

УДК 553.06+550.93

ХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (Южная Якутия)

И.В. Гаськов^{1,2}, А.С. Борисенко¹, И.Д. Борисенко¹, А.Э. Изох^{1,2}, А.В. Пономарчук¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Высокая концентрация в Центральном-Алданском рудном районе (ЦАРР) золоторудных месторождений, связанных с мезозойским щелочным магматизмом, определяет его уникальность. Здесь выделяются четыре типа золоторудных месторождений: золото-порфировый, золото-сульфидный, золото-аргиллизит-калишпат-кварцевый и золото-урановый. Полученные в последние годы разными авторами геохронологические данные о возрасте магматических пород и рудной минерализации золота в ЦАРР в целом показывают, что его формирование происходило в диапазоне 151–120 млн лет. Эти данные также совпадают с результатами U-Pb датирования Эльконской золото-урановой рудно-магматической системы (143–125 млн лет). Анализ полученных нами и опубликованных ранее геохронологических данных свидетельствует, что развитие магматизма в данном регионе протекало в два этапа. С ранним этапом (151–130 млн лет) связано образование основного объема щелочных сиенитов, монзонитов и их аналогов (силлы, штоки, кольцевые интрузии, вулканические толщи) и руд. Продукты этого этапа широко проявлены на разных месторождениях и массивах. В Рябиновском массиве с этим этапом связано формирование большей части щелочных пород (алданский комплекс) и руд: эгириновые сиениты — 151.4 ± 1.9 млн лет; пироксен-калишпатовые пегматиты — 144.8 ± 1.5 и золото-медные руды — 137.5 ± 1.7 — 131.1 ± 16.0 млн лет. С этим же этапом связана кристаллизация амфибола из сиенита месторождения Лунное (143.1 ± 2.0 млн лет), клинопироксенита массива Инагли (142.4 ± 2.0 млн лет) и становление основного объема щелочных пород его кольцевого обрамления. На Самолазовском месторождении этому возрастному этапу отвечают цирконы псевдолейцитового сиенита — 135.9 ± 1.9 млн лет, цирконы разных фаз сиенит-порфиров 141.39 ± 0.90 — 142.4 ± 5.0 ; 134.25 ± 0.70 — 129.9 ± 2.6 млн лет и золото-скарновое оруденение — 129.9 ± 2.6 — 134.9 ± 2.8 млн лет. В этот же интервал попадает время образования первичных руд на Куранахском месторождении — 136.2 ± 1.7 млн лет, отложение бранеритовой минерализации на Лунном месторождении — 132.4 ± 1.6 млн лет. В то же время среди продуктов этого этапа магматизма ограничено проявлены ранние интрузивные фазы — калиевые пикриты, шонкиниты, лампрофиры, что, возможно, связано с их захоронением под большими объемами более поздних щелочных пород сиенитового и монцанит-сиенитового состава.

Второй этап (128–120 млн лет) выделяется в пределах Рябиновского массива, где он проявлен в виде небольших интрузий и даек оливинных лампроитов, шонкинит-порфиров, минетт и сиенит-порфиров. На Самолазовском месторождении фиксируются эксплозивные брекчии с возрастом 127 млн лет (наши данные). Этот этап в ЦАРР имеет ограниченное развитие и отличается отсутствием проявлений щелочных сиенитов, монцанит-сиенитов, а также рудных образований. В то же время породы с возрастом 121.1 ± 1.3 – 115.5 ± 1.6 млн лет имеют широкое распространение в крупном (120 км²) Джелтулинском кольцевом массиве Тыркандинского рудного района, расположенном восточнее Центрально-Алданского района.

Щелочной магматизм, золоторудные месторождения, геохронология, Южная Якутия, Центрально-Алданский рудный район

CHRONOLOGY OF ALKALINE MAGMATISM AND GOLD MINERALIZATION IN THE CENTRAL ALDAN ORE DISTRICT (southern Yakutia)

I.V. Gaskov, A.S. Borisenko, I.D. Borisenko, A.E. Izokh, A.V. Ponomarchuk

The Central Aldan ore district (CAOD) is unique by the abundance of gold deposits associated with Mesozoic alkaline magmatism. Four types of gold deposits are distinguished here: porphyry gold, gold-sulfide, gold-argillizite-K-feldspar-quartz, and gold-uranium. The available geochronological data on the age of igneous rocks and gold mineralization in the CAOD show that the latter formed in the period 151–120 Ma. These data also agree with the results of U-Pb dating of the El'kon gold-uranium ore-magmatic system (143–125 Ma). Analysis of our geochronological data and previously published ones shows that two stages of magmatism evolution in this region. At the early stage (151–130 Ma), most of alkali syenites, monzonites, and their analogues (sills, stocks, ring intrusions, and volcanic sequences) and ores formed. They are widespread in various deposits

and massifs. In the Ryabinovyi massif, this stage is marked by the formation of most of alkaline rocks (Aldan Complex) and ores: aegirine syenites, 151.4 ± 1.9 Ma; pyroxene–K-feldspar pegmatites, 144.8 ± 1.5 Ma; and Au–Cu ores, 137.5 ± 1.7 – 131.1 ± 1.6 Ma. The crystallization of amphibole from syenite of the Lunnoe deposit (143.1 ± 2.0 Ma) and clinopyroxenite of the Inagli massif (142.4 ± 2.0 Ma) and the formation of most of the alkaline rocks of its ring framing also took place at this stage. At the Samolazovskoe deposit, this stage is marked by the formation of zircon in pseudoleucite syenite, 135.9 ± 1.9 Ma, and in different syenite porphyry phases, 141.39 ± 0.90 – 142.4 ± 5.0 and 134.25 ± 0.70 – 129.9 ± 2.6 Ma, as well as gold–skarn mineralization, 129.9 ± 2.6 – 134.9 ± 2.8 Ma. The same period included the formation of primary ores at the Kurakh deposit, 136.2 ± 1.7 Ma, and the deposition of breunnerite mineralization at the Lunnoe deposit, 132.4 ± 1.6 Ma. Early intrusive phases, such as potassic picrites, shonkinites, and lamprophyres, are scarce among the products of this stage of magmatism, which is possibly due to their burial beneath large volumes of later formed alkali syenites and monzanite–syenites.

The second stage (128–120 Ma) was distinguished within the Ryabinovyi massif as small intrusions and dikes of olivine lamproites, shonkinite porphyry, minettes, and syenite porphyry. We revealed explosive breccias with an age of 127 Ma at the Samolazovskoe field. Magmatism of this stage was of limited occurrence in the CAOD and did not produce alkali syenites, monzonite–syenites, and ores. At the same time, rocks with an age of 121.1 ± 1.3 – 115.5 ± 1.6 Ma are widespread in the large (120 km²) Dzheltula ring massif of the Tyrkanda ore district, located east of the Central Aldan region.

Alkaline magmatism, gold deposits, geochronology, southern Yakutia, Central Asian ore district

ВВЕДЕНИЕ

Широкое развитие в Центральном-Алданском рудном районе (ЦАРР) мезозойского щелочного магматизма и связанных с ним разных типов золотых и золото-урановых месторождений определяют его уникальность [Бойцов, Пилипенко, 1998; Кочетков, 2006б]. Уже более 80 лет Центральный Алдан является одним из крупнейших золотодобывающих районов России, где общие запасы золота составляют более 1000 т. Все это вызывает особый интерес к этому региону. Как показали многолетние исследования В.Е. Бойцова, В.Г. Ветлужских, Г.П. Дворника, В.И. Казанских, А.А. Кима, А.Я. Кочеткова, Е.П. Максимова, А.В. Округина, А.В. Руковича, А.Н. Угрюмова и многих других геологов, процесс щелочного магматизма имел дискретный характер развития и лишь на определенных его этапах генерировал разные типы оруденения. Как правило, оруденение пространственно связано с каким-либо массивом либо группой близкорасположенных массивов, характеризующихся многостадийным развитием. К таким массивам относятся, прежде всего, Рябиновский, Юхтинский, Лебединский и Инаглинский. Наибольший интерес исследователей привлекают Рябиновский и Инаглинский массивы, отличающиеся наиболее сложным строением и отражающие в своем составе большую часть рудно-магматических процессов ЦАРР. Однако, как отмечал А.Я. Кочетков [2006а], известные представления об этапах развития щелочного магматизма и о связи различных рудных формаций с тем или иным возрастным этапом противоречивы. Полученные нами хронологические данные по щелочным интрузиям и связанным с ними разным типам золотого оруденения на основе современных ⁴⁰Ar/³⁹Ar и U–Pb (SHRIMP-II) датировок дают возможность по-новому представить хронологию рудно-магматического развития в ЦАРР. Целью настоящей статьи является попытка на базе полученных нами новых геохронологических данных и опубликованных в последние годы прецизионных оценок возраста [Borisenko et al., 2011; Шатов и др., 2012; Молчанов и др., 2013; Шатова и др., 2017; Округин и др., 2018; Пономарчук и др., 2019] проанализировать особенности развития мезозойского магматизма и связанного с ним оруденения. С этой целью были изучены эталонные рудные месторождения (Рябиновское, Самолазовское, Лебединское, Куранахское, Лунное) и мезозойский рудоносный магматизм Центрально-Алданского района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Центрально-Алданский рудный район расположен в центральной части Алданского блока, являющегося древней составной частью структуры Алданского щита [Первов и др., 1997], и относится к самым крупным ареалам мезозойского магматизма с размером в поперечнике около 100–120 км и площадью 12.5 тыс. км² (рис. 1). Он входит в состав Чара-Алданской металлогенической зоны [Парфенов, Кузьмин, 2001] и состоит из опущенных и приподнятых секториальных блоков, которые разделены радиальными и кольцевыми разломами и в различной степени насыщены щелочными интрузиями (рис. 2) [Максимов, 2003; Максимов и др., 2010; Рукович, 2016]. Сочетание домезозойских и мезозойских тектонических структур рассматривается как главный фактор, контролирующий размещение мезозойских



Рис. 1. Схема расположения Центрально-Алданского рудного района и ареалов развития мезозойского щелочного магматизма в структурах Алданского щита, по [Первов и др., 1997] с изменениями).

1 — венд-кембрийские осадочные породы чехла, 2 — дорифейские кристаллические породы фундамента, 3 — мезозойские щелочные породы, 4 — границы крупных тектонических блоков, 5 — контур Центрально-Алданского рудного района.



интрузивов и оруденения. Глубинные разломы северо-восточного и субмеридионального направлений контролируют развитие основной массы мезозойских интрузий и дайковых поясов и связанного с ними золотого оруденения. С разрывами северо-западного простирания, включая собственно мезозойские разломы, связаны основные проявления золото-урановых руд Эльконского горста.

В геологическом строении ЦАРР выделяются три структурных этажа. Нижний этаж представлен кристаллическим фундаментом, сложенным раннепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами верхнеалданской и федоровской серий и прорванными интрузиями калиевых гранитоидов. Фундамент перекрыт карбонатным венд-нижнекембрийским платформенным чехлом общей мощностью около 650 м, выполненным доломитами, мергелями и известняками с незначительным участием известковистых песчаников. Верхний структурный этаж, соответствующий эпохе мезозойской тектономагматической активизации, представлен юрскими аркозовыми красноцветными песчаниками, базальными и внутриформационными гравелитами и конгломератами, с прослоями сероцветных углесто-глинистых сланцев (юхтинская свита, J_{1-2}). Развитие мезозойского магматизма связано с проявлением внутриплитных рифтогенных процессов как в ЦАРР, так и на Алданском щите в целом, которое, по данным [Зоненшайн и др., 1990], коррелирует во времени с развитием активной континентальной окраины в юго-восточной части Сибирского континента в позднем триасе—поздней юре и последующей континентальной коллизией в раннем мелу.

По данным Е.П. Максимова с соавторами [2010], в ЦАРР мезозойский магматизм проявился в четыре временных этапа: поздне триасово-раннеюрский, среднепозднеюрский, позднеюрско-раннемеловой и раннемеловой. Спектр магматических пород представлен широкой гаммой, включая ультращелочные, щелочные, субщелочные с различной кремнекислотностью от ультраосновных до кислых разновидностей. Здесь известно более 20 полифациальных щелочных и субщелочных массивов, среди которых наиболее крупными являются: 1 — Инаглинский, 2 — Томмотский, 3 — Якокутский, 4 — Джекондинский, 5 — Ыллымахский, 6 — Юхтинский, 7 — Рябиновский (см. рис. 2). Весь этот комплекс магматических пород разделяется на пять групп или ассоциаций: 1) диоритовых порфиритов и лампрофиров, 2) щелочных интрузивных пород, 3) щелочных вулканогенных пород, 4) щелочноземельных сиенитов, 5) эгириновых гранитов, грорудитов и сельвсбергитов [Билибин, 1958; Билибина и др., 1967; Максимов, 1982; Кочетков, 20066]. Высокая концентрация в ЦАРР мезозойских магматических пород и связанных с ними разного типа золоторудных месторождений, их пространственная и временная сближенность позволяют рассматривать его как специфическую эндогенную рудно-магматическую систему. Здесь выделяются четыре типа золоторудных месторождений: золото-порфировый, золото-сульфидный, золото-аргиллизит-калишпат-кварцевый и золото-урановый [Ветлужских, Ким, 1997; Ветлужских и др., 2002]. Каждый из этих типов сопровождается специфическими метасоматическими образованиями, среди которых Г.П. Дворник [2012] выделяет четыре формации: гумбеитовую (золото-урановое оруденение), серицит-микрклиновых метасоматитов (золото-порфировое оруденение), джаспероидную (золото-сульфидное оруденение) и аргиллизитовую (золото-эпитермальное оруденение). Процесс формирования такого масштаба и разнообразия щелочных магматических пород и связанных с ним различных рудных месторождений в столь короткий период времени вызывает большой интерес исследователей. Выделенные в настоящее время в рудном районе четыре промышленно-генетических типа золотосодержащих месторождений получили собственные названия по главным их месторождениям: золото-порфировый — рябиновский тип; золото-сульфидной — лебединский; золото-аргиллизит-калишпат-кварцевый — куранахский и золото-урановый — эльконский тип, развитый преимущественно в Эльконском

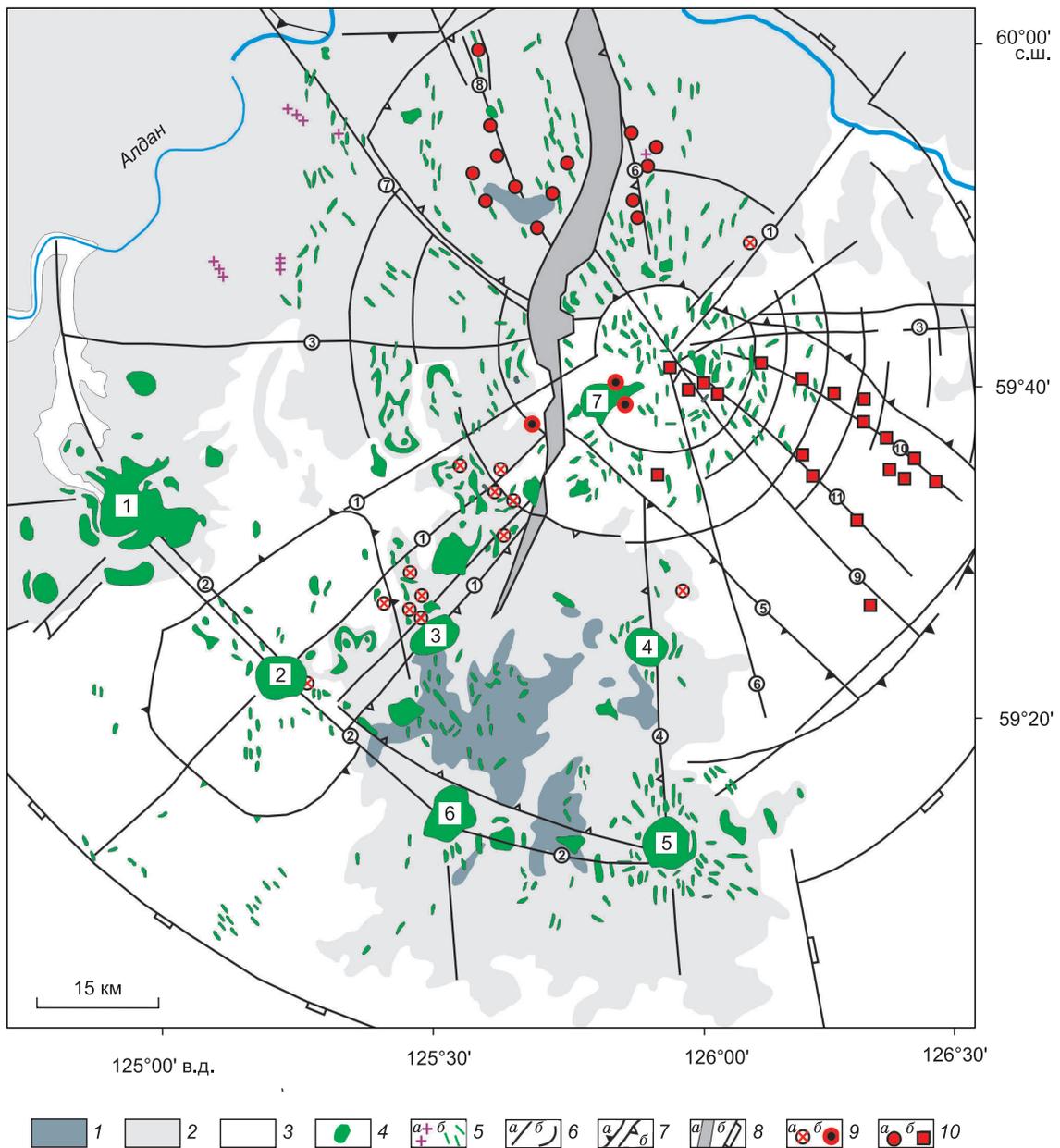


Рис. 2. Геологическая схема Центрально-Алданского рудного района, по [Максимов и др., 2010] с изменениями.

1 — терригенные отложения нижней и средней юры; 2 — венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 3 — дорифейский кристаллический фундамент; 4, 5 — щелочные и умеренно щелочные магмопроявления: интрузии (4), диатремы (5, а) и дайки (5, б); 6 — разломы: радиальные (а), концентрические (б); 7 — границы блоков: поднятий (а), впадин (б); 8, а — Якокутская долина — грабен, 8, б — внешняя граница Центрально-Алданской рудно-магматической системы; 9, 10 — формационные типы месторождений: золото-сульфидные (9, а), золото-порфировые (9, б), золото-аргиллизит-калишпат-кварцевые (10, а), золото-молибденит-браннерит-гумбеитовые (10, б). Наиболее крупные интрузивные массивы (цифры в квадратах): 1 — Инаглинский, 2 — Томмотский, 3 — Якокутский, 4 — Джекондинский, 5 — Ыллымахский, 6 — Юхтинский, 7 — Рябиновский; наиболее крупные линейные разломы (цифры в кружках): 1 — Томмотский, 2 — Юхтино-Пуриканский, 3 — Северо-Алданский, 4 — Джекондинский, 5 — Юхтинский, 6 — Байонай-Ыллымахский, 7 — Куранахский, 8 — Центрально-Куранахский (Байонай-Куранахский), 9 — Юкунгринский, 10 — Южный, 11 — Сох-Солоохский.

горсте. Для этих типов оруденения установлены разномасштабность проявления и четкая специфика по минеральному составу, которые, вероятно, обусловлены их связью с различными этапами магматических образований.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНЫХ ТИПОВ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ, РУДОНОСНОГО МАГМАТИЗМА И ИХ ХРОНОЛОГИЯ

Рябиновское медно-золото-порфировое оруденение установлено в Рябиновском массиве, расположенном на западном фланге Эльконского горста на пересечении субмеридионального Якоутского, северо-восточного Томмотского и северо-западного Юхтинского разломов [Кочетков, 1993, 2006a]. Вместе с апофизами массив занимает площадь 50 км² и состоит из трех самостоятельных интрузивных тел и субвулканических образований, относимых к алданскому и тобукскому комплексам (рис. 3). Интрузивные тела массива, среди которых центральное место занимает собственно Рябиновский лополит, прорывают гранитогнейсы протерозойского фундамента, скарнируют и мраморизируют останцы известняков чехла венда-нижнекембрийского возраста. Они сложены малиньитами, шонкинитами, сиенитами и пуласкитами (алданский комплекс). В составе вулканических и субвулканических фаций установлены фонолиты, щелочные трахиты, их лавобрекчии и вулканические брекчии. Также здесь развиты более поздние интрузивные тела, секущие породы алданского комплекса и рудную зону и выделенные в тобукский комплекс [Кочетков и др., 1989]. В его составе присутствуют многочисленные дайки минетт, сиенит-порфиров, комбинированные дайки сиенитов и минетт с явлениями минглинга, а также шток пикритовидов с обломками пород алданского комплекса [Кочетков и др., 1989; Шарыгин, 1993; Чайка, Изох, 2017]. По периферии Рябиновского лополита широко развиты продукты щелочного, преимуще-

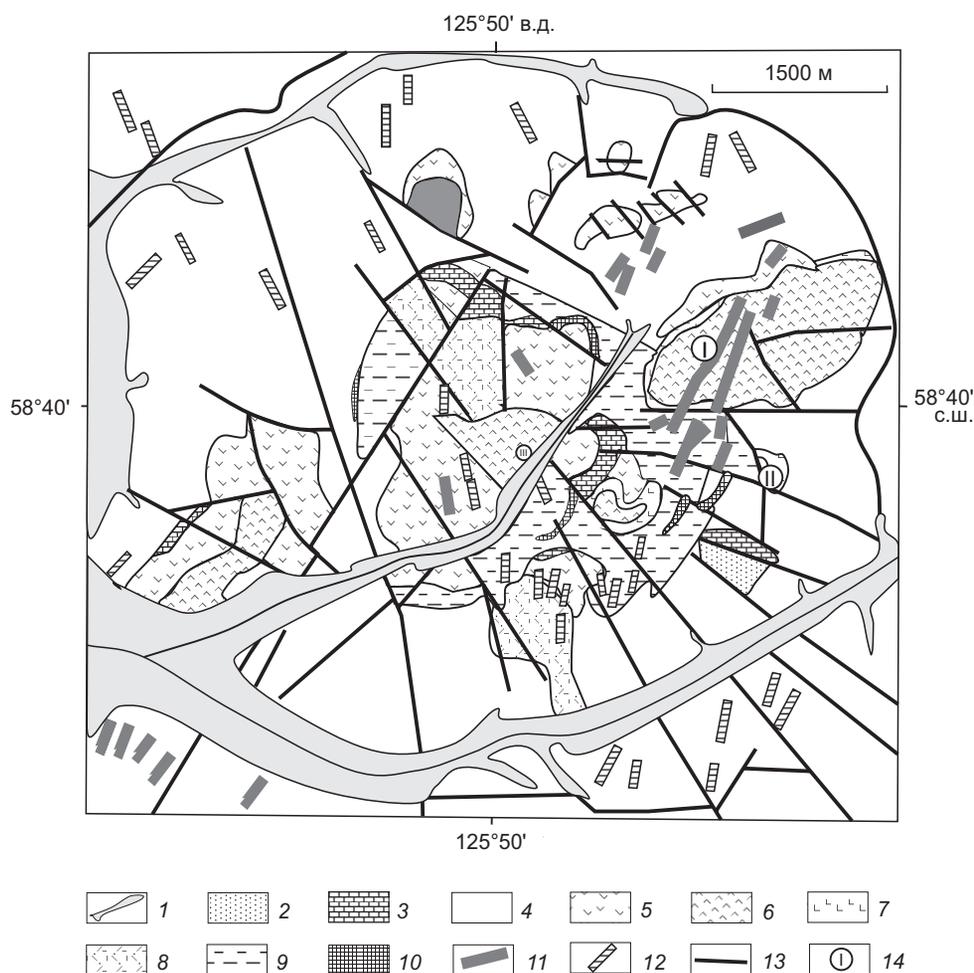


Рис. 3. Геологическая схема Рябиновского массива, по [Максимов и др., 2010].

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — юрские терригенные отложения; 3 — венд-нижнекембрийские известняки платформенного чехла; 4 — дорифейский метаморфический комплекс кристаллического фундамента; 5—7 — щелочные интрузивные породы алданского комплекса: 5 — эгириновые и эгирин-авгитовые сиениты; 6 — мусковитизированные фельдшпатоидные и псевдолейцитовые сиениты; 7 — шонкиниты, фергуситы; 8 — щелочно-полевошпатовые трахиты и их брекчии, сельсбергит-порфиры; 9 — серицит-микроклиновые метасоматиты по породам массива и фундамента (фениты); 10 — скарны; 11, 12 — тобукский дайковый комплекс: дайки лампрофилов, дайки и некки калиевых пикробазальтоидов (11); дайки сиенит-порфиров, ортофинов, сельсбергитов, грорудитов, тингуаитов (12); 13 — тектонические нарушения; 14 — месторождения: I — Мусковитовое, II — Новое, III — рудопроявление Лагерное.

ственно калиевого, метасоматоза, объединенные под общим термином «фениты» [Угрюмов, Дворник, 1984]. Наиболее распространенными являются калишпатовые и эгирин-альбит-калишпатовые фениты, образующие широкий (более 1 км) ареал.

Медно-золото-порфировое оруденение представляет собой прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию в зонах метасоматического изменения щелочных пород [Ветлужских и др., 2002]. Сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, борнит, галенит, молибденит и золото) в рассеянном виде проявлена по всей площади массива, а в более концентрированном виде установлена на трех разобщенных участках внутренних и контактовых зон массива. Оруденение локализовано в участке Мусковитовый, в небольшом многофазном штоке псевдолейцитовых сиенитов участка Новый и на участке Лагерный. Оруденение участка Мусковитовый представляет собой неправильный штокверк мощностью 0.5—0.7 км и протяженностью 1 км, пространственно тяготеющий к штоку ортоклазовых пегматитов во внутренней части массива. Он сложен микроклин-серицитовыми метасоматитами и мусковитизированными кальсилитовыми сиенитами, которые характеризуются неравномерным развитием прожилково-вкрапленных выделений сульфидов и повышенной золотоносностью. Золотоносные мусковитизированные сиениты прорваны многочисленными дайковыми телами оливинных и пироксен-флогопитовых лампроитов, шонкинит-порфиоров, минетт и сиенит-порфиоров. Здесь же установлен неск оливинных лампроитов (калиевых пикритов, по В.В. Шарыгину [1993]). Кроме этого, на месторождении за пределами описанного штокверка в локальных зонах установлены гнезда богатых борнитовых руд, ксенолиты которых фиксируются в некке лампроитов. Участок Новый представляет собой шток сульфидизированных эпилейцитовых сиенит-порфиоров, приуроченный к небольшой трубообразной интрузии эпилейцитовых порфиоров, прорывающей шонкиниты и фениты контактовой зоны Рябиновского массива. Шток имеет изометричную форму размером в диаметре 100—150 м. Золото-сульфидная минерализация прослежена на глубину 419 м. По составу рудная минерализация в целом близка участку Мусковитовый. И третий участок Лагерный размещен в эндо- и экзоконтактах массива эгириновых сиенитов. В рудной зоне развита бедная минерализация полисульфидной и магнетит-гематитовой ассоциаций с пиритом. Количество сульфидов в рудах составляет первые проценты, преобладает пирит.

Рябиновское месторождение относится к золото-медно-порфировому типу, в составе которого А.Я. Кочетков с соавторами [1989] выделяет следующие минеральные ассоциации, отвечающие, по его мнению, стадийности рудообразования: 1) кварц-гематит-мусковит-калишпатовая, 2) серицит-микроклиновая с адуляром, 3) золото-пирит-микроклиновая, 4) золото-полисульфидная (пирит, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, золото) с кварцем, кальцитом, гематитом и рутилом, 5) молибденит-кварцевая, 6) галенит-кварцевая. Содержание молибдена в рудах невысокое и лишь в отдельных пробах достигает 150—200 г/т [Ветлужских и др., 2002]. Средние содержания золота в разных рудных телах изменяются в пределах 1.4—4.4 г/т. Золото находится в виде включений в сульфидах (пирите, борните, халькопирите), в сростках с пиритом, ранним и поздним микроклином, кварцем. Размеры включений золота варьируют в широких пределах от 0.01 до 3.0 мм, преобладают золотины размером 0.05—0.2 мм. Пробность золота изменяется от 630 до 935 ‰, и лишь в борнитовых рудах установлены включения электрума (Au = 43 %, Ag = 57 %) [Дворник, 2009]. В отдельных штуфных пробах руд обнаружены примеси платины и палладия, которые иногда встречаются и в самородном золоте [Коваленкер и др., 1996]. Гидротермальные рудоносные образования Рябиновского массива формировались в интервале температур 450—100 °С, при этом продуктивная минеральная ассоциация отлагалась при температуре 120—220 °С [Ким, 1975; Кочетков, 2006а].

Наибольшее количество данных по хронологии магматизма и оруденения Рябиновского массива появилось в последние годы [Borisenko et al., 2011; Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017; Пономарчук и др., 2018], так как он считается в Центрально-Алданском районе наиболее представительным объектом, на котором проявлено большинство фаз мезозойского щелочного магматизма [Кочетков и др., 1989; Максимов, 2003]. Однако полученные разными авторами оценки возраста изверженных пород этого массива не всегда согласуются. По данным [Еремеев и др., 1992], Рябиновский массив формировался в узком интервале времени — 10 млн лет, а последние возрастные определения В.В. Шатова [2012] и Н.В. Шатовой [2017] с соавторами показали, что суммарный возрастной интервал становления щелочных пород и метасоматитов Рябиновского массива составляет 18—20 млн лет. Большая часть объема пород, участвующих в строении этого массива, принадлежит высококалиевым щелочно-полевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и кварцевым сиенитам алданского плутонического комплекса, и подчиненную роль играют сменяющие их во времени щелочные лампрофиры и эруптивные брекчи с лампроитовым цементом, выделенные в тобукский комплекс.

Наши хронологические исследования пород и руд были выполнены ^{40}Ar — ^{39}Ar изотопным методом. Монофракции минералов (слюд, амфиболов) для датирования отбирали вручную под бинокуляром. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), исполь-

зубею в качестве монитора, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Биотит МСА-11, стандартный К/Аг образец Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС), был аттестован в качестве Аг/Аг монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучали в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Са, Сl, К, использовались следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Cl}} = 0.000730 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000320 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm \pm 0.0001$, определенные по облученным навескам чистых солей. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

По результатам проведенных исследований наиболее древний возраст 151.4 ± 1.9 млн лет среди пород Рябиновского массива был установлен по флогопиту из эгиринового сиенита алданского комплекса (рис. 4; табл. 1). Возраст флогопитов из пегматоидных образований пироксен-калишпатового состава (ортоклазитов) оценивается в 144.8 ± 1.5 млн лет, что согласуется с данными 143—142 млн лет, полученными U-Pb методом (SHRIMP-II) по циркону из щелочно-полевошпатовых сиенитов алданского комплекса [Шатов и др., 2012]. Эти возрасты отвечают предрудному этапу, о чем свидетельствует наложение рудной минерализации на эти породы. Оценки возраста оруденения по серицитам из микроклин-серицитовых метасоматитов с халькопиритом из рудной зоны и серицита борнитовых руд составляют 137.5 ± 1.7 и 137.2 ± 1.6 млн лет соответственно. Несколько более молодой возраст (131.1 ± 1.6 млн лет) получен для микроклина из микроклин-серицитовых метасоматитов рудной зоны, вероятно, за счет изменения первичных магматических параметров микроклина (содержаний К и Аг) при воздействии на него гидротермального процесса. Возраст же формирования даек, секущих рудную зону, является наи-

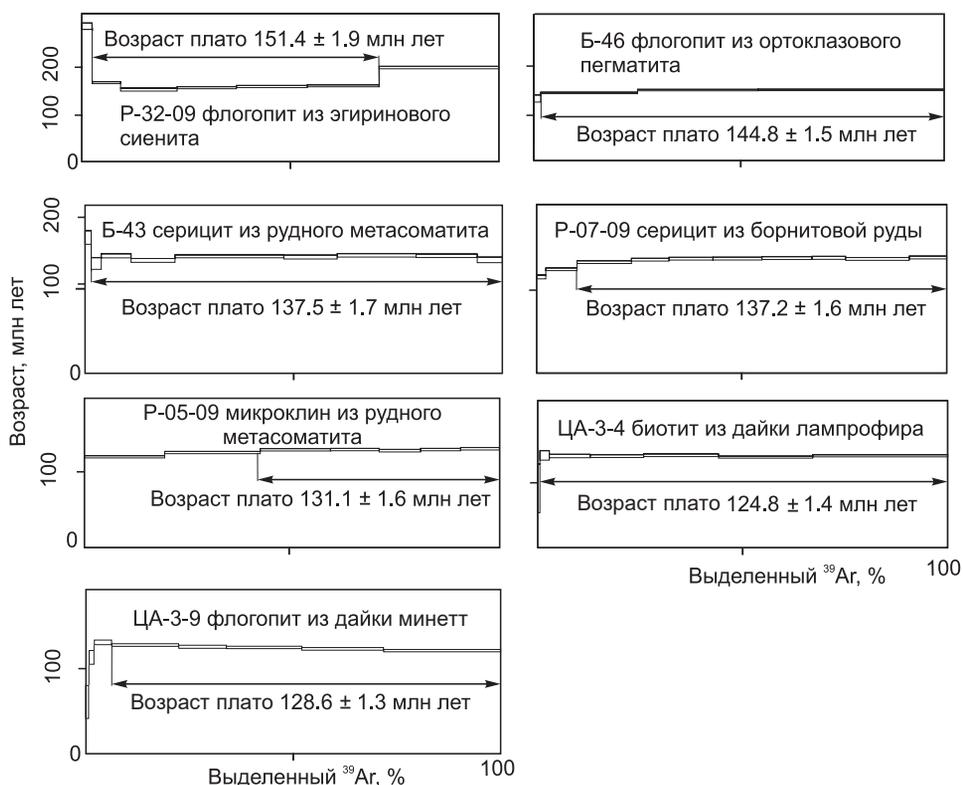


Рис. 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций флогопита, биотита, микроклина и серицита из разных пород и руд Рябиновского месторождения.

Таблица. 1. Результаты датирования рудоносных магматических пород и рудных образований
Центрально-Алданского рудного района

Рудно-магматический этап	Месторождение	Порода (оруденение)	Минерал	Возраст, млн лет (метод)	Автор анализов	
Ранний	Рябиновское	Эгириновый сиенит Рябинового массива	Флогопит	151.4 ± 1.9 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	[Наши данные]	
		Пироксен-калишпатовый пегматит	»	144.8 ± 1.5 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)		
		Шонкинит	»	137.9 ± 1.8 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)		
		Микроклин-серицитовый метасоматит с халькопиритом (руда)	Серицит	137.5 ± 1.7 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)		
		Борнитовые руды	Серицит	137.2 ± 1.6 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)		
		Микроклин-серицитовый метасоматит с халькопиритом (руда)	Микроклин	131.1 ± 1.6 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)		
	Сиениты алданского комплекса	Циркон	143—142 (U-Pb)	[Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017]		
	Эгириновые фельдшпатиты	»	132 ± 2 (U-Pb)			
	Околорудные гумбеиты	»	133—125 (U-Pb)			
	Щелочные лампрофиры тобукского комплекса	»	141—136 (U-Pb)			
	Самолазовское		Сиенит-порфир ранней фазы	Циркон	142.4 ± 5.0—141.39 ± 0.90 (U-Pb)	[Наши данные]
			Сиенит-порфир, ассоциирующий со скарновым оруденением	»	134.9 ± 2.8—129.9 ± 2.6 (U-Pb)	
	Куранахское		Кварц-серицитовый метасоматит	Серицит	136.2 ± 1.7 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	
	Лебединское		Дайка лампрофиров	Биотит	132.4 ± 1.6 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	
Псевдолейцитовый сиенит			Циркон	135.9 ± 1.9 (U-Pb)	[Молчанов и др., 2013]	
Эльконский горст		Золото-урановые руды	Браннерит	135-130 (U-Pb)	[Казанский, 2004]	
Лунное		Сиенит	Амфибол	143.1 ± 2.0 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	[Наши данные]	
Поздний	Рябиновское	Дайка минетт	Флогопит	128.6 ± 1.3	[Наши данные]	
		Дайка щелочных лампрофиров	Биотит	124.8 ± 1.4 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)		
	Самолазовское	Эксплозивная брекчия	Циркон	127.9 ± 1.9—126 ± 2 (U-Pb)		

более молодым. По данным ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования биотита и флогопита из даек лампрофиров и минетта тобукского комплекса он составляет 125.8 ± 1.4 и 128.6 ± 1.3 млн лет и отличается от данных [Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017] (см. табл. 1). Результаты приведенных в данной работе исследований циркона (U-Pb, SHRIMP-II) показывают возраст кристаллизации щелочных лампрофиров и эруптивных брекчий с лампроитовым цементом тобукского комплекса 141—136 млн лет, эгириновых фельдшпатитов — 132 ± 2 млн лет, а околорудных метасоматитов — 133—125 млн лет. Эти результаты противоречат геологическим данным, которые показывают, что дайки лампрофиров табукского комплекса секут рудную зону и являются более молодыми, как и следует из наших данных. Датировки лампрофиров получены, очевидно, по ксеногенным цирконам, захваченным из более древних пород алданского комплекса.

В результате наших исследований собственные цирконы в ультраосновных лампрофирах и минеттах не выявлены, зато обнаружены многочисленные ксенолиты слюдяных пироксенитов, шонкинитов и сиенитов раннего этапа. Установленную последовательность развития магматизма от сиенитов к лампрофирам В.В. Шатов с соавторами [2012] связывают с антидромным характером развития магматизма.

Петрологические исследования пород тобукского комплекса, проведенные И.Ф. Чайкой и А.Э. Изухом [2017], показали, что их состав изменяется от оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов до щелочных сиенитов-порфириров и представляет пример полной эволюции лампроитовой магмы. Это хорошо согласуется с активно развивающейся в последнее время петрологической идеей о формировании разнообразных щелочных пород и их рудоносности в связи с эволюцией лампроитового магматизма [Foley et al., 1987; Богатилов и др., 1991]. Исходя из этого, можно сделать вывод, что проявление пород тобукского комплекса является не завершающей стадией развития магматизма на Рябиновском массиве, а началом нового этапа. В этом случае предположение Н.В. Шатовой с соавторами [2017] об антидромной последовательности формирования магматических пород в Рябиновском массиве нам кажется спорным. Тобукский комплекс, представленный в этом массиве лишь штоком лампроитов и дайками минетт, свидетельствует о начале нового этапа магматической активности в Центральном Алдане, хотя крупнообъемные проявления щелочных пород (щелочных сиенитов, монцонит-сиенитов) этого этапа здесь не установлены, что, возможно, связано либо с неполным проявлением этого этапа, либо с эрозией этих пород в силу их расположения в верхней части разреза этого района. В то же время они имеют широкое развитие, по данным И.Р. Прокопьева с соавторами [2018], в крупном (120 км²) Джелтулинском кольцевом массиве Тыркандинского рудного района, расположенного в Чара-Алданской металлогенической зоне восточнее Центрально-Алданского района [Парфенов, Кузьмин, 2001]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследования показали, что возраст кристаллизации самой ранней фазы этого массива лейкократовых сиенит-порфириров (пуласкитов) составляет 121.1 ± 1.3 млн лет, а самая поздняя фаза трахитов кристаллизовалась на рубеже 115.5 ± 1.6 млн лет. В пределах этого массива установлены два типа рудной минерализации — золоторудная и уран-торий-редкоземельная, что в целом повторяет ранний рудно-магматический этап ЦАРР.

Проявление лампроитов (калиевых пикритов), фиксирующих начальную фазу раннего этапа щелочного магматизма, можно наблюдать, по данным многих исследователей [Кривенко, 1980; Максимов и др., 2010], в других участках Центрального Алдана.

В эволюции массива Рябиновский, по нашим данным, четко выделяются два этапа, которые связаны с дифференциацией мантийных щелочно-ультраосновных магм. Раннему этапу отвечают шонкиниты и малиньиты первой фазы массива, сиениты и кварцевые сиениты, а также эпилейцитовые сиенит-порфиры. Оценки возраста кристаллизации магматических пород составляют 151—144 млн лет. Время формирования рудных метасоматитов оценивается в интервале 137—131 млн лет, а возраст дайковых пород тобукского комплекса, отвечающий второму этапу, — 128—125 млн лет.

Самолазовское рудное поле приурочено к Юхтинскому интрузивному массиву, расположенному на пересечении субмеридионального Якокутского и северо-западного Юхтинского разломов. Рудное поле включает два промышленных месторождения — Самолазовское и Гарбузовское и ряд рудопроявлений (рис. 5) [Богатилов и др., 1991; Ветлужских и др., 2002; Леонтьев и др., 2018]. Массив объединяет ряд сближенных интрузивных тел и сложен тремя фазами лебединского монцонит-сиенитового комплекса. К первой фазе относятся щелочноземельные сиениты, образующие цепочку интрузий северо-восточного простирания на северо-западе площади, за пределами основного контура Юхтинского массива. Вторая фаза, представленная эгирин-авгитовыми сиенитами и кварцевыми порфировидными лейкосиенитами, слагает центральную и южную части самого массива. Интрузии третьей фазы имеют наиболее широкое распространение, слагают штоки и лакколиты, выполненные нордмаркитами, граносиенитами и сиенит-порфирами и пространственно ассоциируют с оруденением. Наиболее поздними магматическими образованиями являются дайки, силлы и штоки керсантитов, а также эксплозивные брекчии с сиенит-порфирным цементом, дайки и небольшие силлы лампроитов и сиенит-порфириров.

Самолазовское месторождение локализуется в юго-западной приконтактовой зоне Юхтинского массива мраморизованных доломитов венд-раннекембрийского возраста и приурочено к участкам их скарирования и гидротермально-метасоматического изменения. Зона скарнов, развитая на пологом контакте штока эгирин-авгитовых сиенитов с мраморизованными доломитами, представлена массивными и полосчатыми породами диопсид-флогопитового и тремолитового состава часто с вкрапленностью и гнездами магнетита, гематита, пирита и халькопирита до 5—10 % в целом. Широкое распространение на месторождении имеют пирит-серицит-кварцевые метасоматиты, которые развиваются по всем породам, включая скарны, скарноиды и субщелочные сиениты. Они часто являются рудовмещающими и состоят из калишпата, халцедоновидного кварца, гидрослюд, рутила, лейкоксена. Рудные тела, выделенные по бортовому содержанию металла (0.6 г/т), представляют собой субгоризонтальные залежи мощностью от 7 до 39 м. Рудные минералы в них практически полностью окислены и дезинтегрирова-

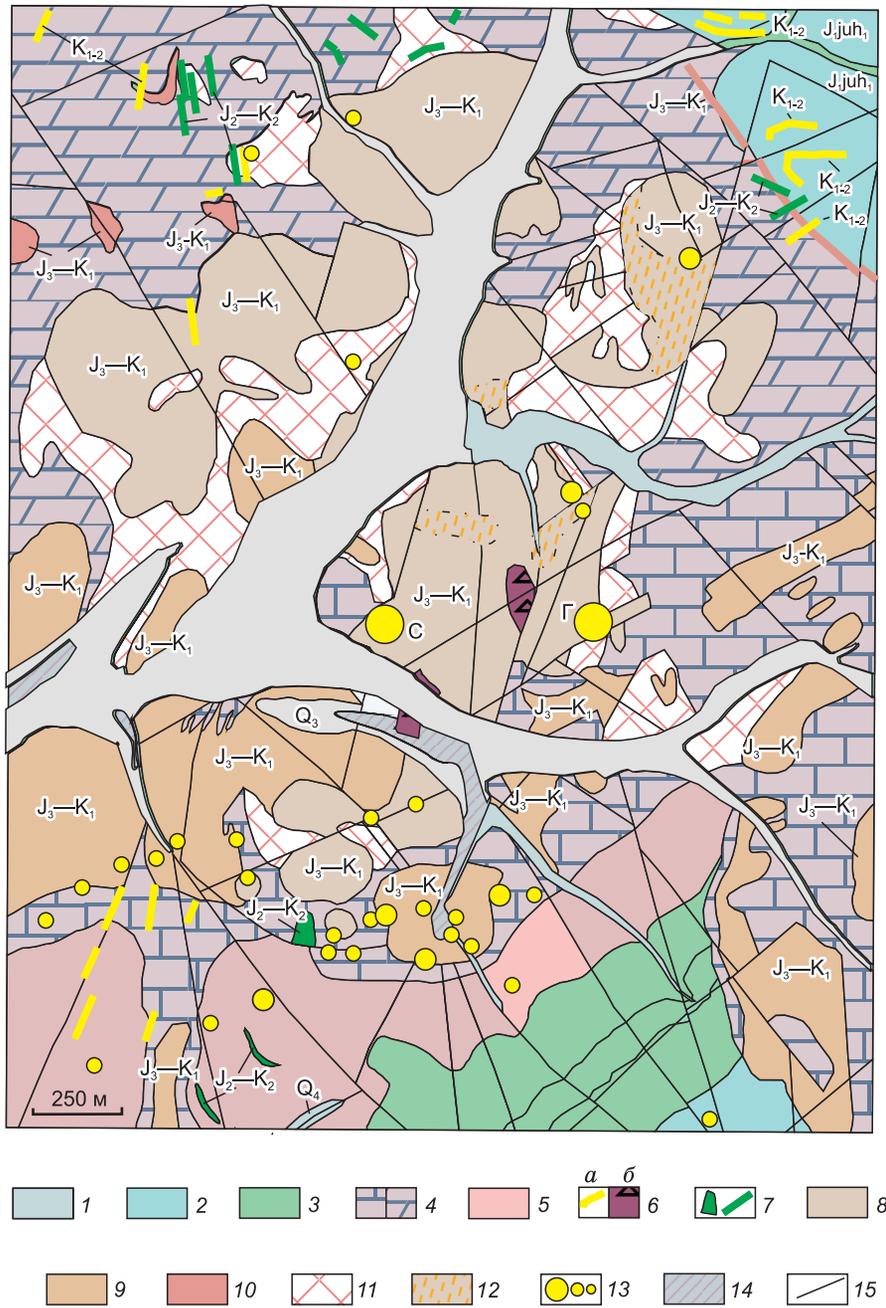


Рис. 5. Геологическая карта и разрез Самолазовского рудного поля (по данным геологической службы ООО «Селигдар»).

1 — аллювиальные четвертичные отложения; 2 — нижнеюрские песчаники, гравелиты, конгломераты (J_1); 3–5 — венд-нижнекембрийские породы платформенного чехла: 3 — битуминозные доломиты; мергели, 4 — мраморы и мраморизованные доломиты; 5 — доломиты, песчаные доломиты; 6, 7 — нижнемеловые интрузивные породы: 6 — дайки сиенит-порфиров (а), эксплозивные брекчии (б); 7 — дайки-силлы, штоки кersантитов; 8–10 — нижнемеловые-верхнеюрские интрузивные породы: 8 — штоки, лакколлиты нордмаркитов, граносиенитов (3-я фаза); 9 — штоки, лакколлиты лейкосиенитов (2-я фаза); 10 — силлы, штоки сиенитов (1-я фаза); 11 — скарны; 12 — зоны сульфидизированных пород; 13 — месторождения (С — Самолазовское, Г — Гарбузовское) и рудопроявления золота; 14 — россыпи; 15 — разломы.

ны. Первичные гипогенные руды встречаются в виде отдельных фрагментов и представлены преимущественно калишпат-кварц-сульфидными образованиями. Минеральный состав руд достаточно разнообразен, что связано с двумя разновозрастными этапами рудообразования: 1) ранний скарновый с пирит-халькопиритовым оруденением и слабой золотоносностью и 2) гидротермальный продуктивный Au-Mo-полиметаллический [Борисенко и др., 2017]. Золото образует тонкодисперсные самородные вы-

деления в сульфидах, и его концентрации в первичных рудах варьируют от долей г/т до 35 г/т. При гипергенном изменении руд происходит увеличение концентраций Au в среднем в 20 раз (до 530 г/т), а серебра в 2-3 раза [Ветлужских и др., 2002].

В рудах присутствует урановая минерализация, представленная уранинитом, коффинитом с кварцем, карбонатами и флюоритом [Краснов и др., 2003]. Содержание урана в рудах изменяется от 30 до 300 г/т.

Менее изменено гипергенными процессами оруденение месторождения Гарбузовское, расположенное на северо-восточном контакте того же массива. Здесь сульфидно-калишпат-кварцевые метасоматиты проявлены в виде прожилково-вкрапленной минерализации в сиенитах и скарнах, образуя линейный штокверк. Золото в рудах распределено крайне неравномерно — от следов до 124 г/т. Рудные тела вдоль зон трещиноватости подвергнуты процессам окисления и иногда дезинтеграции [Максимов и др., 2010].

В целом образование промышленных золотоносных руд на Самолазовском рудном поле связано с развитием разных рудообразующих процессов, проявившихся в следующей последовательности: образование гипотермально-скарновых руд с невысокими содержаниями золота → высококалийный метасоматоз и гидротермально-метасоматическое формирование Au-Mo-полиметаллического оруденения → формирование коры выветривания и преобразование бедных первичных руд в богатые золотом гипергенные руды.

Для определения возрастных характеристик рудоносного магматизма и оруденения Самолазовского месторождения было проведено U-Pb (SHRIMP-II) датирование по цирконам из сиенит-порфира третьей фазы и цемента эксплозивной брекчии, расположенной в пределах этого сиенит-порфира. U-Pb датирование проводилось на масс-спектрометре SHRIMP-II по стандартной методике в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Выделение мономинеральных проб циркона проведено в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Цирконы из сиенит-порфира по времени кристаллизации разделились на две группы (рис. 6, 7, табл. 2): 135 млн лет (ан. 1, 2), отвечающие возрасту самих сиенит-порфиров, и более ранние — 142 млн лет (ан. 3, 4), вероятно, захваченные из пород более ранней фазы. Цирконы из цемента брекчий также имеют две возрастные группы (см. рис. 6, табл. 2): 127 млн лет — возраст цирконов самой брекчии и 135—130 млн лет — цирконы, захваченные из вмещающих ее сиенит-порфиров. Рудная минерализация,

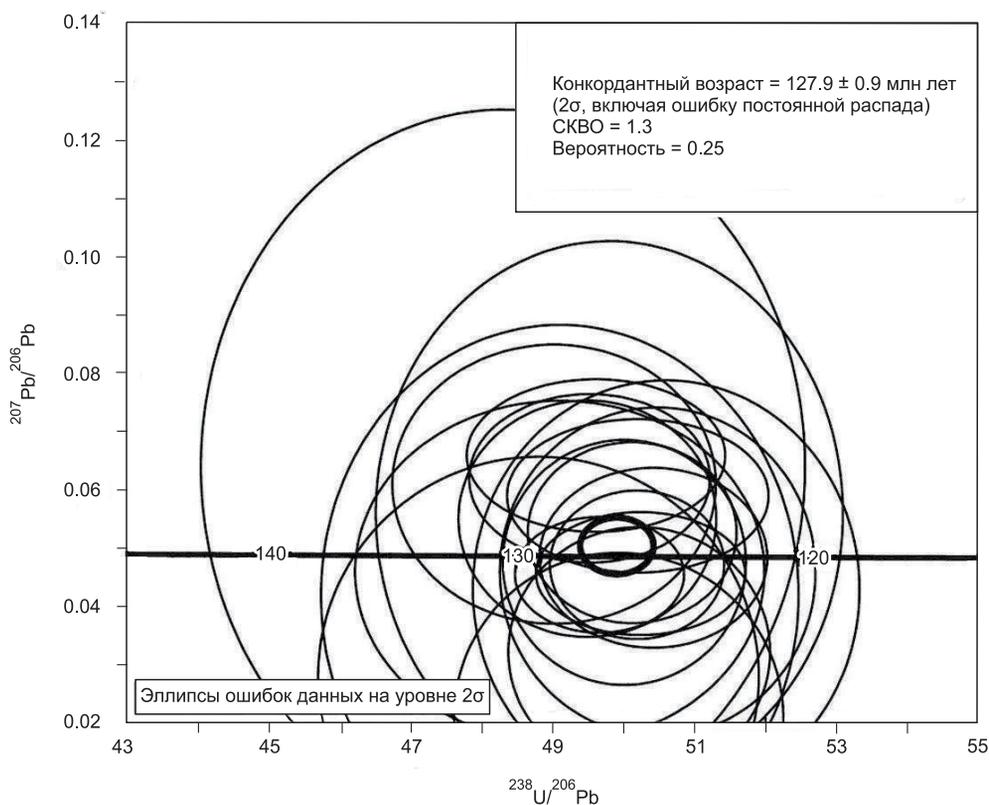


Рис. 6 Диаграммы (U-Pb, SHRIMP-II) датирования цирконов Самолазовского месторождения (см. табл. 2).

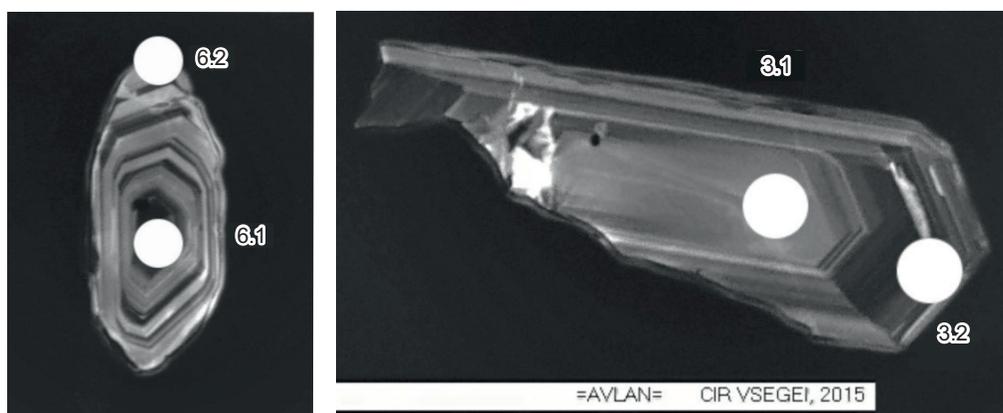


Рис. 7. Цирконы из сиенит-порфиров и места их U-Pb (SHRIMP-II) датирования (млн лет) (см. табл. 2, ан. 1—4).

судя по взаимоотношению ее с магматическими породами, сформировалась в два этапа. Ранняя слабо-золотоносная пирит-халькопиритовая минерализация связана со скарнами на контакте с сиенит-порфирами, и, скорее всего, близка к ним по времени формирования (135—130 млн лет) и основная продуктивная гидротермальная Au-Mo-Pb минерализация, наложенная на эти сиенит-порфиры (135—130 млн лет), что говорит о более позднем ее образовании. Возраст эксплозивных брекчий, приуроченных к поздним зонам развития даек и штоков керсантитов, небольших силлов лампроитов и сиенит-порфиров,

Таблица 2. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов Самолазовского месторождения

№ п/п	№ пробы	Значения U-Pb (SHRIMP-II) анализа, млн лет	Место анализа кристалла циркона
1	SAM-29/6-1	141.39 ± 0.95	середина
2	SAM-29/6-2	142.4 ± 5.0	край
3	SAM-29/3-1	134.9 ± 2.8	середина
4	SAM-29/3-2	134.25 ± 0.76	край
5	BR12-1/1	130.3 ± 2.5	середина
6	BR12-3/1	131.3 ± 2.2	»
7	BR12-4/1	130.7 ± 1.4	»
8	BR12-7/2	132.2 ± 1.6	»
9	BR12-8/1	129.9 ± 2.6	»
10	BR12-12/1	134.2 ± 2.6	»
11	BR12-2/1	126 ± 2	край
12	BR12-4/2	126.9 ± 1.8	»
13	BR12-5/1	127.4 ± 1.1	середина
14	BR12-6/1	126.8 ± 1.7	»
15	BR12-6/2	126.9 ± 1.8	край
16	BR12-7/1	127.9 ± 1.9	»
17	BR12-9/1	126.7 ± 1.3	»
18	BR12-9/2	127.0 ± 3.3	»
19	BR12-10/1	127.8 ± 1.7	»
20	BR12-11/1	128.3 ± 2.1	»
21	BR12-13/1	125.5 ± 1.8	середина
22	BR12-13/2	126.6 ± 1.4	край
23	BR12-14/2	127.5 ± 1.4	»

Примечание. 1—4 — цирконы из рудоносного сиенит-порфира: 1, 2 — захваченные цирконы из пород ранней фазы; 3, 4 — собственные цирконы; 5—23 — цирконы из эксплозивной брекчии: 5—11 — захваченные цирконы из сиенит-порфира; 12—23 — собственные цирконы.

составляет 127 млн лет и отвечает позднему рудно-магматическому этапу, выделенному нами на Рябиновском месторождении.

Лебединское рудное поле расположено в 24 км южнее г. Алдан на водоразделе рек Якокут и Бол. Куранах. В геологическом строении рудного поля участвуют гнейсы и кристаллические сланцы фундамента и перекрывающие их терригенно-карбонатные породы чехла, прорванные многочисленными телами мезозойских преимущественно субщелочных и щелочных, а также кислых пород (рис. 8). По Е.П. Максимову [1982], наиболее ранними образованиями здесь являются силлы кварцевых порфиров, гранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. Во вторую стадию сформировались силлы и дайки щелочных габброидов, минетт и вогезитов, субщелочных сиенит-порфиров и ортофиров, калиевых бостонитов, в третью внедрялись штоки и лакколиты субщелочных сиенитов, которые образуют несколько ареалов. И в заключительный период образовались пояса даек, представленные сочетанием основных и средних щелочных пород (шонкинитов и минетт с калиевыми бостонитами и щелочными сиенит-порфирами), которые трассируют ослабленные зоны, сопряженные с Якокутским разломом. Такие зоны вмещают основные золоторудные месторождения Лебединского рудного поля [Ветлужских и др., 2002].

Золотое оруденение рудного поля локализуется в приподнятых блоках среди венд-раннекембрийских терригенно-карбонатных пород юдомской свиты и мезозойских сиенитов. На Лебединском рудном поле известно более 400 золоторудных залежей и жил. Формирование золото-сульфидного оруденения происходило в несколько стадий [Добровольская и др., 2016] и сопровождалось развитием околорудных изменений, выраженных в сидеритизации, анкеритизации, окварцевании и пиритизации узких экзоконтактовых зон. Оруденение рудного поля развито в полосе шириной 1.5—2.0 км и длиной около 6.0—6.5 км и образует с юга на север пять обособленных рудных залежей мощностью от 0.8 до 6.0 м — Высокая, Водоносная, Ореховая, Магистральная, Черная (см. рис. 8). Сложены они разными минеральными типами руд, среди которых по преобладанию главных рудообразующих минералов выделяются: 1) магнетит-халькопирит-пирит-тремолитовый апоскарновый; 2) пирит-карбонатный; 3) пирит-гематит-кварцевый и 4) галенит-халькопирит-кварцевый, отвечающие самостоятельным стадиям рудообразования [Ветлужских и др., 2002]. Соотношение этих типов руд в рудных телах изменяется по латерали в субмеридиональном направлении, что А.Н. Угрюмов [1987] связывает с их расположением относительно интрузий субщелочных сиенитов. Апоскарновые сульфидные (пирит, халькопирит, пирротин) руды залежи Высокая локализованы в непосредственной близости к наиболее крупной интрузии сиенитов (гора Лебединая); на некотором отдалении от нее на север в большей степени развиты тремолит-сульфидные и кварц-сульфидные руды (Ореховая залежь). Еще далее к северу (залежь Магистральная) в рудах появляются галенит и сфалерит, содержание которых достигает 10—15 %. И на самом северном фланге, в наиболее крупной залежи Черная, преобладающими являются сульфидно-карбонатные руды при достаточно широком развитии кварцево-сульфидных.

Руды магнетит-халькопирит-пирит-тремолитового типа отличаются сложным составом и высокой золотоносностью. Содержание рудных минералов составляет 10—15 %, среди которых до 80 % занимает пирит трех генераций. Золотоносность этого типа руд связана с ранним крупнозернистым пиритом. Золото мелкое (0.001—0.1 мм) и имеет пробу 850—940 ‰. *Галенит-халькопирит-пирит-кварцевые руды* сложены в основном пиритом с подчиненным развитием галенита и халькопирита. Пирит представлен двумя генерациями. Золото приурочено к раннему пириту и слагает мелкие выделения размером в десятые и сотые доли миллиметра. *Руды пирит-карбонатного типа* локализуются преимущественно в серых массивных, иногда мраморизованных доломитах и содержат до 20 % пирита, который образует зернистые агрегаты и крупные кубические кристаллы. Золото образует микровключения в пирите, реже в кварце или карбонате размером от 0.01 до 0.10 мм, редко до 0.40 мм. Содержания золота в этих рудах ниже, чем в предыдущих рудах, но из-за широкого их развития они содержат большую часть запасов Лебединского месторождения. *Пирит-гематит-кварцевые руды* имеют ограниченное распространение. Содержание пирита в рудах изменяется от долей до десятков процентов, и он образует либо разномасштабные агрегаты либо разрозненные кубические кристаллы, которые часто замещаются гематитом, иногда халькопиритом и галенитом. Золото размером до десятых долей миллиметра размещается между пластинками гематита, реже в кварце и распределено крайне неравномерно [Угрюмов, 1987].

Лебединское месторождение, по данным В.Г. Ветлужских с соавторами [2002], имеет гидротермальный генезис и связано с позднеюрско-меловым щелочным комплексом, что доказывается их пространственной и парагенетической близостью. Это также согласуется с концепцией, впервые предложенной Н.В. Петровской и А.И. Фастоловичем еще в 40-х годах прошлого столетия. К сожалению, современных возрастных данных по оруденению этого месторождения пока нет. Нами была предпринята попытка $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования оруденения, но из-за специфического состава руд (мало серицита) не имела успеха. В то же время полученная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом оценка возраста образования флогопита из пострудной дайки лампрофира Лебединского рудного поля составила 132.4 ± 1.6 млн лет (рис. 9) и

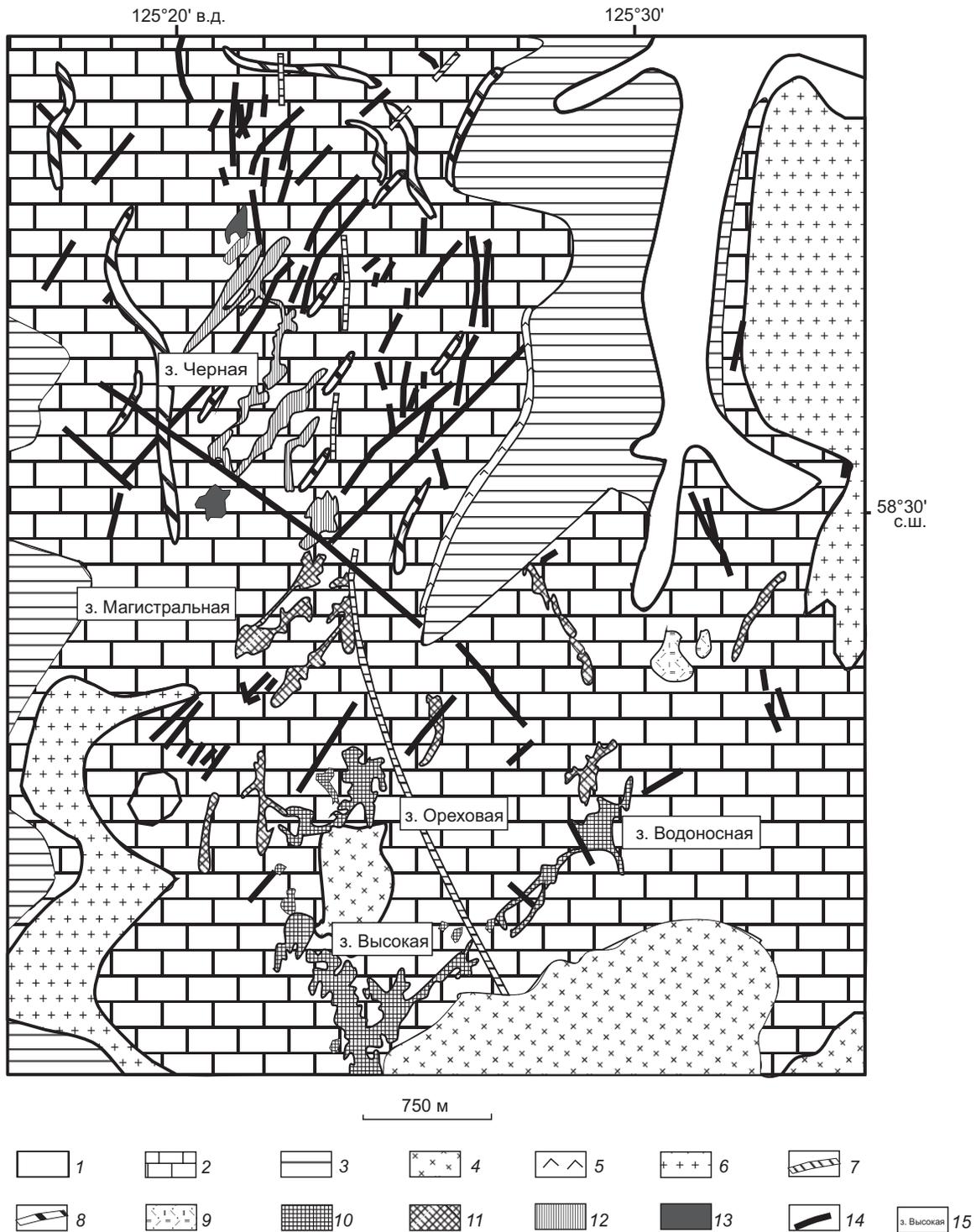


Рис. 8. Схема геологического строения Лебединского рудного поля, по [Ветлужских и др., 2002].

1 — четвертичные песчано-галечные отложения; 2 — венд-нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения чехла; 3 — дорифейские отложения фундамента: кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, граниты; 4 — раннемеловые штоки и лакколиты субшелочных сиенитов; 5 — позднеюрские лакколиты и силлы щелочноземельных сиенит-порфиров; 6 — раннеюрские гранит-порфиры и сиенит-порфиры; 7 — раннемеловые дайки сиенит-порфиров; 8 — нерасчлененные раннемеловые и позднеюрские дайки и силлы минет и бостонитов; 9 — неск псевдолейцитов и псевдолейцитовых фонолитов; 10—13 — золотоносные руды: 10 — магнетит-пирротин-халькопирит-тремолитовые; 11 — галенит-халькопирит-кварцевые; 12 — пирит-карбонатные; 13 — пирит-гематит-кварцевые; 14 — жильные тела кварц-сульфидных и кварц-гематитовых руд; 15 — местоположение рудной залежи.

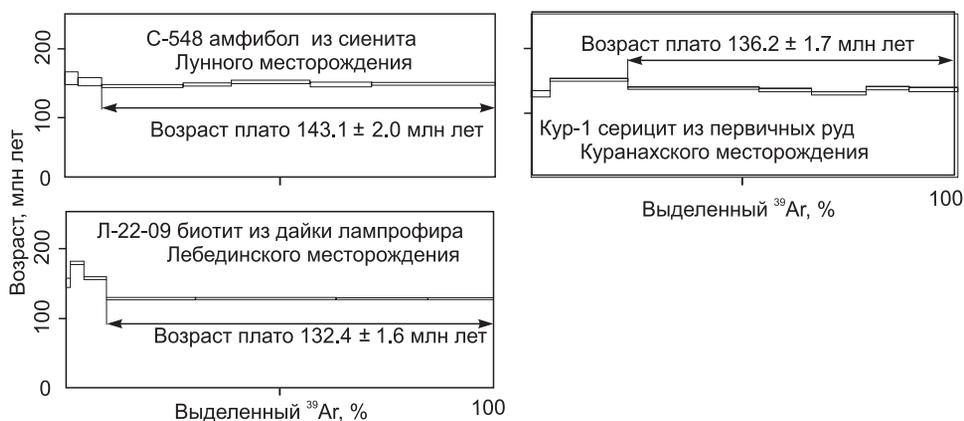


Рис. 9. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций амфибола, биотита и серицита из пород и руд Лунного, Лебединского и Куранахского месторождений.

свидетельствует о формировании оруденения этого месторождения в период раннего этапа магматизма, выделенного на Рябиновском месторождении.

Куранахское рудное поле расположено в северной части ЦАРР в междуречье Селигдара и Якокута. По данным В.Г. Ветлужских с соавторами [2002], рудное поле включает 12 месторождений и приурочено к грабенообразному прогибу шириной 15—20 км и протяженностью до 30 км (рис. 10). Разрез прогиба выполнен толщей венд-раннекембрийских карбонатных отложений мощностью до 650 м, на которых с несогласием лежат терригенные отложения ранней юры (юхтинская свита). Мезозойский магматизм проявился в форме протяженных даек щелочных лампрофиров, минетт и сиенит-порфиров, а также небольших диатрем щелочно-пикробазальтоидного состава. Развитие даек подчинено разрывным нарушениям север—северо-западного простирания и контролирует рудные залежи. Рудные метасоматиты накапливаются на дайке лампрофиров, а также проявились внутри диатрем щелочных базальтоидов [Максимов и др., 2010]. В отдельных случаях дайки обогащены золотом [Ветлужских и др., 2002].

Оруденение Куранахского рудного поля выявлено в коре выветривания, где залежи окисленных лимонит-кварцевых руд приурочены к линейным зонам карстов на контакте раннекембрийских карбонатных и раннеюрских терригенных толщ осадочного чехла платформы. Отличительной особенностью этой коры выветривания и карстовых зон, по данным Ю.С. Маслова [1961], является развитие их на глубине до 100—150 м от поверхности контакта. Рудные залежи примерно повторяют контуры карстов размером до 500 × 300 м и имеют мощность от 2 до 50 м. В «рудной массе» широко распространены кварц, гидроксиды железа (гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит) в виде охристо-порошковатых масс, натечных форм и псевдоморфоз по кубикам пирита. Анализ рудовмещающих глин показал, что в их составе преобладает каолинит (до 40 %), а также присутствуют гидрослюда, бейделлит и монтмориллонит [Маслов, 1961]. Более 90 % золота в Куранахских месторождениях связано с гипергенными рудами, которые и являются объектом добычи. Содержание металла в гипергенных «карстовых рудах» в среднем составляет по 11 месторождениям 1.94 г/т. Гипергенное золото образует эмульсионные и колломорфные сростания с гидроксидами железа и глинистыми минералами или стустковые, нитевидные, субграфические и порошковатые агрегаты. Величина золотинок не превышает 20 мкм. Пробность золота колеблется от 695 до 990 %. Из примесей в гипергенном золоте в незначительном количестве отмечены серебро, медь, ртуть и свинец, реже мышьяк и теллур.

Реликты первичных руд, в разной степени окисленных, встречаются на месторождениях среди калишпатовых, серицит-кварц-калишпатовых метасоматитов, сохранившихся в виде отдельных глыб и обломков. В составе первичных золотых руд преобладает кварц (до 80 об. %), присутствуют адуляр (до 15 %) и пирит или псевдоморфозы лимонита по пириту от 5 до 40 %. Концентрация золота в первичных рудах составляет от долей до 40 г/т, а в пирите достигает 30—100 г/т. По данным А.А. Ким [1975, 2000], золото в первичных рудах образует несколько разновидностей. Главная из них по распространенности — дисперсное (< 0.05 мм) золото I генерации с пробностью 870—900 % — установлена в тонкозернистом пирите ранней ассоциации. Золото II генерации размером 0.05—0.25 мм отмечено в пирите II. Оно представлено ксеноморфными пленочными, жилковидно-пластинчатыми и комковидными включениями, редко дендритовыми образованиями. Проба этого золота 725—860 %. Золото III генерации связано с поздней теллуридно-карбонатной ассоциацией, имеет размеры до 1 мм и образует каплевидные, пластинчатые выделения, реже друзовидные или дендритовые более крупные обособления в квар-

це. Проба этого золота 900—980 ‰. Золото-теллуридная ассоциация распространена локально в отдельных рудных телах и, по данным А.А. Ким [2000], включает выделения самородного золота, теллуриды и селениды Pb, Ag и Hg (колорадоита, алтаита, науманнита, клаусталита, тиманнита).

Оценка возраста, полученная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по серициту из первичных руд Куранахского месторождения, составила 136.2 ± 1.7 млн лет, что соответствует возрасту рудного процесса на Рябиновом месторождении, связанного с ранним этапом щелочного магматизма (см. рис. 9).

Золото-урановые месторождения локализируются в пределах Эльконского горста в древних тектонических структурах, развитых в породах кристаллического фундамента (рис. 11). Они приурочены к древним разломам, маркированным раннепротерозойскими метадиоритами и метагаббро-диоритами, а также blastomylonitami и blastokataklazitami амфиболитовой фации. Часто эти структуры сопровождаются мезозойскими дайками минетт и вогезитов. В пределах Эльконского горста выявлены около 80 золото-урановых проявлений, среди которых по составу выделяются три главных типа оруденения: золото-браннеритовое, золото-уранинитовое и браннерит-серебро-золотое [Бойцов, Пилипенко, 1998; Бойцов и др., 2006].

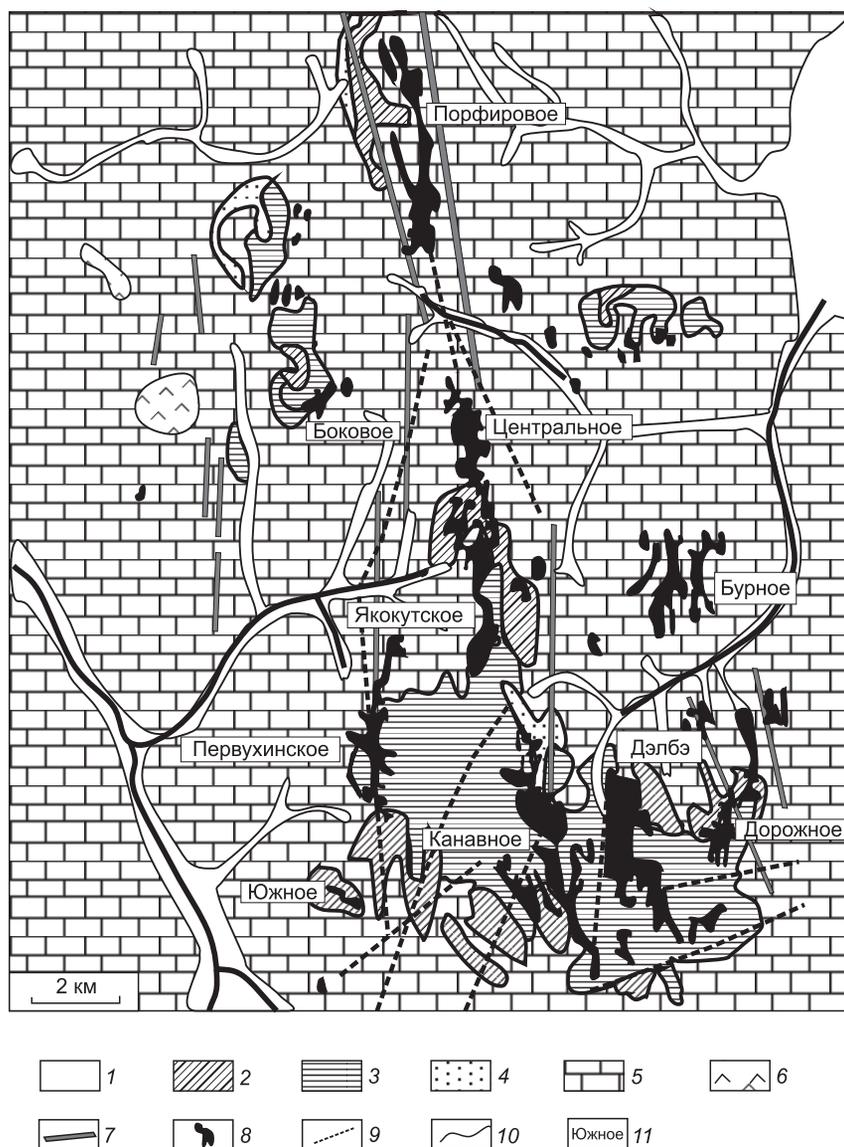


Рис. 10. Схема геологического строения Куранахского рудного поля (по материалам ТУГРЭ, ЯФ ЦНИГРИ СО АН СССР с упрощениями).

1 — аллювиальные отложения (Q_3); 2 — молодые коры выветривания ($N-Q_2$); 3 — древние (доюрские) коры выветривания; 4 — нижнеюрские песчаники, конгломераты, алевриты (J_1); 5 — венд-кембрийские известняки, мергели, доломиты платформенного чехла ($V-E_1$); 6 — силлы, штоки сиенитов (J); 7 — дайки сиенит-порфиров и керсантитов (J_1-K_1); 8 — рудные залежи; 9 — разломы; 10 — россыпи золота; 11 — месторождение золота.

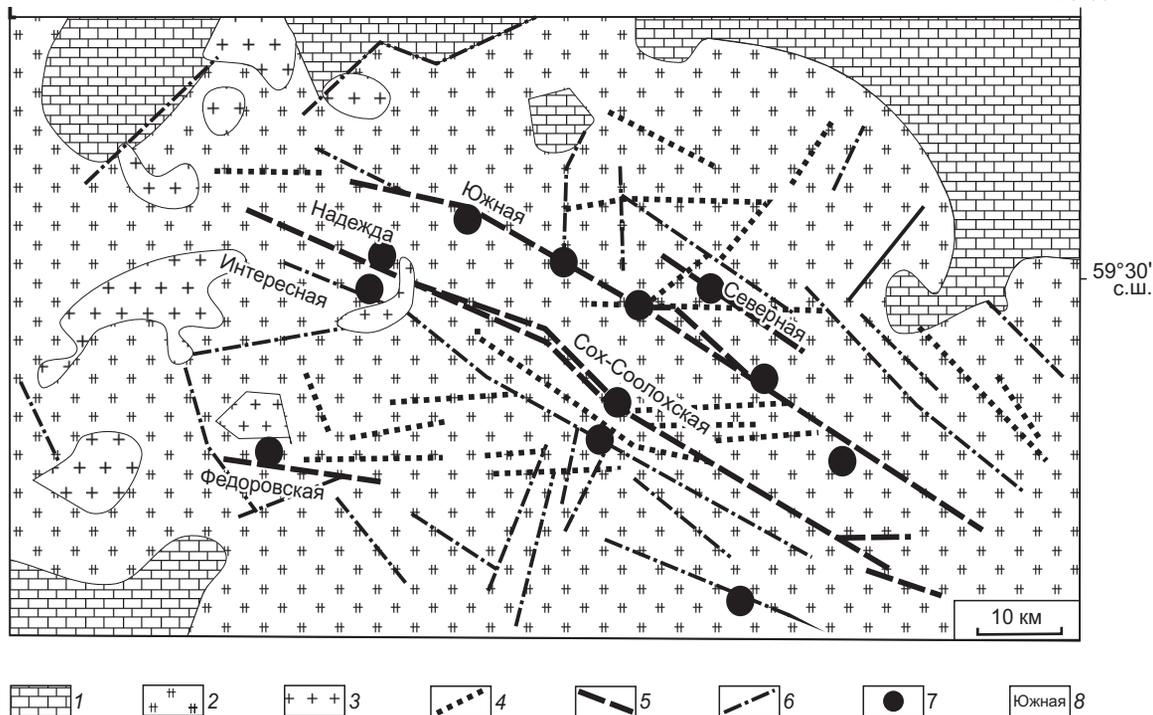


Рис. 11. Геолого-структурная схема Эльконского рудного узла, по [Терехов и др., 2014].

1 — венд-кембрийские карбонатные породы платформенного чехла; 2 — дорифейские породы фундамента: гнейсы, мигматиты и граниты; 3 — мезозойские интрузии; 4 — древние зоны бластомилонитов; 5 — древние разломы, подновленные в мезозое; 6 — мезозойские разломы; 7 — золото-урановые месторождения; 8 — рудная зона.

Золото-браннеритовое оруденение приурочено к структурам, расположенным на юге Эльконского горста, и образует две рудные зоны — Южную и Сох-Солоохскую (см. рис. 11). Южная зона протяженностью около 30 км состоит из нескольких минерализованных швов (линейных тел) северо-западного простирания, которые образовались в результате мезозойского гидротермального процесса, наложенного на древние разломы и мезозойские разрывы. В 5—6 км к юго-западу от нее располагается Сох-Солоохская зона, соизмеримая с первой. Она состоит из серии кулисообразно сменяющих друг друга разрывов. Эти зоны характеризуются схожим набором минеральных ассоциаций. Здесь широко развиты пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты, которые В.И. Казанским [2004] отнесены к формации гумбеитов. В формировании гумбеитов выделяются три последовательно развивающиеся минеральные ассоциации: 1 — пирит-анкерит-калишпатовая, 2 — пирит-доломит-калишпатовая и 3 — кальцит-адуляровая. Все выделенные ассоциации гумбеитов золотоносны, и основная часть золота связана с пиритом. Содержание золота в пирите пирит-анкерит-калишпатовой ассоциации составляет 60—90 г/т, а количество пирита в этой ассоциации достигает 10 %, реже 20 %, где он образует мелкие (до 0.1 мм) округлые и изометричные выделения. В пирит-доломит-калишпатовой ассоциации содержание золота в пирите не превышает 5 г/т, а доля пирита здесь менее 10 %, но он образует более крупные (0.10—0.15 мм) выделения в виде неправильной или пентагон-додекаэдрической формы. Оба пирита характеризуются повышенными содержаниями мышьяка (до 0.5 мас. %), серебра, ванадия, свинца и цинка. Золото в продуктах кальцит-адуляровой ассоциации имеет ограниченное распространение и представлено самородными округлыми выделениями размером до 30—50 мкм. Во внутренних частях тел золотоносных метасоматитов локализуются урановые руды. Единственным первичным урановым минералом является браннерит, который развивается в виде цемента микробрекчий золотоносных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов [Мигута, 1997]. Участки, обогащенные этим минералом, образуют ураноносные столбы с повышенным содержанием золота. Тесная связь уранового и золотого оруденения прослеживается не только по простиранию, но и по падению рудных зон.

Золото-уранитовое оруденение развито в северо-западной части Эльконского горста в минерализованных зонах Интересная и Надежда, последняя из которых расположена на северо-западном продолжении вышеописанной Сох-Солоохской зоны с браннеритовым оруденением [Бойцов, Пилипенко, 1998; Назаров, 2010]. Они пространственно тяготеют к щелочному интрузиву размером 700 × 2500 м,

который протягивается в меридиональном направлении. Здесь также наблюдается большое количество мезозойских даек. В ореоле интрузива (около 500 м) рудные зоны представлены узкими (до 1—2 м) кулисообразными телами, сложенными мелкозернистыми агрегатами калишпата, биотита, эгирин-авгита, щелочного амфибола и магнетита. Эти агрегаты пересечены прожилками среднезернистых карбонатов с включениями пирита. Последний содержит каплевидные включения самородного золота размером до 80 мкм. Иногда выделения самородного золота в пирите сопровождаются более крупными включениями галенита, халькопирита, пирротина и валлериита. Более поздние тектонические швы выполнены уранинитом в тонком срастании с биотитом, калишпатом, сфеном и пиритом. Здесь также проявляется пространственное совмещение золота и урана и руды характеризуются уранинитовым составом. Вдали от интрузива обе зоны сложены золотоносными пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами с наложенным на них браннеритовым оруденением.

Браннерит-серебро-золотое оруденение выделено в юго-западной части Эльконского горста на площади Федоровской зоны с широким развитием мезозойских даек. Эта зона протягивается на 10 км в северо-западном направлении вдоль подновленных в мезозое трещин и сложена золотоносными пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами мощностью до 30 м. Внутри зоны золотоносных метасоматитов располагается урановое оруденение. Метасоматиты Федоровской зоны содержат до 15 % золотоносного пирита и до 35 % карбонатов. В целом метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями золота (3—10 г/т) и серебра (200—1400 г/т), что связано с наложением на золотоносные метасоматиты с браннеритовой минерализацией продуктов более поздней золото-серебросодержащей минеральной ассоциации, представленной «рисовидным» кварцем, тонкозернистым карбонатом, самородным золотом, самородным серебром и акантитом.

На юго-восточном фланге зоны Южная на месторождении Минеевское, залегающем уже вне контура ее промышленного золото-браннеритового оруденения, установлен золото-урансодержащий молибденитовый тип со средним содержанием Mo 0.15 % [Назаров, 2010].

Время формирования золото-уранового оруденения В.И. Казанский [2004] на основе U-Pb датирования по браннериту оценивает в 135—130 млн лет. Наши геохронологические результаты, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу из сиенитовых пород на месторождении Лунное, расположенном в Федоровской зоне на юго-западном фланге Эльконского узла, составляют 143.21 ± 2.00 млн лет и отвечают раннему рудно-магматическому этапу (см. рис. 9).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мезозойский магматизм в Центрально-Алданском районе проявился после длительного амагматического периода, который продолжался с раннего протерозоя [Первов и др., 1997]. Он коррелирует во времени с развитием активной континентальной окраины в юго-восточной части Сибирской платформы в позднем триасе—поздней юре и последующей континентальной коллизией в раннем мелу [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов, Кузмин, 2001]. Щелочные породы ЦАРР и Алданского щита в целом имеют высокие концентрации крупнокатионных литофильных элементов (K, Ba, Sr), что указывает на их образование из внутриплитных мантийных источников, обогащенных этими элементами. А.Я. Кочетков с соавторами [1989, 2006а, б] показали, что в общей последовательности формирования щелочных пород выделяются несколько ритмов, начинающихся с внедрения калиевых пикритов, пикробазальтов, флогопитовых пироксенитов, шонкинитов, щелочных лампрофиров, за которыми следовало образование дифференцированной серии щелочных пород (щелочных сиенитов, сиенит-порфиров, щелочных гранитов). Ранее на основании K-Ar датировок с учетом геологических данных Е.П. Максимов с соавторами [2010] выделили в ЦАРР четыре временных этапа магматизма: поздне триасово-раннеюрский (217—187 млн лет), среднеюрский (175—161 млн лет), позднеюрско-раннемеловой (162—140 млн лет) и раннемеловой (139—125 млн лет). Однако полученные в последние годы разными авторами данные о возрасте магматических пород и рудной минерализации золота в Центрально-Алдане в целом показывают, что формирование центрально-алданского рудно-магматического комплекса произошло в более узком интервале 150—120 млн лет [Borisenko et al., 2011; Шатов и др., 2012; Молчанов и др., 2013; Шатова и др., 2017; Округин и др., 2018; Пономарчук и др., 2018]. Эти данные совпадают с результатами U-Pb датирования Эльконской золото-урановой рудно-магматической системы (143—125 млн лет), полученными в работах [Казанский, 2004; Терехов и др., 2014]. Петрологические исследования, проведенные на Рябиновском, Инаглинском и других массивах, указывают на генетическую близость всего многообразия магматических пород — от дунитов и пироксенитов, через шонкиниты до сиенитов [Чайка, Изох, 2017; Пономарчук и др., 2018; Округин и др., 2018]. Также петрологами давно доказано, что путем фракционной кристаллизации лампроитовой магмы может быть получена большая часть щелочных интрузивных пород [Foley et al., 1987; Богатиков и др., 1991]. Исследования И.Ф. Чайки и А.Э. Изоха [2017] на примере даек тобукского комплекса Рябиновского месторождения показали, что исходным

расплавом всей гаммы щелочных пород мог быть лампроитовый расплав. Е.П. Максимов [1982] в качестве источника разнообразных магматических пород и металлоносных гидротерм предполагал наличие на глубине 15—25 км весьма крупного магматического очага или нескольких очагов. По его данным основной объем рудогенерирующего очага составляли магмы щелочно-сиенитового и щелочно-полевошпатового сиенитового состава, которые наряду с ранними дифференциатами этих серий (малиньитами и шонкинитами) были обогащены золотом.

Полученные хронологические данные по Рябиновскому массиву и связанному с ним золотому оруденению показывают, что развитие магматизма протекало в два этапа. С ранним этапом (151—130 млн лет) связано образование основного объема щелочных сиенитовых и монцонит-сиенитовых пород и золотого оруденения (см. табл. 1). Продукты этого этапа широко проявлены в разных массивах и, по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, ему отвечают эгириновые сиениты — 151.4 ± 1.9 и пироксен-каллишпатовые пегматиты — 144.8 ± 1.5 млн лет Рябиновского массива, а также близки возраст амфибола — (143.1 ± 2.0 млн лет) из сиенита месторождения Лунное и время кристаллизации флогопитового клинопироксена массива Инагли (142.4 ± 2.0 млн лет) [Пономарчук и др., 2018]. Этому возрастному этапу отвечают ранние лампрофиры Лебединского рудного поля — 132.4 ± 1.6 млн лет и цирконы псевдолейцитового сиенита — 135.9 ± 1.9 [Молчанов и др., 2013]. U-Pb датирование цирконов из сиенит-порфиров Самолазовского месторождения показало их возрастные диапазоны формирования 142—141 и 135—134, что также отвечает раннему магматическому этапу. Завершает этот этап на большей части золоторудных месторождений Центрального Алдана развитие рудного процесса, который охватывает на Рябиновском месторождении интервал 137—131 млн лет (см. табл. 1). В этот же интервал попадает образование первичных руд на Куранахском месторождении — 136 млн лет, отложение браннеритовой минерализации на Лунном месторождении — 132 млн лет и формирование скарного оруденения на Самолазовском месторождении — 135—130 млн лет. В то же время необходимо отметить, что среди продуктов этого этапа магматизма ограничено проявлены ранние интрузивные фазы — калиевые пикриты, шонкиниты, лампрофиры, что может быть связано с их перекрытием большими объемами более поздних щелочных пород сиенитового и монцонит-сиенитового состава. Лишь в работе А.П. Кривенко [1980] отмечаются небольшие силлы высококалиевых пикритоидов мощностью от 1 до 10 м, залегающие среди юрских песчаников Якокутского прогиба совместно с силлами шонкинитов и сиенит-порфиров, которые могут относиться к первому этапу. Такая пространственная сопряженность пород позволяет объединить их в одну магматическую ассоциацию.

Поздний магматический этап (128—120 млн лет) выделяется в пределах Рябиновского массива, где он проявлен в виде небольших интрузий калиевых пикритов (лампроитов), шонкинитов, даек минетт и сиенит-порфиров, секущих рудную зону. Также этот этап представлен эксплозивными брекчиями на Самолазовском месторождении. Цирконы, выделенные из цемента этих брекчий, по данным U-Pb датирования, показывают диапазон их образования в 128—126 млн лет. Однако проявление этого этапа в ЦАРР довольно ограничено, не установлено развитие крупнообъемных проявлений щелочных сиенитов, монцонит-сиенитов и оруденения этого этапа, хотя они имеют широкое распространение, по данным И.Р. Прокопьева с соавторами [2018], в крупном (120 км²) Джелтулинском кольцевом массиве Тыркандинского рудного района, расположенного в Чара-Алданской металлогенической зоне восточнее ЦАРР [Парфенов, Кузьмин, 2001].

ВЫВОДЫ

Новые оценки возраста магматических пород и рудных образований Центрально-Алданского рудного района, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb (SHRIMP-II), показывают, что формирование центрально-алданского рудно-магматического комплекса происходило в диапазоне 151—120 млн лет и протекало в два этапа. С ранним этапом (151—130 млн лет) связано образование основного объема щелочных сиенитовых и монцонит-сиенитовых пород и золотого оруденения (см. табл. 1). Продукты этого этапа широко проявлены на разных массивах и месторождениях: Рябиновском, Лебединском, Куранахском, Самолазовском и Лунном.

Более ограничено в ЦАРР проявлен поздний магматический этап (128—120 млн лет). Наиболее отчетливо он выделяется в пределах Рябиновского массива, где он проявлен в виде небольших интрузий калиевых пикритов, шонкинитов, даек минетт и сиенит-порфиров, секущих рудную зону. Также в виде эксплозивных брекчий этот этап фиксируется на Самолазовском месторождении, хотя с ним не связано развитие крупнообъемных проявлений щелочных сиенитов, монцонит-сиенитов и оруденения. В то же время восточнее ЦАРР в крупном (120 км²) Джелтулинском кольцевом массиве Тыркандинского рудного района, сиениты и золотое оруденение позднего этапа имеют широкое распространение [Прокопьев, и др., 2018].

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН и проекту РФФ № 19-17-00019.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А.** Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района // Избранные труды. Т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 264—431.
- Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донаков В.И., Титов В.К., Щукин С.И.** Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., Недра, 1967, 263 с.
- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л.** Лампроиты. М., Наука, 1991, 301 с.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н.** Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, № 4, с. 354—369.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Дорожкина Л.А.** Модель формирования комплексных золото-урановых месторождений Центрально-Алданского рудного района // Изв. вузов. Геология и разведка, 2006, № 2, с. 23—31.
- Борисенко И.Д., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Гаськов И.В.** Физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (12), с. 1915—1927.
- Ветлужских В.Г., Ким А.А.** Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Якутии // Отечественная геология, 1997, № 1, с. 16—24.
- Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М.** Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 6, с. 467—499.
- Дворник Г.П.** Серицит-микрклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера, 2009, № 2, с. 56—66.
- Дворник Г.П.** Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера, 2012, № 2, с. 90—105.
- Добровольская М.Г., Разин М.В., Прокофьев В.Ю.** Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 4, с. 346—366.
- Еремеев Н.В., Журавлев Д.З., Кононова В.А.** Об источнике вещества и возрасте калиевых пород Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геохимия, 1992, № 11, с. 46—58.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 327 с.
- Казанский В.И.** Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 3, с. 195—211.
- Ким А.А.** Анализ минералогических особенностей самородного золота в первичных и окисленных рудах месторождений Центрального Алдана // Древние коры выветривания Якутии. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 109—127.
- Ким А.А.** Золото-теллуридно-селенидная минерализация в Куранахском месторождении // Зап. ВМО, 2000, № 5, с. 51—57.
- Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б.** Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябиновского массива (Центральный Алдан, Россия) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 4, с. 345—356.
- Кочетков А.Я.** Медно-золото-порфировое оруденение в щелочных массивах Алданского щита, Рябиновское месторождение // Тихоокеанская геология, 2006а, т. 25, № 1, с. 62—73.
- Кочетков А.Я.** Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006б, т. 47 (7), с. 850—864.
- Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б.** Магматизм и метасоматизм Рябиновского рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск, Наука, 1989, с. 79—110.
- Краснов А.Н., Дорожкина Л.А., Мызников И.К.** Особенности формирования первичных руд золотого месторождения Самолазовское, Центральный Алдан // VI Международная конференция. М., Изд-во Моск. ун-та, 2003, с. 43—52.
- Кривенко А.П.** Мезозойские калиевые пикритоиды Центрального Алдана // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 465—469.
- Леонтьев В.И., Бушуев Я.Ю., Черниговцев К.А.** Самолазовское золоторудное месторождение (Центрально-Алданский рудный район): геологическое строение и особенности оруденения глубоких горизонтов // Региональная геология и металлогения, 2018, № 75, с. 90—103.
- Максимов Е.П.** Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима // Геология и геофизика, 1982 (5), с. 11—18.
- Максимов Е.П.** Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Якутск, 2003, 44 с.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.** Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 2, с. 3—26.

Маслов Ю.С. Основные черты строения, морфологии и условий образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР*. Якутск, Якутское книжное изд-во, 1961, вып. VI, с. 93—100.

Мигута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского рудного района (Алданский щит, Россия) // *Геология рудных месторождений*, 1997, т. 39, № 4, с. 323—343.

Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Белова В.Н., Радьков А.В., Соловьев О.Л., Степунина М.А. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) // *Региональная геология и металлогения*, 2013, № 55, с. 99—110.

Назаров С.А. Золотосодержащий уранинитовый тип оруденения Эльконского горста, его состав и условия образования: Автореф. к. г.-м. н. М., 2010, 31 с.

Округин А.В., Борисенко А.С., Прокопьев И.Р., Журавлев А.И. Минералого-геохимические и возрастные характеристики пород Инаглинского массива дунит-клинопироксенит-шонкинитов с платона-хромитовой и хромдиопсидовой минерализацией (Алданский щит) // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59 (10), с. 1623—1642.

Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М., Маик «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.

Первов В.А., Кононова В.А., Садлеби П., Терлуолл М.Ф., Фрун П., Богатиков О.А., Аптон Б.Г. Дж., Вулли А.Р. Калиевый магматизм Алданского щита — индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // *Петрология*, 1997, т. 5, № 5, с. 467—484.

Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В., Дорошкевич А.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60 (1), с. 41—54.

Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С., Пономарчук А.В., Зайцев А.И., Кардаш Е.А., Рожков А.А. Геохронология и рудоносность Желтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия) // *Тихоокеанская геология*, 2018, т. 37, № 1, с. 37—50.

Рукович А.В. История геологического развития Центрально-Алданского рудного района (ЦАРР) // *Успехи современного естествознания*, 2016, № 11, с. 186—190.

Страхов М.Ф. Петрология и рудоносность Юхтинского граносиенитового массива (центральная часть Алданского щита) // *Изв. Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН*, 2012, № 1 (40), с. 25—36.

Терехов А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Белова В.Н. Два типа рудоносных гумбеитов Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия) // *Региональная геология и металлогения*, 2014, № 60, с. 71—86.

Угрюмов А.Н. Опыт формационного анализа золоторудных джаспероидных месторождений при крупномасштабном прогнозе и поисках // *Формационный анализ и крупномасштабный прогноз рудных месторождений*. М., 1987, с. 70—77. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 216).

Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Центральный Алдан) // *Советская геология*, 1984, № 9, с. 84—94.

Чайка И.Ф., Изох А.Э. Фосфатно-фторидно-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса // *Минералогия*, 2017, № 1, с. 38—51.

Шарыгин В.В. Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан) // *Геология и геофизика*, 1993, № 4, с. 60—70.

Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков А.В., Соловьев О.Л. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // *Региональная геология и металлогения*, 2012, № 51, с. 62—78.

Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) // *Региональная геология*, 2017, № 69, с. 33—48.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307—324.

Borisenko A.S., Gas'kov I.N., Dashkevich E.G., Okrugin A.M., Ponomarchuk A.V., Travin A.V. Geochronology of magmatic processes and ore-formation in the Central Aldan gold-ore region // *International Symposium «Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny»*. Irkutsk, Institute of the Earth's Crust, 2011, p. 38—39.

Foley S.F., Venturell G., Green D.H., Toscani L. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification and constraints for petrogenetic models // *Earth Sci. Rev.*, 1987, v. 24, p. 81—134.