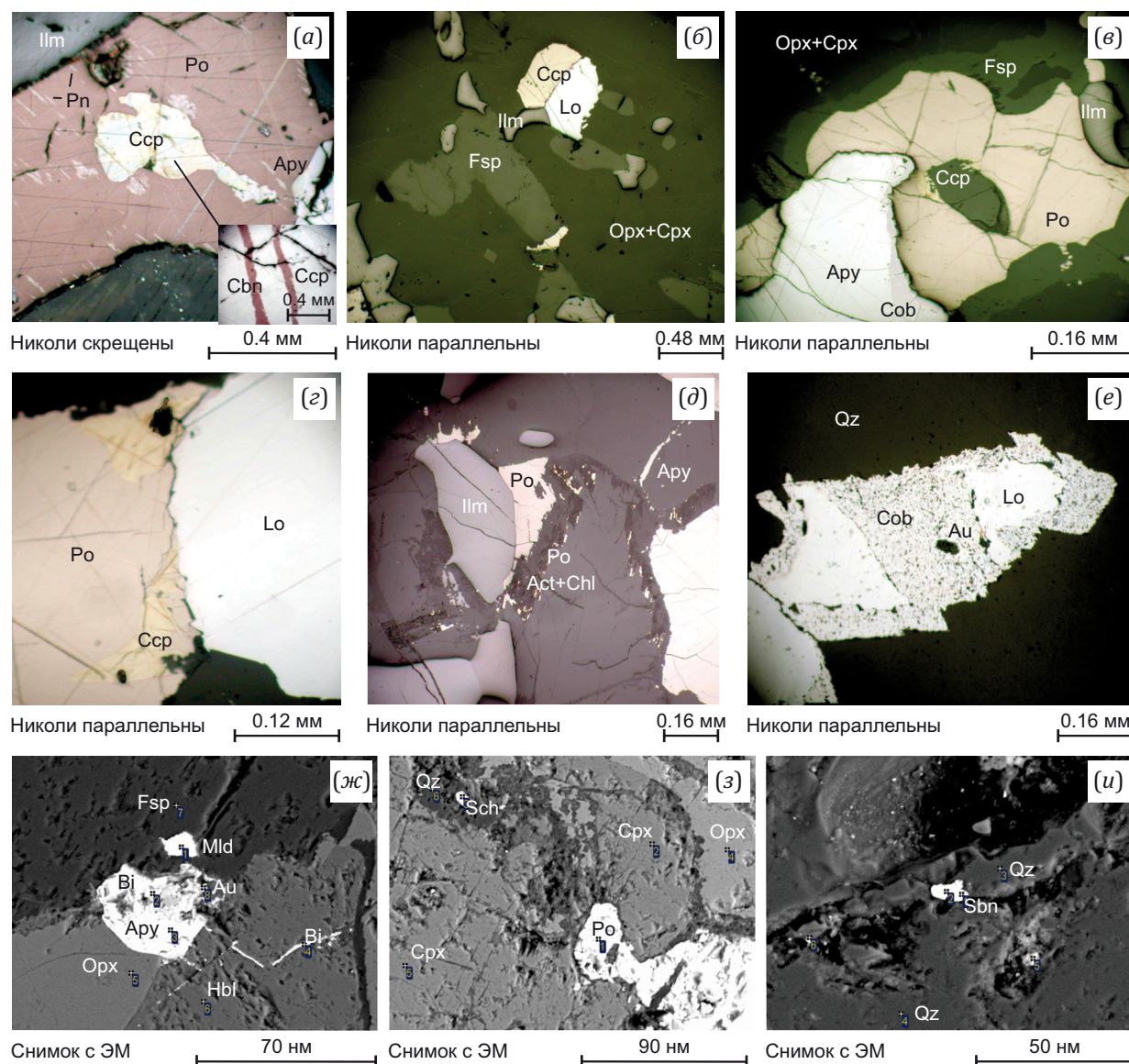


Рис. 7. Микрофотографии метаморфогенно-гидротермальных руд в метабазах месторождения им. П. Пинигина.

(a) – реликтовые магматогенные руды – пластинчатые частицы пентландита в пирротине и кубанита в халькопирите; (б-г) – вкрапленные метаморфогенные руды: (б) – структурно-равновесные границы халькопирита, ильменита и лёллингита; (в) – прерывистая кайма кобальтина на границе пирротина с арсенопиритом, (г) – индукционная граница совместного роста лёллингита и пирротина; (д-и) – прожилково-вкрапленные гидротермальные руды: (д) – распределение гидротермальных пирротина-2 и арсенидов по трещинкам и каймам первичных силикатов вместе с хлоритом и актинолитом, (е) – частица самородного золота на границе лёллингита с кобальтином, (ж) – распределение арсенопирита-2, минералов висмута и золота по трещинкам и границам в породообразующих минералах, (з) – включения шеелита и пирротина в прожилке кварца, (и) – включение антимонита в прожилке кварца. Аббревиатуры минералов согласно [Whitney, Evans, 2010]: Act – актинолит, Apy – арсенопирит, Au – самородное золото, Bi – самородный висмут, Ccp – халькопирит, Cob – кобальтин, Fsp – плагиоклаз, Hbl – роговая обманка, Ilm – ильменит, Lo – лёллингит, Mld – мальдонит, Opx – ортопироксен, Po – пирротин, Sch – шеелит, Sbn – антимонит, Qz – кварц.

Fig. 7. Micrographs of metamorphogenic-hydrothermal ores in metabasites of the Pinigin deposit.

(a) – relic magmatogenic ores – lamellar particles of pentlandite and cubanite in pyrrhotite and chalcopyrite, respectively; (b–g) – disseminated metamorphogenic ores: (b) – structural-balance boundaries of chalcopyrite, ilmenite and loellingite; (c) – discontinuous rim of cobaltite at the pyrrhotite-arsenopyrite boundary, (d) – loellingite and pyrrhotite joint-growth induction boundary; (e–i) – veinlet-disseminated hydrothermal ores: (e) – distribution of hydrothermal pyrrhotite-2 and arsenides along small fissures and rims of primary silicates together with chlorite and actinolite, (f) – particle of native gold at the loellingite-cobaltite boundary, (g) – distribution of arsenopyrite-2, bismuth and gold along small fissures and boundaries in rock-forming minerals, (h) – scheelite and pyrrhotite inclusions in a quartz veinlet, (i) – stibnite inclusion in a quartz veinlet. Mineral abbreviations after [Whitney, Evans, 2010]: Act – actinolite, Apy – arsenopyrite, Au – native gold, Bi – native bismuth, Ccp – chalcopyrite, Cob – cobaltite, Fsp – plagioclase, Hbl – hornblende, Ilm – ilmenite, Lo – loellingite, Mld – maldonite, Opx – orthopyroxene, Po – pyrrhotite, Sch – scheelite, Sbn – stibnite, Qz – quartz.

предполагается процесс магматического подслаивания [Kravchenko et al., 2012]. Возраст перекрывается с внедрением [Kravchenko et al., 2009] даек медвежьего комплекса 1.92 млрд лет назад и метаморфизмом 1.91–1.90 млрд лет назад. Метаморфизм характеризуется трендом изотермальной декомпрессии [Smelov, 1996]. 1.87 млрд лет назад происходит становление интрузий гранитов кодарского комплекса, скорее всего отвечающее заключительным этапам проявления коллизионных процессов, обусловленных столкновением Алданской и Джугджуро-Становой континентальных плит [Kotov, 2003], внедрение позднеколлизионных долеритов.

Возрастные рамки рудообразования в породах медвежьего комплекса можно ограничить интервалом 1.92–1.87 млрд лет назад. В этом интервале не зафиксировано процессов субдукции, происходит вне-

дрение и метаморфизм дорудных базитов медвежьего комплекса, формирование пострудных неметаморфизованных даек долеритов. В этом же интервале, вероятно, происходит выведение метаморфических комплексов на более высокие уровни. Рассмотренные выше геохимические признаки активности плюма и плавления обогащенной литосферной мантии, следы ассимиляции расплавов говорят о вероятности взаимодействия плюма с литосферой и активизации рудного вещества. Обнаруженные особенности составов мантийных магматических комплексов более приемлемы в рамках модели, изображенной на рис. 8, г. Выраженные в геофизических полях купольные структуры Нимырского террейна (рис. 9, а, б) и мантийные каналы (рис. 9, в) свидетельствуют в пользу этой модели.

Следует также обратить внимание на широкое распространение в золотоносных россыпях сперилита и

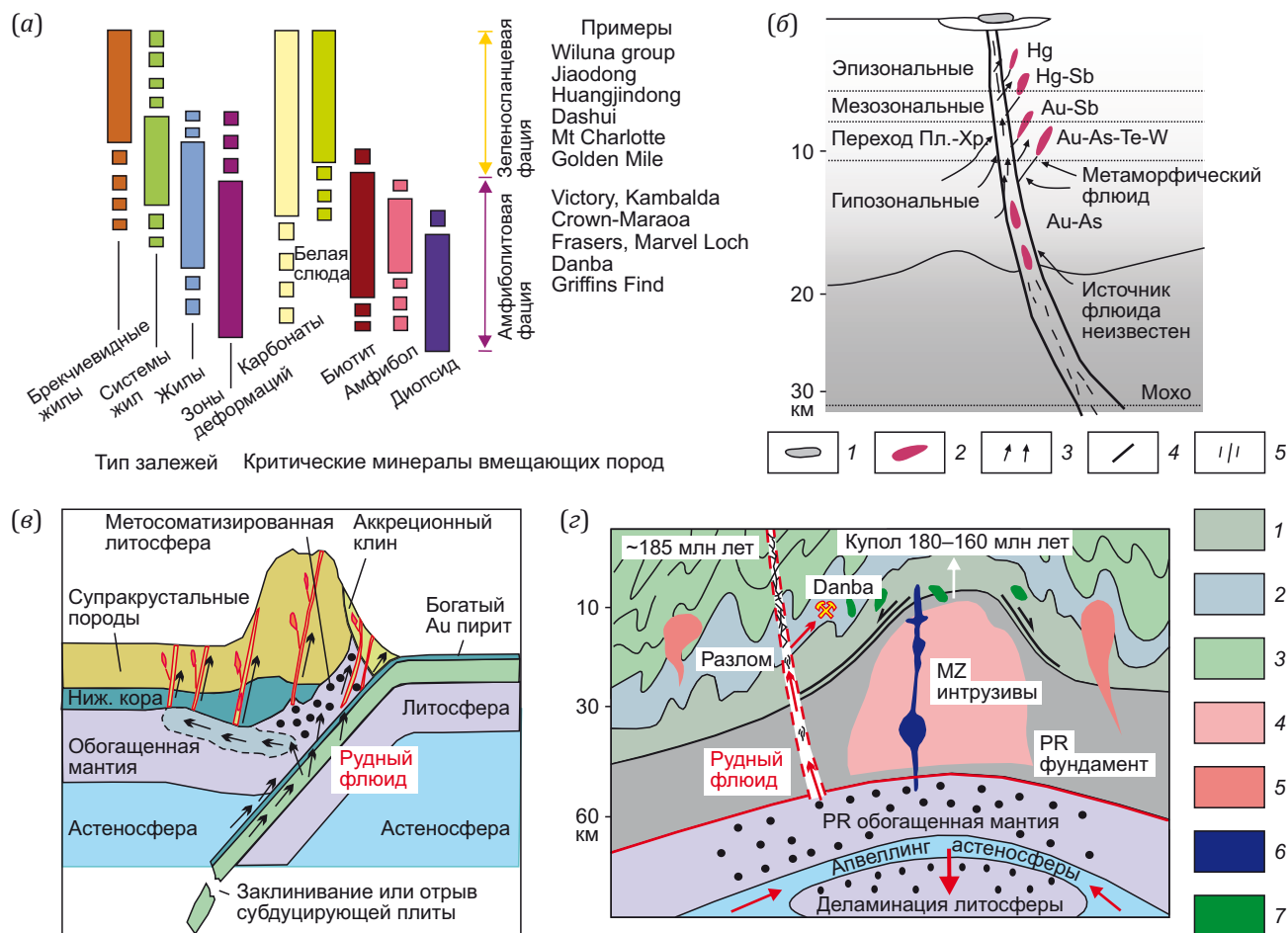


Рис. 8. Модели формирования гипозональных орогенных месторождений золота (согласно [Groves et al., 2020a, 2020b; Zhao et al., 2022]).

(а) – условия и признаки метаморфизма; (б) – источники рудного вещества; (в, г) – геологические структуры. (б): 1 – горячий источник; 2 – орогенные месторождения золота; 3 – поток флюида; 4 – глубокий разлом; 5 – зона деформаций в глубинном разломе. (г): 1 – гранулитовая фация; 2 – амфиболитовая фация; 3 – зеленосланцевая фация; 4 – мигматиты / гранитогнейсы; 5 – МЗ граниты; 6 – основная магма; 7 – долериты.

Fig. 8. Model for the formation of hypozonal orogenic gold deposits (after [Groves et al., 2020a, 2020b; Zhao et al., 2022]).

(а) – conditions and features of metamorphism; (б) – ore substance sources; (в, г) – geological structures. (б): 1 – hot spring; 2 – orogenic gold deposits; 3 – fluid flow; 4 – deep-seated fault; 5 – deep-seated fault deformation zone. (г): 1 – granulite facies; 2 – amphibolite facies; 3 – greenschist facies; 4 – migmatites / granite gneisses; 5 – MZ granites; 6 – basic magma; 7 – dolerites.

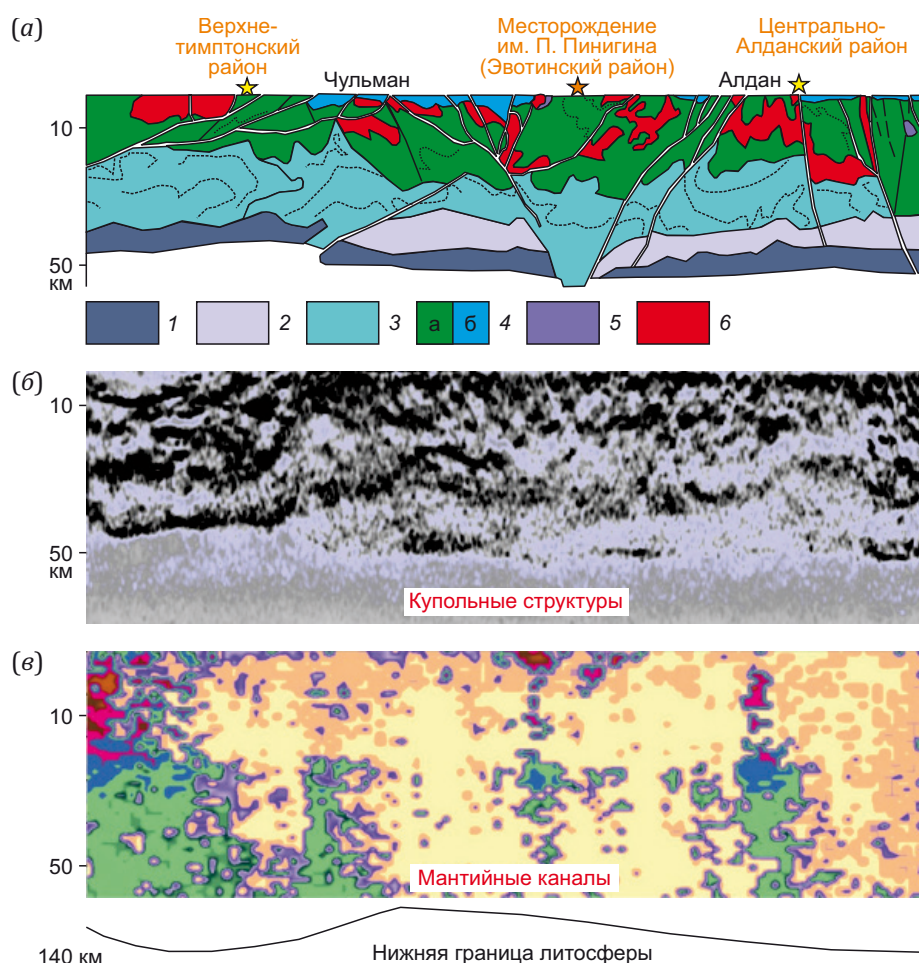


Рис. 9. Геолого-геофизический (а) [Kheraskova et al., 2018, с упрощениями] и геофизические (б, в) [Goshko et al., 2015; Podgorny, Malyshev, 2006] разрезы вдоль профиля 3-ДВ.

(а): 1 – слой 1 – нижняя кора, гетерогенный, частично расплавленный с ультрамафитами; 2 – слой 2 – верхняя кора, метаморфизованные мафиты и ультрамафиты; 3 – слой 3 – верхняя кора, породы основного состава со следами пластического течения, сформированные в результате мантийного диапиризма; 4 – слой 4 – верхняя кора, метаморфические породы с осадочным чехлом; 5 – нерасчлененные габбро; 6 – нерасчлененные граниты и сиениты. Линия под разрезами – нижняя граница литосферы.

Fig 9. Geological-geophysical (а) [Kheraskova et al., 2018, simplified] and geophysical (б, в) [Goshko et al., 2015; Podgorny, Malyshev, 2006] sections along profile 3-DV.

(а): 1 – layer 1 – lower crust, heterogeneous, partially melted with ultramafic rocks; 2 – layer 2 – upper crust, metamorphosed mafic-ultramafic rocks; 3 – layer 3 – upper crust, basic rocks with plastic flow traces formed as a result of mantle diapirism; 4 – layer 4 – upper crust, metamorphic rocks with sedimentary cover; 5 – undissected gabbro; 6 – undissected granites and syenites. The line beneath the sections is the lower boundary of the lithosphere.

платины, минералого-геохимические особенности которых указывают на потенциальное платинометалльное оруденение в данном районе, что не исключает возможности формирования палеопротерозойских комплексных благороднометалльных месторождений.

Многочисленность мантийных магматических комплексов и сложность геологического строения изученной территории обуславливают необходимость дальнейшего изучения мантийных событий для уточнения механизмов и моделей формирования руд. Для более точной характеристики источников и геодинамических процессов нужны представительные изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности состава дорудных и пострудных мантийных магматических комплексов позволяют предположить, что источником палеопротерозойских рудообразующих флюидов на территории Нимырского террейна, вероятнее всего, служила древняя обогащенная над зоной субдукции литосферная мантия, взаимодействовавшая с астеносферным веществом. Формирование комплекса метамафитов и связанного с ним оруденения происходило на заключительной стадии коллизионного процесса, что способствовало концентрации рудного вещества и его отложению на участках складчатости и повторной сланцеватости в мета-базитах. В интервале 1.92–1.87 млрд лет назад между

формированием дорудных базитов гранулитовой фации и пострудных неметаморфизованных долеритов, вероятно, произошло существенное уменьшение глубины залегания метаморфических комплексов и формирование руд.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны своим коллегам, принимавшим участие в полевых и лабораторных исследованиях, О.М. Туркиной и Т.В. Донской – за 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 article, read and approved the final manuscript.

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

Anisimova I.V., 2007. Formation Age and Geodynamic Setting of the Greenstone Belts in the Western Aldan Shield. Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Saint Petersburg, 21 p. (in Russian) [Анисимова И.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2007. 21 с.].

Condie K.C., 2005. High Field Strength Element Ratios in Archean Basalts: A Window to Evolving Sources of Mantle Plumes? *Lithos* 79 (3–4), 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.

Donskaya T.V., 2020. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic Granitoids. *Precambrian Research* 348, 105869. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869>.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., 2021. Post-Collisional Magmatism of 1.88–1.84 Ga in the Southern Siberian Craton: An Overview. *Precambrian Research* 367, 106447. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106447>.

Duk V.L., Kitsul V.I., Petrov A.F., Beryozkin V.I., Bogomolova L.M., Smelov A.P., Timofeev V.F., Kovach V.P. et al., 1986. Early Precambrian in Southern Yakutia. Nauka, Moscow, 280 p. (in Russian) [Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф., Берёзкин В.И., Богомолова Л.М., Смелов А.П., Тимофеев В.Ф., Ковач В.П. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.].

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N., 2016. Long-Lived Connection between Southern Siberia and Northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience* 9, 464–469. <https://doi.org/10.1038/ngeo2700>.

Fu B., Touret J.L.R., 2014. From Granulite Fluids to Quartz–Carbonate Megashear Zones: The Gold Rush. *Geoscience Frontiers* 5 (5), 747–758. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.013>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Kovach V.P., Okrugin A.V., 2022. 1.79–1.75 Ga Mafic Magmatism of the Siberian Craton and Late Paleoproterozoic Paleogeography. *Precambrian Research* 370, 106557. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106557>.

Goshko E.Y., Efimov A.S., Sal'nikov A.S., 2015. The Recent Structure and the Assumed History of Formation of the Crust in the South-Eastern Segment of the North Asian Craton along Reference Profile 3-DV. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 785–798 (in Russian) [Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 785–798]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0155>.

Greenough J.D., McDivitt J.A., 2018. Earth's Evolving Subcontinental Lithospheric Mantle: Inferences from LIP Continental Flood Basalt Geochemistry. *International Journal of Earth Sciences* 107, 787–810. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1493-6>.

Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L., 2020a. A Holistic Model for the Origin of Orogenic Gold Deposits and Its Implications for Exploration. *Mineralium Deposita* 55, 275–292. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00877-5>.

Groves D.I., Santosh M., Zhang L., 2020b. A Scale-Integrated Exploration Model for Orogenic Gold Deposits Based on a Mineral System Approach. *Geoscience Frontiers* 11 (3), 719–738. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.007>.

Irvine T.N., Baragar W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5), 523–547. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N., 1990. Melting in the Oceanic Upper Mantle: An Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95 (B3), 2661–2678. <https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02661>.

Kheraskova T.N., Yakovlev D.V., Pimanova N.N., Berezner O.S., 2018. Conjugation with the Central Asian Foldbelt: Interpretation of the 3DV and Tynda–Amurzet Transects. *Geotectonics* 52, 1–21. <https://doi.org/10.1134/S0016852118010089>.

Kiselev G.N. et al., 1988. Report on the Results of Additional Exploration of the South Aldan Iron Ore District. Scale 1:50000. Sheets O-51-83-B, Г; O-51-84-B, Г; O-51-93-93 Б, Г; O-51-94-A, Б, Б, Г; O-51-95-A, Б, Б, Г; O-51-96-A, Б, Б, Г. Report on the Results of the Evota Crew Activities in 1978–1988. Geological Expedition South Yakutia, Chulman (in Russian) [Киселев Г.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении площади Южно-Алданского железорудного района в масштабе 1:50000 на листах O-51-83-B, Г;

O-51-84-B, Г; O-51-93-93 Б, Г; O-51-94-A, Б, В, Г; O-51-95-A, Б, В, Г; O-51-96-A, Б, В, Г. Отчет по результатам работ Эвотинской партии за 1978–1988 гг. Чульман: ЮЯГРЭ, 1988].

Kotov A.B., 2003. Boundary Conditions of Geodynamic Models for the Continental Crust Growth in the Aldan Shield. Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Saint Petersburg, 78 p. (in Russian) [Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2003. 78 с.].

Kravchenko A.A., Smelov A.P., Beryozkin V.I., Dobretsov V.N., 2009. Effect of the Magma Mixing Processes on the Composition and Ore Potential of the Medvedevsk Complex Metabasites, the Aldan Shield. *National Geology* 5, 56–65 (in Russian) [Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Влияние процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность metabазитов медведевского комплекса (Алдано-Становой щит) // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 56–65].

Kravchenko A.A., Smelov A.P., Beryozkin V.I., Popov N.V., 2010. Geology and Genesis of the Precambrian Gold-Bearing Metabasites in the Central Aldan-Stanovoy Shield (Using the Pinigin Deposit as an Example). *Ofset, Yakusk*, 148 p. (in Russian) [Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных metabазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина). Якутск: Офсет, 2010. 148 с.].

Kravchenko A.A., Smelov A.P., Popov N.V., Zaitsev A.I., Beryozkin V.I., Dobretsov V.N., 2012. First Data on the Composition and Age of the Lower Crust of the Central Part of the Aldan-Stanovoy Shield: Results of Study of Xenoliths from Mesozoic Plutons. In: *Craton Formation and Destruction with Special Emphasis on BRICS Cratons. Abstracts of Workshop (July 21–22, 2012, Johannesburg, South Africa). GSSA, Johannesburg*, p. 62–63.

Lesnov F.P., 2010. Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and Their Minerals. Main Types of Rocks. Rock-Forming Minerals. CRC Press/Balkema, 560 p.

Lesnov F.P., 2012. Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and Their Minerals. Minor and Accessory Minerals. CRC Press/Balkema, 300 p.

Li H., Wang Q., Yang L., Dong C., Weng W., Deng J., 2022. Alteration and Mineralization Patterns in Orogenic Gold Deposits: Constraints from Deposit Observation and Thermodynamic Modeling. *Chemical Geology* 607, 121012. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121012>.

Meschede M., 1986. A Method of Discriminating between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology* 56 (3–4), 207–218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5).

Nesbitt R.W., Sun S.S., Purvis A.C., 1979. Komatiites: Geochemistry and Genesis. *Canadian Mineralogist* 17, 165–186.

Okrugin A.V., 2000. Platinum-Bearing Placers of the Siberian Platform. Yakutsk Branch of the Publishing House of

SB RAS, Yakutsk, 184 p. (in Russian) [Округин А.В. Рассыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000. 184 с.].

Okrugin A.V., Ernst R.E., Beryozkin V.I., Popov N.V., 2019. Late Precambrian Mafic Dyke Swarms of the Aldan Shield and Their Importance in Ore-Magmatic Processes. In: *Large Igneous Provinces through Earth History: Mantle Plumes, Supercontinents, Climate Change, Metallogeny and Oil-Gas, Planetary Analogues. Abstracts Volume of the 7th International Conference (28 August – 8 September 2019). Publishing House of CSTI, Tomsk*, p. 94–95.

Okrugin A.V., Koroleva O.V., Beryozkin V.I., 2000. Distribution Characteristics and Compositional Features of the Riphean Basites in the Aldan Shield. In: *Petrography on the Boundary of the XXI Century. Materials of the Second All-Russia Petrographic Meeting. Vol. 1. Geoprint, Syktyvkar*, p. 150–153 (in Russian) [Округин А.В., Королева О.В., Березкин В.И. Характер распространения и особенности состава рифейских базитов Алданского щита // Петрография на рубеже XXI века: Материалы Второго всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. I. С. 150–153].

Okrugin A.V., Yakubovich O.V., Ernst R., Druzhinina Zh.Yu., 2018. Platinum-Bearing Placers of Siberian Platform: Mineral Associations and Their Age Characteristics as Indicators of Large Igneous Provinces Manifested in Old Platform. *Arctic and Subarctic Natural Resources* 3, 36–52 (in Russian) [Округин А.В., Якубович О.В., Эрнст Р., Дружинина Ж.Ю. Платиноносные россыпи Сибирской платформы: минеральные ассоциации и их возрастные характеристики как индикаторы проявления крупных изверженных провинций на древней платформе // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. № 3. С. 36–52]. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2018-25-3-36-52>.

Okrugin A.V., Yakubovich O.V., Ernst R.E., Druzhinina Zh.Yu., 2020. Platinum-Bearing Placers: Mineral Associations and Their ^{190}Pt - ^4He and Re-Os Ages, and Potential Links with Large Igneous Provinces in the Siberian Craton. *Economic Geology* 115 (8), 1835–1853. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4773>.

Parfenov L.M., Kuzmin M.I. (Eds), 2001. Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia). MAIK Nauka/Interperiodica, Moscow, 571 p. (in Russian) [Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.].

Pearce J.A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos* 100 (1–4), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C., 2021. LIP Printing: Use of Immobile Element Proxies to Characterize Large Igneous Provinces in the Geologic Record. *Lithos* 392–393, 106068. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068>.

Petrographic Code of Russia: Magmatic, Metamorphic, Metasomatic and Impact Formations, 2008. VSEGEI, Saint

Petersburg, 200 p. (in Russian) [Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.].

Phillips G.N., Powell R., 2009. Formation of Gold Deposits: Review and Evaluation of the Continuum Model. *Earth-Science Reviews* 94 (1–4), 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.02.002>.

Podgorny V.Ya., Malyshev Yu.F., 2006. Density Structure of the Lithosphere of the Aldan-Stanovoy Shield. *Geophysical Journal* 28 (1), 68–81 (in Russian) [Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностное строение литосферы Алдано-Станового щита // Геофизический журнал. 2006. Т. 28. № 1. С. 68–81].

Rundqvist D.V., Mitrofanov F.P. (Eds), 1988. Precambrian Geology of the USSR. Nauka, Leningrad, 440 p. (in Russian) [Докембрийская геология СССР / Ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 440 с.].

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., 1988. Origin of MORB and Chemically-Depleted Mantle Reservoirs: Trace Element Constraints. *Journal of Petrology* 1, 415–445. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415.

Sharova T.V., 2006. Material Composition and Features of the Genesis of Gold Mineralization in the Precambrian Metamorphites of the Aldan Shield. *Proceedings of Higher Educational Establishments. North Caucasus Region. Natural Sciences* 4, 102–103 (in Russian) [Шарова Т.В. Вещественный состав и особенности генезиса золотого оруденения в докембрийских метаморфитах Алданского щита // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2006. № 4. С. 102–103].

Shcherbak N.P., Bibikova E.V., 1984. Early Precambrian Stratigraphy and Geochronology of the USSR. In: *Precambrian Geology. Proceedings of 27th International Geological Congress (August 4–14, 1984, Moscow, USSR). Vol. 5.* Nauka, Moscow, p. 3–14 (in Russian) [Щербак Н.П., Бибикина Е.В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Геология докембрия: Доклады 27 международного геологического конгресса (4–14 августа 1984 г., Москва, СССР). М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 3–14].

Smelov A.P., 1996. Archean and Proterozoic Metamorphism of the Aldan-Stanovoy Shield. *Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy)*. Novosibirsk, 33 p. (in Russian) [Смелов А.П. Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1996. 33 с.].

Smelov A.P., Beryozkin V.I., Popov N.V., Kravchenko A.A., Travin A.V., Shaporina M.N., 2006. First Data on the Paleoproterozoic Syncollisional Mafic and Ultramafic Rocks of the Aldan-Stanovoy Shield. *Russian Geology and Geophysics* 47 (1), 153–165.

Smelov A.P., Timofeev V.F., 2003. Terrane Analysis and the Geodynamic Model of the Formation of the North Asian

Craton in the Early Precambrian. *Pacific Geology* 22 (6), 42–54 (in Russian) [Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 42–54].

Smelov A.P., Timofeev V.F., 2007. The Age of the North Asian Cratonic Basement: An Overview. *Gondwana Research* 12 (3), 279–288. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.017>.

State Geological Map of the USSR, 1962. Aldan Series. Scale of 1:200000. Sheet O-51-XXIV. *Yakutskgeology, Yakutsk* (in Russian) [Государственная геологическая карта СССР. Серия Алданская. Масштаб 1:200000. Лист O-51-XXIV. Якутск: Якутскгеология, 1962].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Syasko A.A., Grib N.N., Nikitin V.M., 2006. Comparative Characteristics of the Archean Gold Deposits. *Science and Education* 4, 58–65 (in Russian) [Сясько А.А., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений // Наука и образование. 2006. № 4. С. 58–65].

Turchenko S.I., 2021. *Metallogeny of Precambrian Stage of the Earth Geological Evolution*. Springer, Saint Petersburg, 179 p. (in Russian) [Турченко С.И. Металлогения докембрийского этапа развития Земли. СПб.: Спринтер, 2021. 179 с.].

Velikoslavinskii S.D., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Larin A.M., Tolmacheva E.V., 2011. Early Precambrian Granite-Gneiss Complexes in the Central Aldan Shield. *Petrology* 19, 382–398. <https://doi.org/10.1134/S0869591111040060>.

Velikoslavinsky S.D., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Glebovitsky V.A., Zagornaya N.Yu., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., Fedoseenko A.M., Tolmacheva E.V., 2006. Protoliths of the Metamorphic Rocks of the Fedorov Complex, Aldan Shield: Character, Age, and Geodynamic Environments of Origin. *Petrology* 14, 21–38. <https://doi.org/10.1134/S0869591106010036>.

Whitney D.L., Evans B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogy* 95 (1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.

Zhao H., Wang Q., Groves D.I., Santosh M., Zhang J., Fan T., 2022. Genesis of Orogenic Gold Systems in the Daduhe Belt: Evidence of Long-Lived Fertile Mantle Lithosphere as a Source of Diverse Metallogeny on the Western Margin of the Yangtze Craton, China. *Ore Geology Reviews* 145, 104861. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104861>.

Zou H., 2007. *Quantitative Geochemistry*. Imperial College Press, London, 304 p. <https://doi.org/10.1142/p444>.