

ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКАЯ ЗОЛОТО-УРАНОВОРУДНАЯ МАГМАТОГЕННАЯ СИСТЕМА
(АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ, РОССИЯ)

Е.П. Максимов¹, В.И. Уютов², В.М. Никитин¹

¹Технический институт (филиал) ГОУ ВПО “Якутский государственный университет”, ул. Кравченко, д.16, г. Нерюнгри, 678960, Республика Саха (Якутия), e-mail: nfygu@neru.sakha.ru
²ООО “Горнодобывающая компания Сибирь”, ул. Электродная, д.12, корп. 1, г. Москва, 111524, e-mail: uytov@gdksibir.com

Поступила в редакцию 26 января 2009 г.

Центрально-Алданский рудный район (ЦАРР) рассматривается как целостная рудообразующая магматогенная система (ЦАРМС), представляющая собой совокупность рудообразующих систем различного ранга. В эпицентре ЦАРМС расположен главный (головной) магмовод, маркированный на эрозионном срезе Западно-Эльконским магматическим ареалом. Закономерное радиальное положение главных рудоносных зон относительно эпицентра ЦАРМС рассматривается как свидетельство их связи с головным магмоводом. Выделяют дочерние рудообразующие системы I порядка Эльконская (ЭС), Куранахская (КРС) и Томмотская (ТРС), а также рудные системы более высокого порядка. В ЭРС и КРС наблюдается, а в ТРС намечается рудная зональность, заключающаяся в смене в направлении к головному магмоводу золотого или молибденового (ЭС) оруденения золото-урановым. Рудные объекты являются производными магматических резервуаров (очагов), расположенных на разных уровнях этажной магматогенной системы. Главным поставщиком золота и урана являлся широко проявленный калиевый метасоматоз.

ЦАРР рассматривается как сверхпродуктивный район, перспективный на выявление новых крупных рудных месторождений, и выдвигается в качестве приоритетного объекта для постановки масштабных геолого-разведочных работ на золото и уран.

Ключевые слова: золото, уран, месторождение, рудный район, магматогенная система, Алдано-Становой щит, Россия.

ВВЕДЕНИЕ

Крупные и сверхкрупные рудные месторождения все более становятся объектами внимания исследователей. По своим геолого-генетическим характеристикам каждое из них в той или иной мере уникально, хотя все они обладают некоторыми общими чертами [13, 14, 32–34]. Центрально-Алданский район входит в когорту такого рода объектов – в его пределах находятся сверхкрупные месторождения золота и урана, его отличает также целый ряд специфических, присущих только ему, особенностей геотектонического, структурного, петро- и рудогенетического характера [10]. Центральному Алдану, его геологии, магматизму и рудоносности посвящено большое количество работ, однако многие вопросы, в том числе вопросы металлогении золота и урана, требуют дальнейшего рассмотрения. В предлагаемой статье авторы излагают свою концеп-

цию металлогении района. Центрально-Алданский золото- и урановорудный район рассматривается нами как целостная рудообразующая магматогенная система, в составе которой выделяются разноранговые рудообразующие системы. В статье приводятся структурные и вещественные характеристики системы и ее основных элементов; рассматривается ее происхождение; приводится описание основных типов рудной минерализации (рудных формаций) с акцентом на их свойства, ранее неосвещенные или интерпретируемые в ином ключе; рассматриваются закономерности проявления оруденения, вопросы источников флюидов и металлов и, наконец, вопросы прогнозирования. В статье обосновываются высокие перспективы Центрального Алдана на выявление новых месторождений золота и урана и необходимость организации в нем масштабных геолого-разведочных работ.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО- АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Центрально-Алданский рудный район (ЦАРР) занимает закономерное положение в мезозойской структуре и региональной магматической зональности Алдано-Станового геоблока (АСГ) [25, 27] (рис. 1). Зональность, в общем виде, выражена в петрохимических свойствах магмопроявлений, последовательно сменяющих друг друга по латерали с юга и юго-востока на северо-запад, так что каждая последующая ассоциация в этом ряду обладает более высокой калиевой щелочностью, более высоким содержанием других некогерентных элементов (Rb, Ba, Sr ...). Такого рода зональность характерна, как известно, окраинно-континентальным и островодужным геодинамическим обстановкам, т.е. тесно связана с зоной Беньюфа [25, 27] (рис. 2).

ЦАРР, размером в среднем около 100–120 км в поперечнике, расположен в северной части Чаро-Алданского глыбового поднятия (ЧАГП), на его границе с Алдано-Ленской плитой в узле сопряжения широтной Северо-Алданской системы сбросов и флексур, ограничивающей ЧАГП, с региональными и трансрегиональными северо-восточными и северо-западными разломами (рис. 1).

ЦАРР характерно многоэтажное строение (рис. 3). Нижний структурный этаж – кристаллический фундамент – сложен раннепротерозойскими гнейсами и кристаллосланцами верхнеалданской и федоровской серий, гранитизированными и пронизанными интрузиями нормальных и умереннощелочных калиевых гранитоидов. Фундамент перекрыт карбонатным венд-нижнекембрийским платформенным чехлом, достигающим в опущенных блоках мощности 500–600 м, в которых сохранились от раз-

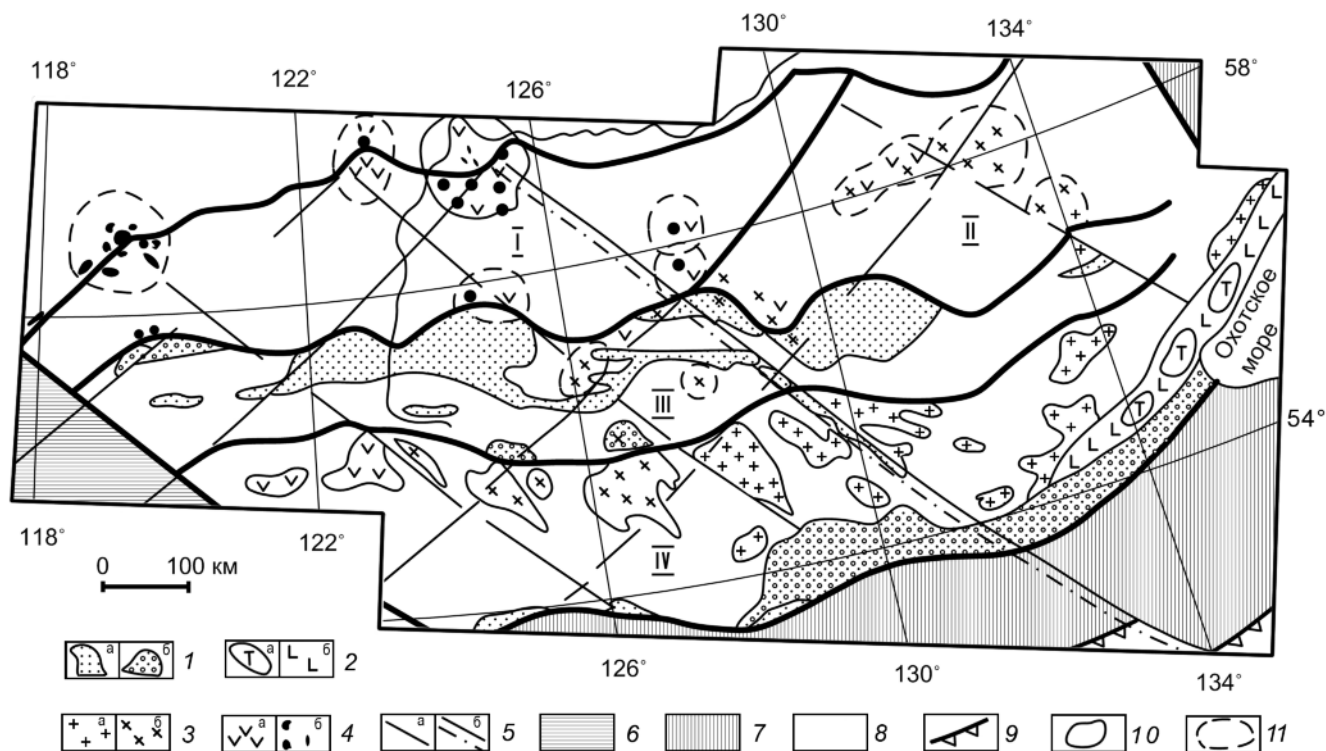


Рис. 1. Положение Центрально-Алданского рудного района в мезозойской структуре Алдано-Станового геоблока.

1 – юрско-раннемеловые молассоидные и молассовые отложения (а); то же, погребенные под кайнозойскими отложениями (б); 2–4 – магмопроявления формаций: тоналит-плагιοгранитовой (2а), андезитовой (2б), диорит-гранодиоритовой (3а), гранодиорит-монцодиоритовой и монцодиорит-гранит-гранодиоритовой (3б), монцонит-сиенитовой и монцонит-сиенит-гранитовой (4а), лейцитит-щелочносиенитовой (4б); 5 – разломы: региональные и трансрегиональные (5а), трансформные, сегментирующие зону Беньюфа (5б); 6 – дейтероорогенные системы северо-восточного Забайкалья; 7 – складчатые системы Монголо-Охотского пояса и Южного Верхоянья; 8 – докембрийские и раннекембрийские геологические образования, нерасчлененные; 9 – фрагмент выхода зоны Беньюфа; 10–11 – рудные районы: 10 – Центрально-Алданский, 11 – другие.

Римскими цифрами обозначены: I, IV – глыбовые поднятия: I – Чаро-Алданское и IV – Становое; II – Учуро-Майский блок; III – Южно-Алданская система впадин.

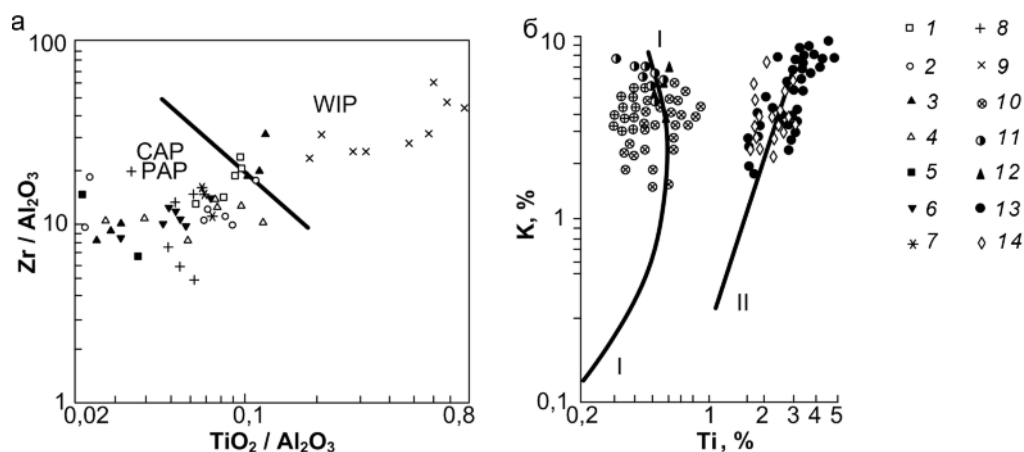


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы “состав – геодинамическая обстановка”: Zr/Al_2O_3 – TiO_2/Al_2O_3 (а) [12] и K – Ti (б) [22] для щелочных и умереннощелочных калиевых пород.

а) Поля: WIP – внутриплитных пород, CAP+PAP – окраинно-континентальных и постколлизийных вулканических дуг. Породы: 1–6 – Центрального Алдана: 1 – “лампроиты”, 2 – псевдолейцититы и фонолиты, 3 – пироксениты, шонкиниты, 4 – псевдолейцититы, псевдолейцитовые тефриты, щелочные трахиты, 5 – шонкиниты, мезократовые щелочные сиениты, пуласкиты, 6 – габбромонзониты, сиениты; 7 – Индонезии, 8 – Италии, 9 – Западной ветви Восточно-Африканского рифта.

б) Вариационные кривые для пород: I – складчатых (островодужных и активных континентально-окраинных) областей; II – внутриконтинентальных областей. Породы: 10 – калиевые базальтоиды и пикробазальтоиды (“лампроиты”) средне-позднеюрских силлов и раннемеловых диатрем Центрального Алдана, 11 – Италии, 12 – Монтаны (Запад США), 13 – Западного рифта Восточной Африки, 14 – лампроиты Австралии.

мыва в небольших объемах мезозойские молассоидные отложения.

Магматизм проявился в течение 4-х этапов [23, 27]. Ассоциации изверженных пород (формации и серии) образуют непрерывный ряд с закономерно и направленно меняющимися свойствами (табл.1).

На эрозионном срезе ЦАРП характерно мелко-блоковое строение (рис. 3). Система мелких блоков в своих границах в целом совпадает с ареалом распространения изверженных пород. Она, как и ареал, обладает радиально-концентрической внутренней структурой и состоит из ряда гетерогенных секториальных блоков, в пределах которых размещаются горсты и впадины. Все это, а также специфика магматизма и эндогенной минерализации блоков указывают на магματοгенную природу блоковой системы в целом и позволяют рассматривать ее как единую магματοгенную систему – магмоген, или, учитывая ее рудоносность, как рудно-магματοгенную систему – ЦАРМС [24, 26]. На месте ЦАРМС устанавливается соответствующая ей воронкообразная структура размером 120×80 км, обозначенная на эрозионном срезе волнообразным чередованием по окружности поднятых и опущенных относительно друг друга радиальных блоков. Радиальная составляющая структуры ЦАРМС выражена в характере рельефа пенеplени-

зированной поверхности кристаллического фундамента (рис. 3). Эпицентр ЦАРМС расположен в западной части Эльконского горста и совмещен с Западно-Эльконским магматическим ареалом (ЗЭМА).

ЗЭМА имеет значительные размеры – площадь его около 800–1000 км². Ареалу характерно весьма широкое развитие малых тел, прежде всего даек. Отмечаются мелкие штоки, пластовые интрузии, небольшие массивы, лополиты. В ЗЭМА наиболее широко развиты калишпатовые и другие метасоматиты, в том числе калиевые фениты, а также различные гидротермалиты. Концентрически-радиальная структура ареала особенно отчетливо выражена радиальными элементами, проявляющимися наиболее ярко в размещении даек (рис. 3). Геометрический центр ареала находится в радиально расходящихся истоках местных водотоков. Концентрические элементы структуры ЗЭМА выявляются по морфоструктурным признакам и путем оконтуривания локальных скоплений малых тел.

Система радиальных блоков была заложена в начале ранней юры, о чем свидетельствует разный уровень денудационного среза в пределах различных блоков, фиксируемый по стратиграфическому объему и мощности платформенных отложений, перекрытых осадками юхтинской свиты.

Таблица 1. Возрастная последовательность формирования ассоциаций мезозойских изверженных пород ЦАРР.

Период	Эпоха	Этапы магматизма	Формационные типы, конкретные формации и (или) серии, магмопроявления
меловой	ранняя	IV	<p><u>Лейцитит-щелочносиенитовый</u> (щелочносиенит-щелочногранитовая). Мелкие тела и дайки эгириновых гранитов, грорудитов, сельвсбергитов, эгириновых сиенит-порфиров, тингуанитов. К-Аг = 125.7–132.6 млн л.</p> <p><u>Монцонит-сиенитовый</u> (ортофировая). Дайки сиенит-порфиров, ортофиров. К-Аг = 135.5 млн л.</p> <p><u>Лейцитит-щелочносиенитовый</u> (калиевых пикробазальтоидов, щелочных лампрофиров). Диатремы и дайки псевдолейцит-ортоклазовых, ортоклазовых, псевдолейцитовых, флогопитовых пикробазальтоидов, базальтоидов, пикритов; псевдолейцититов, меламинагг и других щелочных лампрофиров, щелочных трахитов, бостонитов. К-Аг = 135.2–138.8 млн л.</p>
		III	<p><u>Монцонит-сиенитовый</u> (монцонит-сиенитовая). Лакколиты, лополиты, штоки сиенитов, кварцевых сиенитов, монцонитов, граносиенитов. К-Аг = 140.1–153.2 млн л.</p> <p><u>Лейцитит-щелочносиенитовый</u> (фергусит-щелочносиенитовая). Кольцевые, полукольцевые и конические тела, лополиты, штоки щелочных сиенитов (лаурвикитов, пуласкитов, эгириновых и щелочнополевошпатовых сиенитов), псевдолейцитовых и кальсилитовых сиенитов, фергуситов, малиньитов, шонкинитов. К-Аг = 142.7–162.3 млн л.</p>
юрский	поздняя		<p><u>Фергусит-дунитовый</u> (миссурит-фергуситовая). Кольцевая интрузия Инаглинского плутона – миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые шонкиниты, щелочные сиениты.</p>
			<p><u>Монцонит-сиенитовый</u> (сиенит-порфировая). Силлы, лакколиты и штоки сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, монцонитов и меламонцонитов, субвулканические и экстрезивные тела трахитов, андезитрахитов, трахибазальтов. К-Аг = 161.7–164.5 млн л.</p>
	средняя	II	<p><u>Лейцитит-щелочносиенитовый</u> (лейцитит-щелочнотрахитовая). Напластованные вулканические толщцы в кальдерах проседания, экстрезии, жерловины, нежки, дайки, силлы псевдолейцитовых фанолитов, щелочных трахитов, псевдолейцититов и мелапсевдолейцититов; псевдолейцит-ортоклазовых, ортоклазовых, флогопитовых и псевдолейцитовых пикробазальтоидов, базальтоидов и пикритов, щелочных лампрофиров. К-Аг = 175.7–165.7 млн л.</p> <p><u>Фергусит-дунитовый</u> (мелапонкинит-перидотит-дунитовая серия). Дунитовое ядро и кольцевая "оторочка" Инаглинского плутона (перидотиты, пироксениты, мелапонкиниты).</p>
ранняя	I	<p><u>Монцонит-сиенитовый</u> (порфировая сиенит-гранитовая). Единичные силлы и дайки кварцевых сиенит-порфиров, гранит-порфиров, риолитов. К-Аг = 186.6–217 млн л.</p>	

Рис. 3. Геолого-структурная схема Центрально-Алданского рудного района.

1 – терригенные отложения нижней и средней юры, 2 – венд-нижнекембрийский платформенный чехол, 3 – раннекембрийский кристаллический фундамент, 4–5 – щелочные и умереннощелочные магмопроявления: интрузии (4), диатремы (5а) и дайки (5б); 6 – разломы, 7 – концентрические структуры РМС второго порядка, 8 – границы блоков: поднятий (8а), впадин (8б); 9 – изогипсы подошвы юдомской свиты и морфоизогипсы поверхности фундамента на участках, где отсутствует платформенный чехол, 10–11 – месторождения формаций: золото-сульфидной (10а), золото-порфировой (10б), золото-аргиллизит-калишпат-кварцевой (11а), золото-молибденит-бранерит-гумбеитовой (11б); 12а – Якокутская долина – грабен, 12б – внешняя граница ЦАРМС. Наиболее крупные интрузивные массивы: 1 – Инаглинский, 2 – Томмотский, 3 – Якокутский, 4 – Джекондинский, 5 – Ыллымахский, 6 – Юхтинский, 7 – Рябиновский. Наиболее крупные линейные разломы: 1 – Томмотский, 2 – Юхтино-Пуриканский, 3 – Северо-Алданский, 4 – Джекондинский, 5 – Юхухтинский, 6 – Байонай-Ыллымахский, 7 – Куранахский, 8 – Центрально-Куранахский (Байонай-Куранахский), 9 – Юкунгринский, 10 – Южный, 11 – Сох-Солоохский. Пунктиром показана линия геоэлектрического разреза (см. рис. 6).

На врезке: блоковая структура ЦАРМС. Секториальные блоки: Эльконский (I), Джекондинский (Ыллымахский) (II), Верхнеякокутский (III), Верхнеселигдарский (IV), Инаглинский (V), Тобукский (VI), Байонай-Куранахский (VII), Укуланский (VIII),

В качестве РМС 2-го порядка выступают магматогенные системы (магматогены) центрального типа, в ядрах которых расположены зональные полиформационные плутоны или вулканоплутоны [39]. Эти системы также имеют концентрическое или радиально-концентрическое строение (рис. 3).

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И ДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОЙ МАГМАТОГЕННОЙ СИСТЕМЫ

ЦАРМС имеет аномальное глубинное строение. В гравитационном поле (рис. 3) это выражено минимумом с амплитудой около 40 мГл. Названный минимум разделяется на два минимума II порядка – Якокутский, с амплитудой около 30 мГл, и Алданский, с амплитудой около 10 мГл [1, 2]. В электрическом поле ЦАРМС соответствует высокоомная стволобразная структура, определенная как тектоносферная воронка [1, 2]. В плане она имеет радиальное строение [27]. В ее пределах выделяются электропроводные радиальные зоны, совпадающие с главными магмо- и рудоконтролирующими разломами. Электропроводные и рудные зоны сходятся в центре ЗЭМА, что наряду с другими данными позволяет заключить, что ЗЭМА маркирует главный (головной) для ЦАРМС выход магматогенной (флюидно-магматической) колонны.

Полиформационный и полисерийный набор изверженных пород, характерный ЦАРМС, и геофизические данные [1] дают основание для заключения о полиэтажном размещении в мантии и коре областей концентрации (очагов) магм, исходных для тех или иных формаций и серий.

ЗЭМА пространственно совпадает с северо-восточным дугообразным замыканием Якокутского минимума, выраженным градиентным изменением гравитационного поля амплитудой около 15 мГл с концентрическим рисунком изолиний. Характерная арелау закономерная радиально-концентрическая организация магмопроявлений, а также высокотемпературных щелочных метасоматитов-фенитов, как и сам факт приуроченности его к зоне Якокутского минимума, побуждают к предположениям о наличии на некоторой глубине крупного (площадью до 700–800 км²) плутона. В соответствии с расчетами [1], это может быть внутрикоровый “палеоочаг I порядка”.

Радиально-концентрическое строение ЦАРМС, при отсутствии признаков соответствующего ей по масштабам куполообразования, побуждает нас связывать ее становление с импульсным геодинамическим эффектом*. В соответствии с расчетами с применением эмпирических формул [30], положение ги-

поцентра оценивается глубиной 50–60 км, что соответствует уровню залегания подкорового магматического палеоочага, по [1]. Однако, учитывая состав мезозойских магматитов и данные МТЗ, можно предположить существование нескольких импульсных палеогипоцентров на глубинах, превышающих 50–60 км [27].

Обычно калиевые основные и ультраосновные магмы считаются продуктами плавления метасоматизированных и обогащенных некогерентными элементами мантийных субстратов. Для понимания природы калиевых магм и природы эндогенного оруденения ЦАРМС интерес представляют данные о некоторых изотопных характеристиках мантийного субстрата, за счет плавления которого они образовались. Обращает на себя внимание сходство изотопных Sm-Nd характеристик мантийных источников мезозойских изверженных пород ЦАРП [29, 38] и раннепротерозойских (U-Pb возраст – 2006 млн лет) ортометаморфитов базальт-андезит-дацит-риолитового ряда федоровской серии центральной части Алданского щита [5]. Модельные возраста (Nd) тех и других пород составляют 2.2–2.4 млрд лет. Им характерны так же сходные значения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Эти данные указывают на единство исходного мантийного субстрата для магм столь различного возраста и состава. Ярко выраженная обогащенность продуктов мезозойского магматизма, по сравнению с раннепротерозойскими, калием делает обоснованным вывод о глубокомантийной его природе и формировании калиевых магм под воздействием на раннепротерозойский литосферный субстрат подлитосферного источника.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Промышленно значимое эндогенное оруденение ЦАРП рассматривается нами в составе пяти рудных формаций: золото-сульфидной, двух типов золото-порфировой, золото-молибденит-браннерит-гумбеитовой и золото-аргиллизит-калишпат-кварцевой.

Золото-сульфидная формация (ЗСФ) включает мелкие и средние месторождения и многочисленные рудопроявления залежной и жильной морфологии, локализованные главным образом в толще карбонатных пород юдомской свиты платформенного чехла,

*По справедливому замечанию [29], структура центрального типа (каковой является ЦАРМС) может быть обусловлена только очаговым, т.е. импульсивным источником энергии типа землетрясения, т.к. только такие источники могут генерировать поле напряжений, обладающее пространственно-временной однородностью и симметрией, свойственной данным структурам.

примерно в 150-метровом интервале от поверхности фундамента и приуроченные к горизонтам, обогащенным прослоями, линзами и желваками осадочных кремней.

В наиболее полном и типичном виде ЗСФ проявлена в пределах Лебединского узла. Здесь присутствуют образования всех четырех этапов магматической деятельности (табл. 1, рис. 4). Оруденение наложено на скарны, развитые в окружении интрузий сиенитов 3-го этапа, а также на магмопроявления 4-го этапа. Вместе с тем, в северо-западной оконечности жилы Горького (месторождение Лебединское) в эксплозивных брекчиях щелочных базальтоидов наряду с ксенолитами минетт нами были обнаружены обломки сульфидных руд, что указывает на сопряженность многостадийного рудного процесса с раннемеловым магматизмом.

Наиболее распространенные на Лебединском месторождении минеральные типы руд сменяют друг друга по латерали в субмеридиональном направлении в полосе небольших залежей и жил общей шириной 1.5–2 км при длине около 6–6.5 км. В пределах “полосы” линейные рудные залежи и большая часть жил ориентированы в северо-восточном направлении (рис. 4). Латеральная упорядоченность размещения минеральных типов руд рассматривается [36] как зональность, проявленная относительно интрузий субщелочных сиенитов Лебединского узла. В непосредственной близости к наиболее крупной интрузии сиенитов (г. Лебединый) абсолютно преобладают апоскарновые сульфидные (пирит, халькопирит, пирротин) руды. На некотором отдалении от нее (в зоне Б, по [36]) преобладают тремолит-сульфидные руды, среди которых в ряде залежей (например, Ореховая), относительно широко развиты также кварц-тремолит-сульфидные и кварц-сульфидные разновидности. Далее к северу (в зоне В) (залежь Магистральная и другие) среди сульфидов в рудах появляются галенит и сфалерит, содержание которых в мелких телах достигает 10–15 % и более (до 50–70 %). Севернее, на Ороченском увале, в наиболее крупной залежи месторождения, Черной, преобладающими являются сульфидно-карбонатные руды при достаточно широком развитии кварцево-сульфидных. Эти руды генетически тесно сопряжены, что иллюстрируется, в частности, наличием полосчатых рудных образований, в которых обе разновидности перемежаются. Сульфиды в них представлены почти исключительно пиритом. Залежь Черная окружена мелкими залежами и жильными телами кварц-гематитовых руд с переменными содержаниями кварца и гематита. Руды этого типа часто пространственно совмещены в еди-

ных телах с сульфидно-карбонатными и кварцево-сульфидными, образуя в них гнездовые, линзовидные и жильные обособления. В северной оконечности месторождения развиты мелкие тела практически безрудных кварцевых джаспероидов.

Формирование ЗСФ происходило в несколько стадий. Последовательность образования ассоциаций, однако, не совпадает с приведенной выше зональностью. По данным [31], подтвержденным последующими исследованиями, в том числе и [36], наиболее ранней рудной ассоциацией является сульфидно-карбонатная, включающая подчиненный по объему, генетически сопряженный с ней сульфидно-кварцевый парагенезис. Относительно более поздней является тесно ассоциирующая с ней пространственно и структурно кварц-гематитовая ассоциация. Эти ассоциации являются наиболее удаленными от интрузий сиенитоидов. Несмотря на это, сульфидно-карбонатная ассоциация формировалась в высокотемпературных условиях, сравнимых с условиями отложения рудных ассоциаций в телах, приближенных к интрузиям (зона Б). По данным [36], образование этого типа руд происходило при $T = 643\text{--}573^\circ\text{C}$ ($370\text{--}300^\circ\text{C}$). Кварц-гематитовый парагенезис образовался при $T = 240\text{--}160^\circ\text{C}$. Руды с тремолитовым и тальковым парагенезисами (зона Б) отлагались соответственно при температуре около 623°C (350°C) – первые, $553\text{--}403^\circ\text{C}$ ($280\text{--}130^\circ\text{C}$) – вторые. Таким образом, формирование более поздней тремолит-сульфидной ассоциации, пространственно приближенной к интрузиям сиенитов, ознаменовано новым существенным повышением температурного режима, наступившим после отложения относительно низкотемпературных кварц-гематитовых руд. В этой связи логично рассматривать сульфидно-карбонатные (вместе с генетически совмещенными с ними кварцево-сульфидными) и кварцево-гематитовые руды как элементы единого, последовательного ряда рудных парагенезисов, обладающего определенной внутренней структурой (структурные и пространственные соотношения, зональность...) и направленностью развития рудного процесса, в частности – сменой сернистого режима кислородным в границах единого, в определенной мере автономного, рудного этапа. Рудные образования, развитые в южной части Лебединского месторождения (зоны А и Б и, частично, зона В), представленные тремолит-сульфидным и более поздним кварцево-полисульфидным минеральными типами, образуют другой ряд ассоциаций. Этот ряд также обладает внутренней структурой (например, вещественной и температурной зональностью относительно интрузий сиенитоидов Лебединского

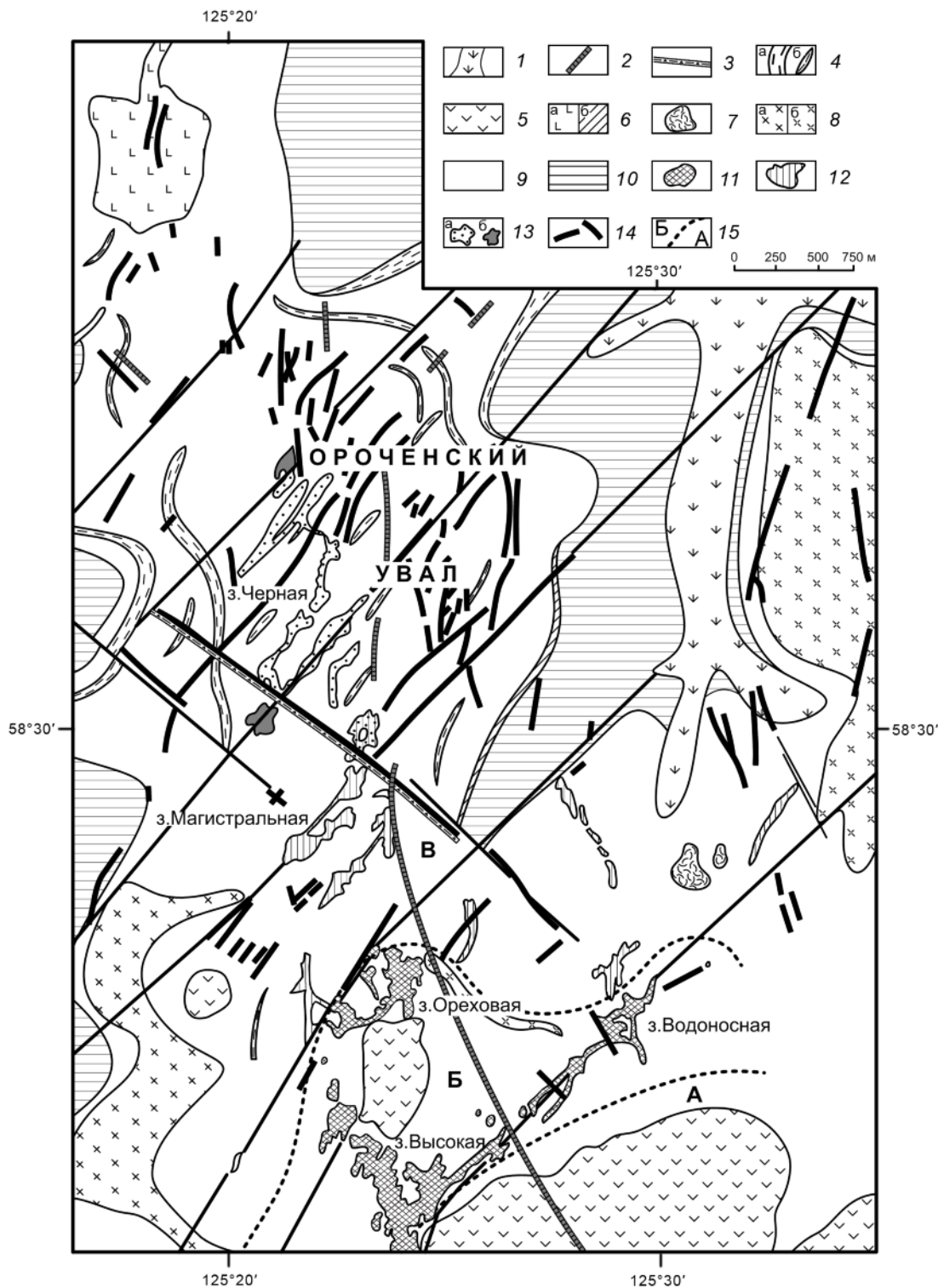


Рис. 4. Схема геологического строения Лебединского месторождения.

1 – современный аллювий; 2–3 – раннемеловые дайки: сиенит-порфиров и ортофиоров (2), эруптивных брекчий ортоклазовых базальтоидов (3); 4 – нерасчлененные раннемеловые и позднеюрские силлы (а) и дайки (б) минетт и бостонитов; 5 – раннемеловые штоки и лакколлиты субщелочных сиенитов; 6 – позднеюрские лакколлиты (а) и силлы (б) щелочноземельных сиенит-порфиров; 7 – некк псевдолейцититов и псевдолейцититовых фонолитов; 8 – силлы раннеюрских гранит-порфиров (а) и сиенит-порфиров (б); 9 – венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 10 – раннекембрийский кристаллический фундамент; 11–14 – золоторудные залежи и жилы: 11–12 – золото-тремолит-полисульфидной субформации: тремолит-сульфидные (11), кварц-полисульфидные и кварц-полиметаллические (12) руды; 13 – золото-сульфидно-карбонатной субформации: сульфидно-карбонатные (13а) и кварц-гематитовые (13б) руды; 14 – жильные тела преимущественно кварц-сульфидных и кварц-гематитовых руд; 15 – границы зон А, Б, В, по А.Н. Угрюмову и др. (1979).

узла) и направленностью эволюции рудного процесса, проявившейся в росте минерального многообразия и в появлении наиболее низкотемпературного полиметаллически-сульфидного минерального парагенезиса на поздних стадиях единого рудогенного этапа. Автономность отмеченных выше двух ассоциаций (рядов) минеральных парагенезисов выражается также в тесной пространственной и структурной связи первой – с дайками и силами минет, второй – с интрузиями субщелочных сиенитов.

Золото-порфиновые формации. В ЦАРР с 80-х годов известно порфировое месторождение золота Рябиновское, связанное с магмопроявлениями лейцитит-щелочносиенитовой формации. К порфировому типу нами относится также оруденение Юхтинского рудного узла, связанного с магмопроявлениями монцонит-сиенитовой формации и пространственно совмещенного с одноименным массивом изверженных пород. Юхтинский массив – это многофазный лополит, локализованный в платформенном чехле, сложенный преимущественно кварцсодержащими и кварцевыми щелочнополевошпатовыми и субщелочными сиенитоидами. В пределах узла выявлено два месторождения и несколько рудопроявлений.

Наибольший интерес представляет месторождение *Самолазовское*. Месторождение в плане имеет форму неправильного овала размером 605(800)×250(300) м, удлиненного в северо-западном направлении и представленного двумя рудными залежами (?). Руды и вмещающие породы залежей (?) (в основном скарны и, менее, сиенитоиды) подвергнуты интенсивным гипергенным процессам и встречаются в виде обломочной формы фрагментов в золотоносной супесчано-мелкообломочной массе. Распространенными являются представления о том, что Самолазовское месторождение сформировано, главным образом, в результате гипергенных процессов и представляет собой площадную кору выветривания. Считается [6], что произошло обогащение продуктов выветривания в 20 раз за счет разрушения минерализованных пород разного состава с рядовым содержанием металла, с образованием богатых золотом гипергенных руд. Такой модели рудообразования противоречат данные разведки. По этим данным, высокие содержания металла (до 50 г/т) отмечаются в неподвергнутых гипергенезу рудах на значительных по мощности интервалах. Некоторые подсчетные блоки целиком расположены в недезинтегрированных рудах. Противоречат также данные о характере распределения золота в рудных телах и о структуре рудных залежей. По данным эксплуатационной разведки (ОАО “Селигдар”), Восточная залежь состоит из серии (пакета) небольших крутопадающих, линейно вытянутых

и гнездообразных рудных тел мощностью 15–25 м, реже 50 м, протяженностью до 100 м. Распределение золота в телах крайне неравномерное. На одних и тех же гипсометрических уровнях рядом с сечениями с содержанием в несколько десятков г/т расположены скважины с содержанием в доли г/т. Характер распределения золота в дезинтегрированных и недезинтегрированных рудах, структура рудных “залежей” и состав гипергенных руд позволяют заключить, что, несмотря на высокую степень окисленности и дезинтеграции, рудные тела Самолазовского месторождения сохранили в основных чертах их первичные структурные особенности. Гипергенные процессы не привели к массовому переотложению рудного вещества и самого металла и к существенному обогащению золотом продуктов выветривания. Первичные руды месторождения представлены преимущественно сульфидно-калишпат-кварцевыми метасоматитами, развитыми в основном по скарнам, менее по сиенитам. Минеральный состав руд достаточно разнообразен [19]. Важно отметить присутствие в рудах (от 30 до 300 г/т) урана в виде гидроксида [19].

В относительно менее измененном гипергенными процессами виде оруденение представлено в небольшом месторождении *Гарбузовском*. Здесь сульфидно-калишпат-кварцевые метасоматиты проявлены в виде прожилково-вкрапленной минерализации в сиенитах и скарнах и образуют линейный штокверк размером 800×120(250) м, локализованный на восточной окраине массива. В штокверке метасоматитов выявлена серия (пакет) сближенных крутозалегающих тел, в совокупности образующих небольшое месторождение со средним содержанием золота в подсчетных блоках 2.73–5.47 г/т. Золото распределено крайне неравномерно – от следов до 124 г/т. Рудные тела вдоль зон трещиноватости подвергнуты процессам окисления и, в некоторых участках, дезинтеграции с образованием супесчано-обломочного элювия.

Золото-порфировое оруденение Юхтинского рудного узла, парагенетически тесно связанное с наиболее поздними магмопроявлениями монцонит-сиенитовой формации 3 этапа (табл. 1), имеет ранне-меловой возраст.

Золото-порфировая формация “лейцитит-щелочносиенитового типа” представлена месторождениями Рябиновского массива. Порфировая природа этих месторождений впервые была заявлена в [15, 35]. Рябиновский массив расположен в пределах ЗЭМА. В юго-западной части ареала выделяется локальная 2 порядка Рябиновская РМС, в центре которой и находится Рябиновский массив, состоящий из трех относительно самостоятельных интрузивных тел.

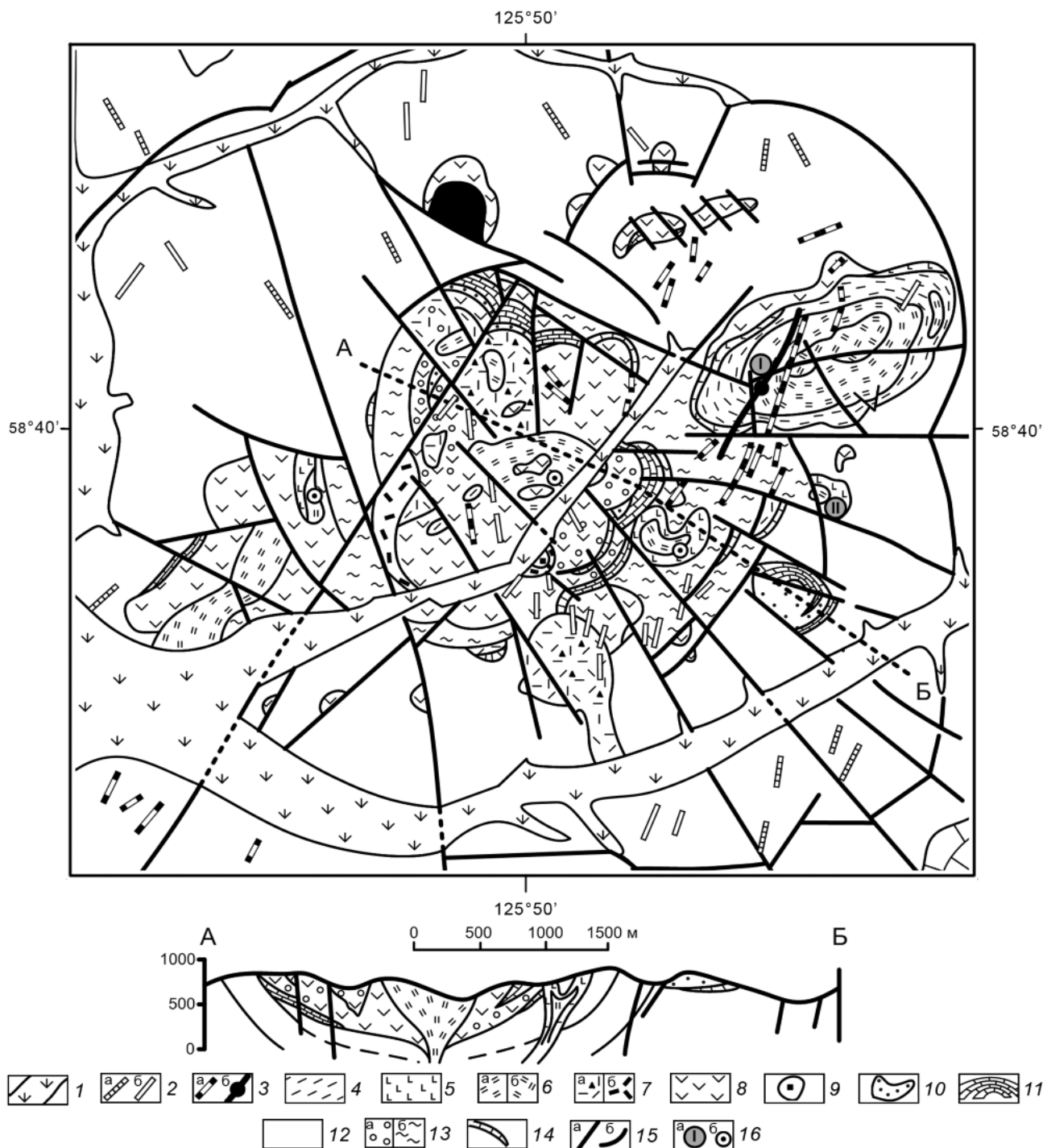


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Рябиновского массива.

1 – аллювиальные образования; 2 – дайки: сиенит-порфиров и ортофиров (а); сельсбергитов, грорудитов, тингуаитов (б); 3 – дайки лампрофиров (а), дайки и нежки калиевых пикробазальтоидов (б); 4–6 – интрузии: пуласкивов (4), фергуситов (5), мусковитизированных фельдшпатоидных (6а) и псевдолейцитовых (6б) сиенитов; 7 – щелочнополевошпатовые трахиты и их брекчии (а), сельсбергит-порфиры (б); 8 – эгириновые и эгирин-авгитовые сиениты; 9 – псевдолейцитовые фonoлиты; 10 – юрские песчаники и алевролиты; 11 – доломиты юдомской свиты венда; 12 – раннедокембрийские образования кристаллического фундамента; 13 – фениты по породам массива (а), по породам фундамента (б); 14 – скарны; 15 – разломы; 16 – месторождения (а) (I – Мусковитовое, II – Новое) и рудопроявления (б).

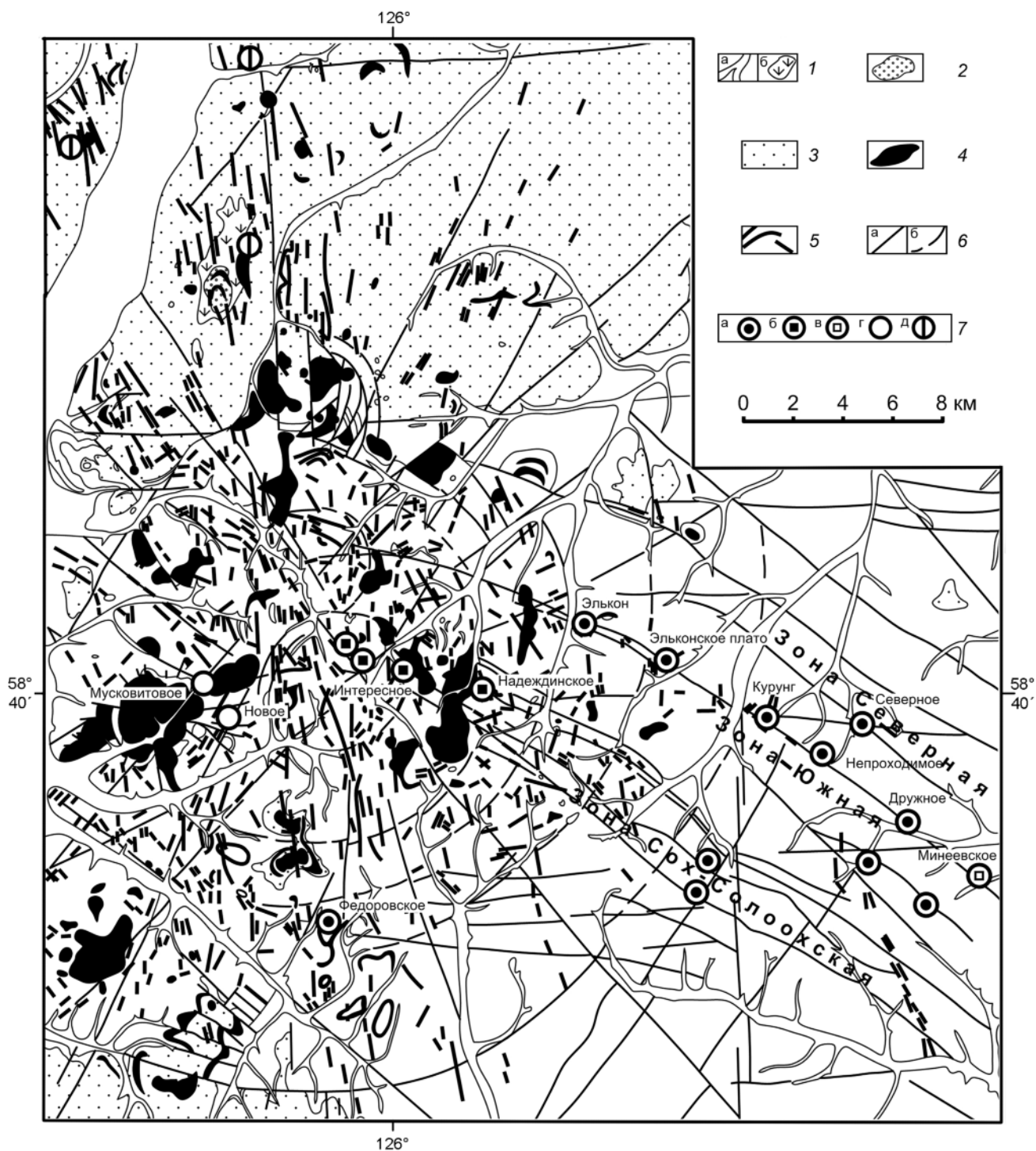


Рис. 6. Схема размещения мезозойских магмопроявлений и месторождений в пределах Эльконского рудного узла (включая центральную часть Западно-Эльконского магматического ареала).

1 – контуры днищ современных речных долин (а), неоген-четвертичные карстовые образования (б); 2 – отложения нижней юры; 3 – венд-нижнекембрийский осадочный чехол; 4 – интрузии субщелочных, щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, фергуситов, щелочных гранитов; 5 – дайки лампрофиров, субщелочных сиенит-порфиров, эгириновых сиенитов, грорудитов и других пород; 6 – разломы: линейные (а) и концентрические (б); 7 – месторождения: золото-браннеритовые (а), золото-уранинитовые (б), золото-браннерит-молибденитовые (в), золото-порфировые (рябиновский тип) (г), золота юго-восточной части Куранахского рудного узла (д).

живных тел (рис. 5). Центральное место среди них занимает собственно Рябиновский лополит. К северо-востоку от него расположен небольшой этмолит Мусковитый.

Центральный лополит формировался вблизи довендской поверхности фундамента, главным образом в осадочных толщах венда и юры. Примечательной особенностью структуры лополита является наличие соответствующей ему (заполненной им) мульдообразной депрессии, своего рода кальдеры оседания. “Кальдера” фиксируется по наличию по его периметру (в его основании) осадочных пород венда и юры, отсутствующих в непосредственном окружении массива, где на некотором удалении от его контактов на более высоких гипсометрических уровнях (на 100–300 м и выше) обнажается фундамент. Осадочные породы наклонены вовнутрь лополита под углами 25–30°. Важной структурной особенностью лополита и “кальдеры” является наличие радиальной системы разломов (особенно отчетливо выраженной в южном окружении массива), разделяющих раму на ряд секториальных блоков, смещенных относительно друг друга. Этмолит Мусковитый имеет зональное строение с наклоном контактов под углом 30–45°.

Важным является вопрос о месте продуктов щелочного, преимущественно калиевого, метасоматоза, объединяемых общим термином “фениты”. Наиболее распространенными являются калишпатовые и эгирин-альбит-калишпатовые фениты, образующие широкий (более чем километровый) ареал вокруг Рябиновского лополита, а также в значительной мере замещающие породы самого лополита (рис. 5). Отчетливо выявляется более ранний возраст этих фенитов по отношению к фергуситам, псевдолецитовым и нефелениновым сиенитам позднеюрского–раннемелового этапа. В пределах массива и его рамы достаточно широко развиты жильные фениты (эгирин-микроклиновые, микроклиновые, эгирин-микроклин-кварцевые, эгириновые, реже эгирин-альбитовые и альбитовые), наложенные почти на все изверженные породы. Их проявление сопряжено во времени, очевидно, с дайками сельвсбергитов и грорудитов.

Изотопные датировки возраста изверженных пород Рябиновского массива [7, 15, 35] противоречивы. По данным [7], Рябиновский массив формировался в узком интервале времени – 10 млн лет. Эти выводы сделаны на основе Rb-Sr определений возраста 4-х породных видов, относящихся к одному позднеюрскому–раннемеловому этапу магматической деятельности.

Промышленное оруденение локализовано в этмолите Мусковитовом и в небольшом многофазном штоке Новом. Первый вмещает 5 золоторудных тел, пространственно тяготеющих к мелкому штоку ортоклазовых пегматитов. Рудное тело, локализованное в штоке Новом, приурочено к небольшой трубообразной интрузии эпилейцитовых порфиринов и прослежено вместе с ней скважинами на глубину 419 м. Руды Рябиновского массива – это подвергнутые гидротермально-метасоматическому воздействию (проявившемуся в микроклинизации и серицитизации, в сопровождении прожилково-вкрапленной и гнездовой сульфидизации), мусковитизированные сиениты, ортоклазовые пегматиты и эпилейцитовые порфиры. Минеральный состав руд приведен в работах [3, 17]. Гидротермальные рудоносные образования Рябиновского массива формировались в интервале температур 450–100° С [3, 17, 35], при этом продуктивная минеральная ассоциация отлагалась при температуре 120–220° С [3].

Золото-молибденит-браннерит-гумбеитовая формация проявлена в пределах Эльконского горста. Оруденение приурочено в основном к омоложенным в мезозое раннепротерозойским разломам северо-западного (290–330°) простирания (рис. 6). Разломы маркированы раннепротерозойскими метадiorитами и метагаббродiorитами, а также бластомилонитами и бластокатаклазитами амфиболитовой фации и часто сопровождаются мезозойскими дайками, главным образом минетт и вогезитов [8, 9, 20 и др.]. Главные зоны (Южная, Сох-Солоохская), протяженностью около 30 км, состоят из нескольких минерализованных швов. Продуктивная рудная минерализация связана с выполняющими зоны пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами – гумбеитами – и нередко развивается вместе с ними по дайкам лампрофиринов и сиенит-порфиринов, будучи, в свою очередь, прорванными раннемеловыми дайками сельвсбергитов и других щелочных пород [8, 20, 28]. Зоны гумбеитизации повсеместно золотоносны. Основным носителем золота является пирит [3, 4]. Урановая минерализация проявлена в брекчиях и микробрекчиях, приуроченных к центральным и промежуточным зонам гумбеитов. Обломками брекчий служат в основном золотоносные пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты. В цементе развит браннерит и продукты его замещения, присутствуют тонкозернистый карбонат (доломит, анкерит), в небольшом количестве – сульфидные минералы [3, 28]. Почти на всех месторождениях зоны Южной, особенно на юго-восточном ее фланге (месторождение Дружное), на верхних горизонтах и в краевых частях рудоносных структур широко развита ассоциация микрозернист-

того рисовидного кварца, неравномерно “загрязненная тонкодисперсным пелитовым веществом” [28, с. 333]. Эта ассоциация с полным основанием может рассматриваться как проявление гидротермального кварцевого и аргиллизит-кварцевого метасоматоза, так масштабно выраженного на Куранахском рудном поле.

На востоке Эльконского горста в ряде сближенных зон гумбеитов развито молибденовое оруденение. Наиболее интенсивно оно проявлено в юго-восточной части зоны Южной, где расположено молибденовое месторождение Минеевское. Молибденовая минерализация, ассоциирующая с обильно проявленным окварцеванием, как правило, телескопируется с урановой. Максимальная продуктивность ее устанавливается в интервале выклинивания балансовых урановых руд. Молибденит представлен тонко- и криптоточечными выделениями и иордизитом, которые в составе браннерит-молибденит-кварцевого парагенезиса находятся в тесной ассоциации с брукитом [28]. Брукит-молибденитовая ассоциация в кварцевых метасоматитах проявилась также на месторождении Дружное, где ее интенсивность с глубиной убывает [28].

На северо-западном участке зоны Южной, расположенном в пределах ЗЭМА, наблюдаются явления “преобразования” браннеритового оруденения, трактуемые, в одном случае, как контактовый метасоматоз, а в другом – как термический метаморфизм [28]. Контактный(?) метасоматоз, выражающийся в фенитизации, сопровождается значительным выносом урана и переотложением титана. “Термический метаморфизм браннерита” проявляется в образовании минерального агрегата из браннерита, уранинита и оксидов титана или только из уранинита и анатаза, при этом следов метаморфизма во вмещающих породах, равно как и явлений переотложения урана и титана, не наблюдается [28, с. 336]. Внутри ЗЭМА, почти в эпицентре ЦАРМС, выявлено золото-уранинитовое оруденение зон Надеждинская и Интересная, локализованное вблизи щелочной интрузии, сопровождаемой ореолом фенитизации. “Зоны представлены узкими кулисообразными телами, сложенными мелкозернистым агрегатом калишпата, биотита, эгирин-авгита, щелочного амфибола и магнетита”, рассеченными золотоносными пирит-карбонатными прожилками и более поздними “тектоническими швами”, выполненными уранинитом “в тонком срастании с биотитом, калишпатом, сфеном и пиритом” [3, с. 360]. Руды характеризуются более богатыми содержаниями урана, чем обычные золото-браннеритовые руды, а пространственное совмещение в них золота и урана проявляется столь же четко [3].

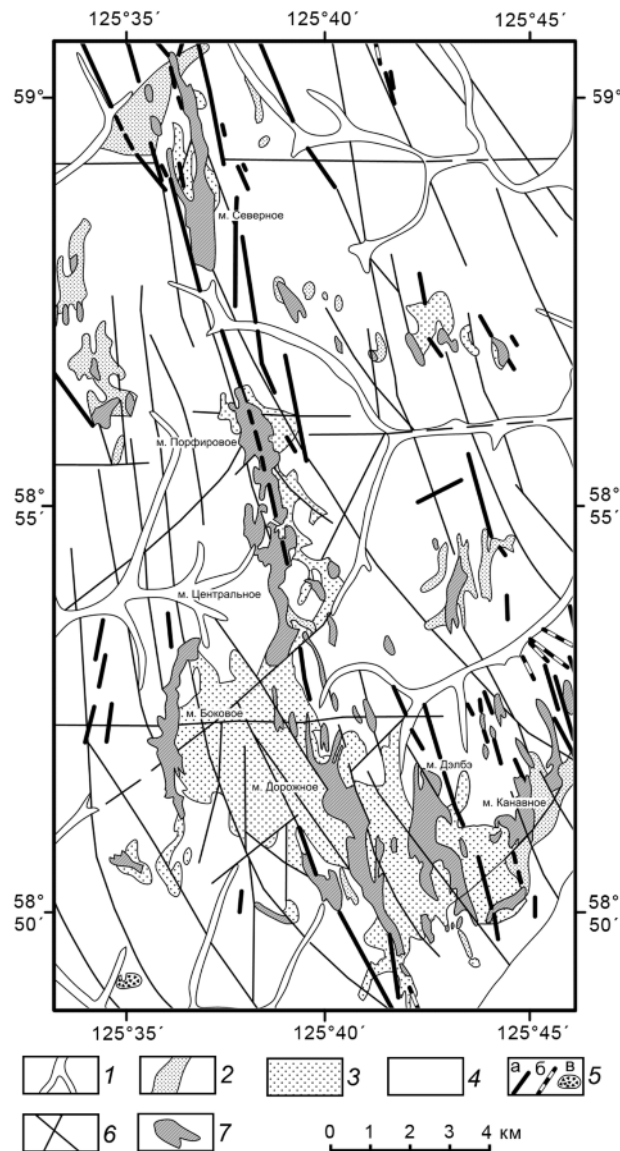


Рис. 7. Схема геологического строения Куранахского рудного поля

1 – контуры днищ речных долин; 2 – неоген-четвертичные карстовые отложения; 3 – терригенные отложения юхтинской свиты нижней юры; 4 – карбонатные породы венд-нижнекембрийского платформенного чехла; 5 – ранне меловые дайки минетт (а), вогезитов и сиенит-порфиоров (б), диатремы щелочных трахитов (в); 6 – разломы; 7 – рудные тела.

Рассматриваемое оруденение, как и золото-браннеритовое, пересекается дайками сельвсбергитов и грорудитов. Как следует из приведенной характеристики, золото-уранинитовое оруденение, несмотря на размещение в ореоле фенитов, не содержит никаких следов его образования за счет метасоматического воздействия на золото-браннеритовое оруденение:

отсутствуют явления выноса и перераспределения элементов, нет следов метасоматического замещения или метаморфизма, наблюдается свойственное золото-браннеритовому оруденению совмещение золота и урана. В минеральном составе выполняющих зону образований здесь также главенствуют калишпатовые метасоматиты. Приведенные данные логично истолковывать как свидетельство формирования золото-уранинитового оруденения из высокотемпературных растворов, что обусловлено, по-видимому, относительной близостью их источника. Это оруденение, очевидно, может рассматриваться вместе с золото-браннеритовым в качестве продукта единого зонально проявленного гидротермального процесса. На это указывают также: локализация его в тех же рудоносных структурах – в зоне Южной и в зоне Сах-Солоохской; их единый возраст и родственная геохимическая специализация, выразившаяся, в частности, в проявлении калиевого метасоматоза, золотоносности и титанистости слагающих их гидротермально-метасоматических образований. U-Pb возраст браннерита в эльконских рудах – 135–130 млн лет. Температурный интервал образования руд – 300–115° С, а браннерита – 230–200° С [28].

Золото-аргиллизит-калишпат-кварцевая формация проявилась в основном в пределах Куранахской впадины и, частично, в соседних блоках вблизи ее границ (рис. 3, 7). Месторождения приурочены к стратиграфическому контакту венд-нижнекембрийских карбонатных и нижнеюрских терригенных отложений. Карбонатная толща представлена наиболее полным в ЦАРР стратиграфическим объемом и достигает мощности 600 м. Отложения нижней юры сохранились фрагментарно в центральной части впадины в виде маломощной (менее 100 м) пачки. Мезозойский магматизм проявился в форме протяженных даек щелочных лампрофиров, а также небольших диатрем преимущественно щелочнопикробазальтоидного состава. Породы диатрем содержат ксенолиты субщелочных сиенитоидов, юрских песчаников, алевролитов и аргиллитов с остатками флоры. Возраст даек и диатрем-раннемеловой (табл. 1). Рудные метасоматиты накладываются на дайки лампрофиров, а карбонат-калишпатовый метасоматоз проявился также внутри диатрем щелочных базальтоидов.

Месторождения сложены золотоносными песчано-глинисто-обломочными образованиями, выполняющими лентообразные в плане карстовые полосы, которые группируются вдоль субмеридиональных рудо- и магмоконтролирующих структур. Их формирование связано с дезинтеграцией и частичным переотложением первичных руд – в основном золотоносных пиритсодержащих кварцевых, адуляр-

кварцевых и кварцево-аргиллизитовых метасоматитов, сохранившихся на некоторых месторождениях (Порфиоровое) в ненарушенном залегании, в виде пластообразных залежей (рис. 8). Судя по линейной морфологии рудных карстов, залежи имели в основном лентообразную форму длиной от нескольких сотен метров до нескольких километров, шириной в первые сотни метров и мощностью от 2 до 10 м и более. По данным А.А. Ким [16], среди первичных руд весьма широко развиты глинистые метасоматиты (глинистые аргиллизиты), что побудило ее первичные куранахские руды отнести к аргиллизитовой формации.

Пирит-адуляр-кварцевые и другие рудные метасоматиты развивались в основном по золотоносным пирит-калишпатовым метасоматитам, также слагающим залежи на контакте карбонатной и терригенной толщ. Эти породы, содержащие до 10–16 % K_2O , образовались в основном по терригенным породам юры. Значительным распространением пользуются также пирит-калишпат-карбонатные метасоматиты (гумбеиты), замещающие карбонатные породы. Гумбеиты широко развиты по всему разрезу карбонатной толщи, где слагают пласты мощностью до нескольких метров или даже до первых десятков метров. Содержание K_2O в этих породах достигает 5–6 %.

Золотоносность пирит-калишпатовых метасоматитов измеряется содержанием металла от долей до 2.3–2.9 г/т и более. Пирит-адуляр-кварцевые метасоматиты давно считаются главным золотоносным парагенезисом [11 и др.]. Преобладающие, по данным А.А. Ким, глинистые метасоматиты в основной массе преобразованы гипергенными процессами. Концентрации золота в пирит-адуляр-кварцевых метасоматитах, по данным большого числа (многие десятки) штурфных проб, колеблются от 2–3 г/т до 40 г/т. Содержание металла в “карстовых рудах” весьма значительно уступает их концентрации в первичных рудах: среднее по 11 месторождениям Куранахского рудного поля – 1.94 г/т.

Важно отметить, что на юге рудного поля на некоторых месторождениях (например, на м. Дэлбэ) кварцевые метасоматиты пользуются ограниченным распространением. На большинстве месторождений Нижнеякокитского рудного поля (правобережье р. Якокит) они практически отсутствуют, и промышленное оруденение здесь связано с пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами со средними содержаниями золота 1.4–2.8 г/т. В неокисленных брекчиевых пирит-адуляр-кварцевых метасоматитах на ряде месторождений Южной группы была обнаружена урановая минерализация в виде гидратированного уранинита [3].

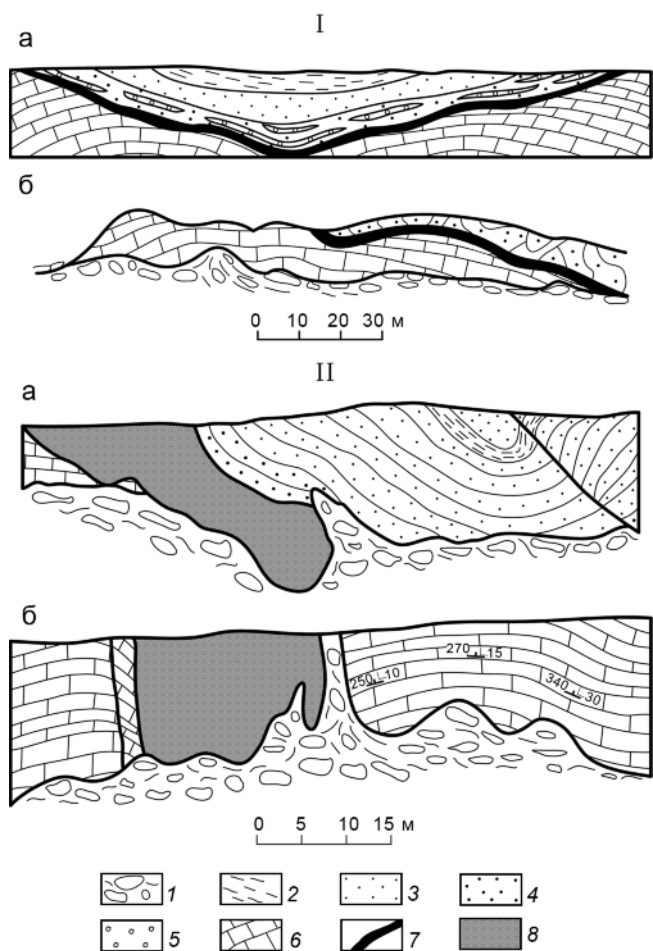


Рис. 8. Складчатость и положение рудного горизонта (залежи) на месторождениях Порфиоровом (I); Порфиоровом и Дэлбэ (II).

I. Карьер 1: а – северная стенка, верхняя ступень, б – восточная стенка, нижняя ступень. Зарисовки Е.П. Максимова (1973).

II. Фрагменты западной стенки карьера №1 на месторождении Порфиоровом (а) и северной стенки карьера на месторождении Дэлбэ. Зарисовки В.И. Уютова (1973).

1 – делювиальные образования; 2–5 – терригенные породы юхтинской свиты нижней юры: алевролиты (2), мелкозернистые песчаники (3), грубозернистые песчаники (4), конгломераты (5); 6 – карбонатные породы венд-нижнекембрийского платформенного чехла; 7 – рудный горизонт; 8 – нерасчлененные золотоносные калишпатовые и аргиллит-кварцевые метасоматиты дезинтегрированные.

Авторами в разные годы были детально обследованы карьеры по добыче металла на всех эксплуатируемых месторождениях Куранахского рудного поля. На месторождении Порфиоровом наблюдалось ненарушенное карстом залегание карбонатных пород платформенного чехла и юрских терригенных отло-

жений, а также метасоматических образований, развитых на их контакте. Эти образования в совокупности слагают рудный горизонт (залежь), так как представлены золотоносными пиритсодержащими калишпатовыми и адуляр-кварцевыми метасоматитами и глинистыми аргиллизитами. Рудный горизонт залегает согласно с базальными слоями юры, повторяя все его изгибы (рис. 8). Породы рудного горизонта на всех наблюдаемых участках в той или иной степени дезинтегрированы, при этом, однако, в полной мере сохраняют свой исходный состав и структуру. Обращает на себя внимание отсутствие или крайне редкое присутствие образований, которые с какой-либо вероятностью могли бы интерпретироваться как продукты доюрской (?) коры выветривания. Горизонт желтых, бурых и желто-серых глин, фиксируемых в карстовых депрессиях и интерпретируемых [6, 11] как доюрская кора выветривания, вряд ли является таковым уже потому, что в образованиях этого горизонта не было выявлено никаких растительных остатков, что совершенно уравнивает их по условиям формирования с другими немymi продуктами выветривания, образовавшимися в обстановке подземного карста. Сохранение доюрской коры выветривания, или формирование ее в ранней юре, в сколько-нибудь значительных объемах маловероятно также по причине высокой тектонической активности в предъюхтинское и в раннеюхтинское время всего АСГ и, особенно, ЦАРР, что проявилось в достаточно высокой расчлененности рельефа (развитие грубообломочных фаций), в магматической активности и в складчатых деформациях. Складчатость проявилась не менее чем в два этапа (рис. 8). Первый этап предшествовал отложению основных объемов юхтинских осадков, второй происходил после литификации терригенных толщ, по-видимому, в поздней юре–раннем мелу. Природа горизонта немых глин, развитых в рудном карсте и рассматриваемых в качестве продуктов доюрской коры выветривания, наиболее объяснима на основе данных о широком развитии в составе первичных руд глинистых метасоматитов – аргиллизитов [16, 18], которые только и могли быть поставщиком материала при их формировании. Минеральный состав аргиллизитов и горизонта аналогичен. На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что создание современного облика Куранахских месторождений происходило в два разобщенных этапа в результате автономных, генетически совершенно независимых процессов. Рудные объекты как носители крупных объемов золота были сформированы в раннем мелу в результате калиевого и кремнекалиевого метасоматоза. Созданные при этом залежи золоторудных метасоматитов позднее, в неогеновое и

четвертичное время, были дезинтегрированы и преобразованы в условиях подземного карста с образованием элювиальных золоторудных залежей коры выветривания.

Возможная рудоносность платформенного чехла ниже этого уровня прощупывалась в 1956–1957 гг., когда в Куранахской впадине была пройдена 31 скважина, в том числе 13 на глубину более 100 м, из них 4 достигли кристаллического фундамента. Скважины были пробурены без какого-либо учета строения и условий залегания рудоносных зон. Несмотря на это, в ряде скважин на разных глубинах были зафиксированы значительной мощности рудные интервалы.

Большой интерес представляют проявления в Куранахском рудном поле урановой минерализации. Сотрудниками Московского геолого-разведочного института (МГРИ) в 60-х годах и Приленской экспедиции в 70–80 гг. XX века в пределах рудного поля выявили большое количество радиоактивных аномалий урановой природы. Причем, наибольшее число аномалий вообще и с высокой интенсивностью излучения (до 700 мкр/час) приходится исключительно на южные залежи. На этих залежах (Боковая, Дэлбэ и другие) сотрудниками МГРИ (Г.Н. Пилипенко и др.) в метасоматитах был выявлен уран. Приленской экспедицией в 80-х годах здесь, по буровому профилю, на расстоянии 5.3 км 8-ю скважинами в нижней части платформенного чехла, в 120–240 м выше фундамента, была подсечена урановорудная залежь (?) “Колибри”*. В скважинах на этом уровне, а также ниже и выше по разрезу были установлены десятки интервалов мощностью от 0.1 до 4.0 м со средним содержанием U 0.01 % при максимуме 0.059 %. Урановая минерализация представлена ураноносными битумами и настураном, а также ураноносным лейкоксеном.

Температурный интервал образования куранахских руд – 250–100° С [16, 18]. В рудах отмечается резкое преобладание тяжелого изотопа серы, что являлось, возможно, результатом заимствования ее в битуминозной среде карбонатного чехла или связано с участием в формировании месторождений метеорных вод.

*Рудопоявление урана “Колибри” осталось неоцененным как в отношении параметров, так и в отношении главных характеристик качества рудной минерализации. Отметим в этой связи крайне низкий выход керна (в среднем 45%).

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В размещении оруденения еще более отчетливо, чем в размещении магмопроявлений, проявлена центральная симметрия, выраженная прежде всего в его приуроченности к трем расходящимся от эпицентра ЦАРМС радиальным системам рудоконтролирующих разломов (рис. 3). В этих структурах, совпадающих, по данным МТЗ в том числе, с электропроводными зонами, расположены Эльконский, Куранахский и Лебединский рудные узлы, в пределах которых локализованы практически все известные крупные рудные объекты. Четко выраженное симметрическое положение рудоносных зон относительно эпицентра ЦАРМС свидетельствует об их явной связи с головным магмоводом, т.е. с импульсно-очаговой флюидно-магматической (магматогенной) колонной, обозначенной на эрозионном срезе ЗЭМА. Наиболее тесно с ней связано оруденение золото-молибденит-браннерит-гумбеитовой формации, сконцентрированное, главным образом, в радиальных разломах – Южном и Сох-Солоохском. Оруденение в зоне Южной прослеживается почти на 30 км и выходит достаточно далеко (на 12–15 км) за пределы ЗЭМА, что, учитывая также его масштабы, может расцениваться как указание на связь с достаточно глубоким источником [37]. Важно отметить, что обогащенные золотом и ураном рудные столбы склоняются в плоскости зоны Южной на северо-запад [3], в сторону источника рудоносных флюидов. Смена на юго-восточных, наиболее удаленных от головного магмовода флангах эльконских рудоносных структур, в частности зоны Южной, золото-браннеритового оруденения в гумбеитах существенно молибденовым оруденением в кварцевых метасоматитах, а на противоположных северо-западных флангах, внутри магмовода – золото-уранинитовым, локализованным в высокотемпературных калишпатовых метасоматитах, логично рассматривать как проявление латеральной зональности. Важно отметить также соответствующую вертикальную зональность, проявленную, в частности, на месторождении Дружном [28]. Характеризуемое оруденение является одним из наиболее крупных структурно-рудно-вещественных атрибутов ЦАРМС и может рассматриваться в качестве элемента Эльконской рудообразующей системы (ЭРС) 1 порядка.

Несомненную связь с головной частью ЦАРМС проявляет и оруденение золото-аргиллизит-калишпат-кварцевой формации, хотя оно значительно удалено от него. Значимые объекты этого оруденения появляются в 20–25 км от эпицентра ЦАРМС, т.е.

примерно на таком удалении, на каком золото-бранириновое оруденение ЭРС в зоне Южной сменяется существенно молибденитовым. Размещение золотоносных кварцевых метасоматитов Куранаха и кварцевых метасоматитов ЭРС на почти равном удалении от головного магмовода также может рассматриваться как проявление определенного рода зональности. В этом свете вполне закономерно появление значимой урановой минерализации именно в южной части Куранахского рудного поля, относительно приближенного к головному магмоводу, как это наблюдается и в ЭРС. Изложенное дает основание для заключения о возможном продолжении Куранахских рудных зон на юго-восток в сторону эпицентра ЦАРМС и смене в этом направлении золотого оруденения золото-урановым, локализованным на некоторой глубине в калишпатовых метасоматитах.

Масштабность куранахского оруденения, очевидные признаки зональности относительно головного магмовода, указывающие на его связь с последним, позволяют рассматривать его и контролирующую его структуры, подобно ЭРС, в качестве элементов Куранахской рудообразующей системы I порядка (КРС).

К самостоятельной крупной рудной системе относится и оруденение Лебединского рудного узла, представленное на эрозионном срезе золото-сульфидной формацией. Названный рудный узел располагается в пределах Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов радиально относительно головного магмовода, в интервале 20–40 км от эпицентра, т.е. примерно на таком же удалении от него, на каком расположена КРС, при почти равной с ней протяженности. Эти факторы, а также тесная пространственная и структурная связь пирит-карбонатного и кварц-гематитового оруденения Лебединского рудного поля с лампрофирами, существенное развитие в пределах узла типоморфных для КРС и ЭРС пирит-калишпатовых метасоматитов побуждают к рассмотрению этого оруденения в составе Томмотской рудообразующей системы I порядка (ТРС). На некоторых залежах Лебединского рудного узла, в частности в залежи “Школьная” Калтыконского месторождения, расположенного на северо-востоке его, в относительной приближенности к эпицентру ЦАРМС выявлены крупные радиоактивные аномалии урановой природы (данные ВИМС). Это, возможно, также является проявлением латеральной рудной зональности, аналогичной ЭРС и КРС.

В наиболее тесных соотношениях с интрузиями находится оруденение золото-порфириновых формаций

Рябиновского и Юхтинского массивов. Здесь иной характер связей и иной ранг конкретных рудных систем. Золото-порфириновая формация является элементом рудно-магматогенных систем высокого порядка. Предпосылки и прямые признаки наличия такого рода рудоносных систем имеются и в ряде других многофазных массивов (в Якокутском, Ылымахском, Томмотском). Их становление было связано с неглубоко залегающими (2.5–5.5 км) периферическими магматическими очагами, фиксируемыми в гравитационном поле локальными минимумами.

ИСТОЧНИКИ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ И МЕТАЛЛОВ

Металлоносная флюидная активность проявилась, главным образом, на регрессивном этапе существования Центрально-Алданского магматогена, в раннем мелу, на заключительных этапах деятельности разноуровневых флюидно-магматических резервуаров, созданных в поздней юре и на ее рубеже с ранним мелом. В связи с разноуровневым размещением магматических масс формировались, очевидно, и сопряженные с ними рудообразующие системы. Способность щелочных и субщелочных магм служить источниками металлоносных гидротерм для образования золоторудных месторождений вполне убедительно иллюстрируется оруденением золотопорфириновых формаций, парагенетически связанным с магмами различного уровня щелочности и кремнекислотности, дифференцирующими в периферических магматических очагах. В Рябиновской РМС оно связано с поздними дифференциатами ультракалийевых магм фергуситовой серии лейцитит-щелочносиенитовой формации. В Юхтинской РМС оно сопряжено с поздними производными серии щелочнополевошпатовых сиенитов монзонит-сиенитовой формации, насыщенных и перенасыщенных кремнеземом. Отметим также очевидный парагенезис золото-сульфидного оруденения с субщелочными натриево-калийевыми сиенитами монзонит-сиенитовой формации. Таким образом, в принципе рудообразующими являлись магмы почти всех формационных и серийных типов, за исключением щелочноземельных сиенитоидных магм, интрузии и вулканопоявления которых не обнаруживают ни пространственной, ни структурной, ни возрастной сопряженности с оруденением. Не причастны к рудообразованию и наиболее поздние (пострудные) щелочные сиенит-гранитные магмы.

В Рябиновской РМС, как и в аналогичных Ылымахской и Якокутской РМС, порфириновое оруденение локализовано, главным образом, в мусковитизи-

Таблица 2. Содержание Au и U в мезозойских изверженных породах ЦАРР.

Этапы	Формации	Серии	Породы	Места отбора проб	Золото		Уран	
					Кол. проб	Содержание, г/т	Кол. проб	Содержание, г/т
IV – ранний мел	Щелочн. сиенитов–щелочн. гранитов	Сельвсбергит-щелочно-гранитовая	Эгириновый гранит	э, ы	15	0.00288	33	4.58; 6.94 (э)
			Грорудит	э	9	0.00264	-	-
			Сельвсбергит	э	11	0.00261	25	3.24
		Щелочно-сиенитовая	Эгириновый сиенит-порфир	э	9	0.0033	32	2.7
	Тингуаит		э, я	17	0.0059	48	1.35; 2.34 (э)	
	Монцонит-сиенитовая	Щелочно-полевошп. лампрофиров	Вогезит	к, л, э	31	0.0063;	90	1.26; 3.54 (э)
			Сиенит-порфиры	э	28	0.017 (э) 0.0063	62	3.46
	Лейцитит-щелочно-сиенитовая	Щелочных лампрофиров	Бостонит	л	15	0.00692	58	12.3-14.1
			Минетта	к, л	23	0.0102; 0.0107	67	1.12
			Минетта	э	15	0.00635	48	2.5-3.16
Калиевых базальтоидов и пикробазальтоидов		Псевдолейцититы, мелалейцититы, ортоклаз-флогопитовые и др. базальтоиды и пикриты	тх, к	-	-	-	1.2-2.5 [21]	
III – поздняя юра–ранний мел	Монцонит-сиенитовая	Щелочно-земельных сиенитов	Сиенит	л	10	0.0043	33	1.38
			Граносиенит	т	7	0.0010	-	-
		Субщелочных сиенитов	Лейкосиенит	л, э	22	0.0095-0.0035	69	2.5; 3.15 (э)
			Мезократовый сиенит	т, л	20	0.00276-0.00282	60	-
		Меласиенит	т	11	0.00186	-	-	
	Фергусит-щелочно-сиенитовая	Щелочносиенитовая	Пуласкиты мусковитизированные	т	10	0.0345	-	-
			Пуласкиты	т	15	0.0034	44	1.52
			Лаурвикиты	т	13	0.0051	42	1.2
		Фергуситовая	Шонкиниты	т	11	0.0089	27	0.28
			Псевдолейцититовые сиенит-порфиры мусковитизированные	р	12	До 5.0 и более*	-	20-30 [7]
Псевдолейцититовые сиенит-порфиры			я	11	0.0040	40	1.58	
	Фергуситы	и	7	0.0050	25	0.18		

Таблица 2. (Продолжение).

Этапы	Формации	Серии	Породы	Места отбора проб	Золото		Уран	
					Кол. проб	Содержание, г/т	Кол. проб	Содержание, г/т
II – средняя – поздняя юра	Монцит-сиенитовая	Сиенит-порфировая	Роговообманковые сиенит-порфиры		12	0.005		2.24
	Лейцитит-щелочно-трахитовая	Щелочнотрахитовая	Лейкократовые щелочные трахиты	т	10	0.0034	37	1.12
			Щелочные мелатрахиты, ортоклазовые базальтоиды	т	12	0.00912	45	0.8
		Лейцититовая	Псевдо- и эпилейцитовые фонолиты Псевдолейцитовые ортоклаз-флогопитовые и ортоклазовые пикробальзатоиды и базальтоиды («лампроиты»)	я	9	0.0063	30	1.46
I – ранняя юра	Сиенит-трахириолитовая		Граносиенит-порфиры, трахириолиты	л	10	0.0055	30	1.74–2.2
			Кварцсодержащие сиенит-порфиры	т, р	10	0.0033	28	3.53
Примечание. *содержание в руде (данные разведки). Кларки: ** по А.П. Виноградову (Войткевич и др. 1990), ***по Ю.Г. Щербакову (1967) для золоторудных провинций.			граниты			0.0020***		3.5**
			гранодиориты			0.0024***		-
			сиениты			0.0044***		-
			габбро			0.0082***		0.5**
			диабазы			0.0049***		-
			гипербазиты			0.0110***		0.003*

Анализы выполнены: филиал ЦНИГРИ, аналитик В.Н. Никитин, 1973 (нейтронно-активационный на Au); Центральная химико-аналитическая лаборатория ЯТПГО, Якутск, 1973 (Перлово-люминесцентный на U).

Рудные узлы: к – Куранахский, л – Лебединский, э – Эльконский. Массивы: я – Якокутский, т – Томмотский, ы – Ыллымахский, и – Инаглинский, р – Рябиновый, тх – Тобук-Хатыстырское поле диатрем.

рованных псевдолейцитовых (Рябиновый, Якокут) и в нефелиновых (Ыллымах)* сиенитах и сиенит-порфирах. Оно, как отмечалось, тесно сопряжено с калиевым метасоматозом, выраженном в образовании наложенного на сиенитоиды и на другие породы серицит-микроклинового парагенезиса. Метасоматоз проявился стадийно в виде ранней и поздней стадий микроклинизации и промежуточной стадии кислотного выщелачивания – серицитизации. Рудная минерализация, по данным [35], связана с ранней и, более масштабно, поздней стадиями.

Итак, несмотря на весьма существенные различия в составе исходных магм и их производных, во всех щелочных массивах (локальных РМС) проявился однотипный флюидный метасоматоз, заканчивающийся золоторудной минерализацией. В Юхтинской РМС интенсивно проявился кремнщелочной метасоматоз.

Для изучения характера связей оруденения с магматизмом определенный интерес представляют данные о концентрациях металлов и их направленных изменениях в породах различных серий (табл. 2). В сериях лейцитит-щелочносиенитовой формации в ходе эволюции сначала происходило падение концентраций золота, которое однако появляется в резко повышенных содержаниях, достигая промышленных значений, в поздних автосоматических продуктах этого ряда – в микроклинизованных и мусковитизированных сиенитах. Вероятно, не вошедшее в мафические породообразующие минералы избыточное золото накапливалось во флюидной фазе, объем которой оказался весьма значительным.

В рудообразующих системах первого порядка (ЭРС, КРС, ТРС) гидротермально-метасоматические образования парагенетически были связаны с более глубокими (промежуточными и, возможно, с абиссальными) магматическими очагами – плутонами. Производными этих очагов являются, очевидно,

*В нефелиновых сиенитах Ыллымаха $K_2O/Na_2O = 1.5-2.1$.

протяженные свиты даек лампрофиров, широко развитых в пределах рудных узлов и, как правило, обогащенных золотом. Рудоносная флюидная деятельность глубоких магматических очагов также проявилась в несколько стадий. С ранней (-ими) стадией (-ями) связан масштабный калиевый метасоматоз, выразившийся в образовании разнообразных золотосодержащих калишпатовых метасоматитов, объемы которых на эрозионном срезе многократно превышают объемы собственно золоторудных образований.

Щелочной этап рудообразующего гидротермально-метасоматического процесса, связанного с глубинным источником, сменился кислотным, выразившимся формированием в КРС обогащенных молибденом золотосодержащих аргиллизит-кварцевых, а в ЭРС (юго-восточные фланги зон Южная и Сох-Соолоохская) аналогичных молибденоносных образований. Причем в размещении продуктов метасоматоза наблюдается зональность: ближе к магмоводу и в ЭРС, и в КРС преобладают продукты щелочной стадии, а в удалении – кислотной. То же проявляется и в вертикальном разрезе – с глубиной роль кварцевых метасоматитов довольно резко убывает, а масштабы калиевого метасоматоза возрастают.

Суммируя изложенное о золотосодержащих рудообразующих системах разных порядков и разных типов, заметим, что во всех случаях в их создании главенствующая роль принадлежала щелочному калиевому метасоматозу. Наблюдаемые различия обусловлены разным уровнем глубинности и разным составом (уровнем щелочности и кремнекислотности) магматических источников, питающих рудообразующие системы. В качестве источника металлоносных гидротерм, обеспечивших продуктивность ЦАРМС (рудообразующих систем 1 порядка) выступал, по-видимому, весьма крупный (объемом не менее 6.0 тыс. км³) резервуар (очаг) магмы, размещенный на глубине 15–25 км. Основной объем рудогенерирующего очага составляли, очевидно, магмы щелочно-сиенитового и щелочнополевошпатсиенитового состава. К такому заключению нас побуждают пространственная и структурная сопряженность оруденения с лампрофирами соответствующего состава, обогащенность последних, а так же ранних дифференциатов этих серий (шонкинитов, ортоклазовых базальтоидов и щелочных мелатрахитов) золотом (табл. 2).

Источниками ураноносных растворов, очевидно, также являются в основном магматические расплавы, что проявляется, в частности, в четкой пространственной и структурной сопряженности золото-

и уранорудных проявлений не только в ЭРС и КРС, но и в некоторых локальных рудообразующих системах, например, в Юхтинской и Рябиновской. По содержанию урана наиболее близкие к исходным магмам калиевые пикробазальтоиды во многие сотни раз превосходят кларк ультраосновных пород и в 3–5 раз – кларк основных пород. Заметим, что калиевые ультрабазиты и базиты, в том числе лампроиты, вообще отличаются высокими концентрациями урана [21, стр. 163, табл. 32]. Резкое повышение содержания урана, как и золота, характерно породам 4-го, регрессивного, этапа магматической деятельности (табл. 2). Высокие содержания урана отмечаются и в обогащенных калием и флюидной фазой породах локальных РМС. По данным [7, стр. 1486], содержание его в интрузивных породах Рябинового массива составляет в среднем 2 г/т, а в мусковитизированных эпилейцитовых сиенитах "... наблюдается повышение концентраций на один-полтора порядка" т.е. до 20–30 г/т (!). Присутствие урана (до 300 г/т!) в рудах Юхтинского массива отмечалось выше. Таким образом, эволюция щелочносиенитовых магм приводит к резкому накоплению урана. Показательным являются и высокие концентрации урана в калишпатовых метасоматитах. По данным рентгено-спектрального анализа 36 проб, отобранных в разных участках ЦАРР вне ЭРС, оно равняется 8.3 г/т. Следовательно, ранняя флюидная фаза щелочных магм была обогащена не только золотом, но и ураном.

Завершая изложение проблемы источников золото- и ураноносных растворов и соответствующих металлов, акцентируем внимание на следующем: 1. Главным источником золота, как, по-видимому, и урана, являлась мантия. 2. Поставщиками металлов из мантии в кору являлись обогащенные калием, а также золотом и ураном магматические расплавы. 3. Формирование месторождений золота и урана происходило в регрессивный этап магматической деятельности за счет накопленных в крупных коровых и, возможно, в подкоровых магматических резервуарах больших объемов обогащенной металлами флюидной фазы.

ПРОДУКТИВНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОЙ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

ЦАРМС обладает всем набором признаков, присущих сверхкрупным рудообразующим системам [10, 13, 32–34]. К ним относятся:

1. Положение района в участке сопряжения крупных региональных и трансрегиональных разломов, обусловивших сквозной характер и высокую

проницаемость рудо- и магноконтролирующих структур, связь с глубокими горизонтами мантии и, как следствие, высококонцентрированный поток глубинной энергии и эндогенных продуктов;

2. Многоэтажное размещение в относительно ограниченном стволном пространстве крупнообъемных магматических масс различной щелочности и кремнекислотности, фиксируемое многоуровневыми глубинными разуплотнениями и закономерным последовательным рядом разноглубинных серий изверженных пород;

3. Длительность и многоэтапность проявления разнообразнейшего и глубокодифференцированного щелочного и субщелочного магматизма с обилием взрывчатых и лампрофировых магнопроявлений, свидетельствующих о высокой флюидной насыщенности расплавов;

4. Обильный и крупномасштабный металлоносный калиевый и углекисло-калиевый рудоподготовительный и рудный метасоматоз;

5. Сверхвысокая продуктивность известных рудных объектов.

Продуктивность ЦАРМС на золото, на современном этапе изученности, с учетом более 600 т добытого из коренных и россыпных месторождений, составляет без Эльконского рудного узла более 1000 т, а с последним, обладающим ресурсами порядка 600 т [10], – более 1600 т. Ресурсы и запасы урана составляют 600 тыс. т [10]. Однако, как следует из приведенных данных, рудный потенциал Центрально-Алданского района далеко не исчерпан и полностью не раскрыт. Основываясь на изложенных выше закономерностях проявления эндогенного оруденения в пределах ЦАРМС, уже сейчас можно выделить рудные и рудоносные зоны и площади разного порядка, перспективные на выявление новых, в том числе крупных, рудных объектов.

Зональность в КРС в определенной мере подобна Эльконской, что выражается, в частности, в появлении в приближении к головному магмоводу (эпицентру ЦАРМС) значительных концентраций урана. Вполне логично предполагать продолжение рудоносных структур КРС от южных золоторудных залежей на юго-восток в пределы ЗЭМА, куда (к его центру) отчетливо прослеживаются свиты даек лампрофиров и других изверженных пород. Тенденция к накоплению урана в КРС от северных к южным залежам и далее в направлении эпицентра ЦАРМС могла реализоваться в его промышленные концентрации, как это наблюдается в ЭРС, в частности, в зоне Южной, в 20–25 километровом интервале от месторождений Минеевское и Дружное по

простирацию рудоносных зон на северо-запад во внутреннюю часть ЗЭМА. Территории, где предполагается наличие золото- и урановорудных объектов, занимают южную окраинную часть Куранахской впадины, зону сочленения ее с Эльконским горстом и северо-западную окраину последнего (рис. 3). Наличие очевидных предпосылок и прямых признаков уранового оруденения в КРС при оценке возможных его масштабов дает основание использовать аналогию с ЭРС. Протяженность потенциально рудоносных структур здесь сравнима с протяженностью ураноносной зоны Южной от ее северо-западной оконечности до месторождения Дружное. При оптимистичном прогнозе здесь можно ожидать сравнимых масштабов оруденения, т.е. первых сотен тысяч тонн урана и многих десятков–первых сотен тонн золота. На Куранахском рудном поле предпосылки и прямые признаки золотого оруденения ниже эрозионного среза позволяют предполагать наличие его промышленных скоплений в платформенном чехле. Золотоносными в чехле ниже эрозионного среза являются, очевидно, в основном пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты, образующие крутопадающие зоны и послонные залежи в карбонатных породах. Масштабы оруденения в чехле могут быть весьма значительными. Только на одном месторождении рудного поля, где рудная зона пересечена единичными скважинами и вскрыта горными выработками (за пределами рудного тела, локализованного в карсте), ресурсы золота, по нашим оценкам, составляют несколько десятков тонн. Полученные на месторождении параметры оруденения на некоторую глубину позволяют установить его удельную продуктивность на 1.0 км длины рудовмещающей зоны. Эти данные можно использовать для оценки ресурсов золота в чехле ниже эрозионного среза на других месторождениях и в пределах рудного поля в целом. Суммарные ресурсы известных месторождений и рудовмещающих зон на глубину 100 м по разным вариантам оценки составляют 300–500 т. Заметим, что продуктивность большинства карстовых месторождений поля превосходит продуктивность аналогичного месторождения эталонного объекта в 1.5–3.0 раза, что может служить основанием для заключения о возможно еще более высоком ресурсном потенциале рудного поля на обозначенную глубину. Нет оснований считать, что оруденение в чехле на более глубоких уровнях выклинивается, скорее наоборот, масштабы его с глубиной могут возрастать.

Продуктивность КРС в пределах одноименного рудного поля и узла в целом может весьма суще-

ственно возрасти также за счет потенциальной рудоносности электропроводных минерализованных зон и других структур разрывного типа, маркированных свитами даек лампрофиров. Потенциальная продуктивность на золото КРС в целом, сверх оцененных запасов, составляющих вместе с добытым металлом около 550–600 т, может на доступных для экономически выгодной эксплуатации глубинах существенно превысить 1.0 тыс. т.

В ЭРС ресурсы золота могут весьма значительно превысить оцененные в золото-урановых рудах, в том числе за счет золотоносности ранее неопробованных флангов ураноносных зон, несущих (как показало бурение, проведенное ГПП «Алдангеология» в зонах Северной и Сох-Солоохской) промышленное золотое оруденение. ЭРС несомненно является перспективной на собственно золотое оруденение в зонах гумбеитов со слабо проявленным, или вовсе непроявленным на эрозийном срезе, урановым оруденением. Ресурсы золота этой системы могут быть не менее значительными, чем в КРС.

Томмотская рудообразующая система (ТРС) относительно изучена только в пределах Лебединского рудного узла и в основном на уровне эрозионного среза. За его пределами, с точки зрения ее перспектив на золотое и возможное урановое оруденение, ТРС не изучена, хотя предпосылки и признаки такового проявлены отчетливо.

В соответствии с приведенными оценками ресурсы ЦАРМС, без учета ранее оцененных, на доступных для рентабельной добычи глубинах могут составить: золота – более 2,0 тыс. т, а урана – около 200–300 тыс. т и более.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суперкрупные масштабы золотого и уранового оруденения в ЦАРМС, очевидные перспективы выявления в ее пределах новых крупных рудных объектов диктуют необходимость постановки в соответствующем этой системе рудном районе (ЦАРР) крупнообъемных геолого-разведочных работ. При самом скептическом отношении к приведенной в статье оценке потенциальной продуктивности ЦАРР при выборе направления геолого-разведочных работ (ГРР), в частности на золото, логично было бы учитывать, что в этом уникальном по продуктивности районе (что известно давно) рудоносность известных золоторудных узлов, полей и площадей относительно изучена практически только на уровне эрозионного среза. В статье акцентировано внимание на давно известных данных о наличии на Куранахском рудном поле оруденения с промышленным содержанием золота в платформенном чехле и в кристаллическом

фундаменте. Эти данные не являются результатом системно и целенаправленно проведенных ГРР, они получены при проходке нескольких, а до фундамента – единичных, т.е. по существу случайных, скважин. Уже поэтому они являются достаточно убедительным свидетельством возможности выявления здесь промышленных объектов.

Продуктивные на золото рудоконтролирующие зоны Куранахского рудного поля на своем юго-восточном продолжении становятся также ураноносными, что отражает тенденцию накопления в них урана в приближении к эпицентру ЦАРМС. Здесь в пограничной зоне между Куранахской впадиной и Эльконским горстом и в краевых частях этих структур возможно выявление крупных золото- и урановорудных объектов. С другой стороны, Эльконский золото-урановый узел весьма перспективен на выявление крупных собственно золоторудных месторождений, локализованных на флангах ураноносных зон и вне их в виде крутопадающих тел калишпатовых метасоматитов.

Отмеченные выше рудные узлы и площади, перспективные на выявление новых крупных рудных месторождений, и являются первоочередными объектами для постановки масштабных поисковых работ. Постановки геолого-разведочных работ заслуживает также Лебединский рудный узел и другие перспективные площади, представляющие на эрозионном срезе Томмотскую рудообразующую систему. Авторы полагают, что необходимо выдвинуть ЦАРР в число наиболее приоритетных в России рудных районов для постановки масштабных ГРР. Эти работы должны стать одним из важнейших элементов принятого правительством России масштабного проекта по комплексному развитию Южной Якутии.

Уникальность ЦАРМС заключается не только в ее сверхпродуктивности, но и в целом ряде ее геолого-генетических особенностей, выдвигающих ЦАРР в число приоритетных районов для организации в нем масштабных научно-исследовательских работ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны В.И. Казанскому, А.Е. Бойцову и Г.Н. Пилипенко, А.Н. Угрюмову, Ар.Н. Угрюмову, А.Я. Кочеткову, В.Г. Ветлужских за плодотворные дискуссии (очные и заочные) по вопросам геологии и металлогении Центрального Алдана, способствующие выполнению данной работы; Д.В. Утробину за конструктивные замечания при подготовке рукописи к печати; В.Н. Гусеву и В.К. Эльюеву за предоставление некоторых разведочных данных, отсутствующих в доступных авторам источниках, и А.В. Литвиненко за помощь в оформлении работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука, 1985. 180 с.
2. Абрамов В.А. Ломтев Н.Ф. Цыганов В.И. Магнито-теллурическое зондирование при комплексном изучении глубинной структуры // Разведка и охрана недр. 1990. № 4. С. 34–46.
3. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 4. С. 354–369.
4. 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.
5. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 25–43.
6. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44, № 6. С. 467–499.
7. Еремеев Н.В., Журавлев Д.З., Кононова В.А. и др. Об источнике вещества и возрасте калиевых пород Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геохимия. 1992. № 11. С. 1482–1492.
8. Казанский В.И., Омеляненко Б.И. О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центрально-Алданском районе // Геология руд. месторождений. 1967. № 1.
9. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
10. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский рудный район (Россия) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 3. С. 195–211.
11. Казаринов А.И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 125–135.
12. Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.
13. Константинов М.М. Золоторудные гиганты // Отеч. геология. 1993. № 6. С. 75–83.
14. Константинов М.М. Золоторудные провинции Мира. М.: Науч. мир, 2006. 358 с.
15. Кочетков А.Я. О новом типе медно-порфирового оруденения // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 2. С. 430–432.
16. Кочетков А.Я., Игумнова Н.С., Ким А.А. Формационные и минеральные типы мезозойского оруденения Центрального Алдана // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск, 1986. С. 20–31.
17. Кочетков А.Я. Медно-золотопорфировое оруденение в щелочных массивах Алданского щита, Рябиновское месторождение // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 1. С. 62–73.
18. Краснов А.Н., Грознова Е.И. Первые данные об условиях формирования золоторудного месторождения Куранах (Центральный Алдан, Якутия) по результатам изучения флюидных включений // Тезисы докладов IX международной конференции по термобарогеохимии. Александров, 1999. С. 192–194.
19. Краснов А.Н., Дорожкина Л.А., Мызников И.К. Особенности формирования первичных руд золотого месторождения Самолазовское, Центральный Алдан // VI международная конференция. Избр. докл. М., 2003. С. 43–52.
20. Крупенников В.А. Урановые (браннеритовые) месторождения в разломах фундамента эпиархейских кратонов // Гидротермальные месторождения урана. М.: Наука, 1978. С. 128–138.
21. Лампроиты / Под ред. О.А. Богатикова, И.Д. Рябчикова, В.А. Кононовой и др. М.: Недра, 1991. 302 с.
22. Лутц Б.Г. Геохимия океанского и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
23. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР, сер. геол. 1975. № 4. С. 16–32.
24. Максимов Е.П., Середин В.В., Томсон И.Н., Прозоров Ю.И. Орогенная структура Центрального Алдана и связь с ней магматизма и оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 121–138.
25. Максимов Е.П. Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима // Геология и геофизика. 1982. № 5. С. 11–18.
26. Максимов Е.П., Уютов В.И. Мезозойские локальные магмагенные системы (магмагоны) Алданского щита // Геология и геофизика. 1990. № 11. С. 29–34.
27. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магмагенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Якутск, 2003.
28. Мигута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит. Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 4. С. 323–343.
29. Первов В.А., Кононова В.А., Саддеби П. и др. Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 467–484.
30. Петров А.И. Импульсно-очаговые структуры и проблема их рудоносности. Л.: Недра, 1988. 232 с.
31. Петровская Н.В., Казаринов А.И. Золоторудные месторождения Центрального Алдана. М.: ЦНИГРИ, 1951.
32. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 25–40.
33. Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 305–320.
34. Томсон И.Н., Полякова О.П. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов // Отеч. геология. 1994. № 11–12. С. 24–30.

35. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябиновского массива (Алданский щит) // Сов. геология. 1984. № 9. С. 84–94.
36. Угрюмов А.Н. Опыт формационного анализа золоторудных джаспероидных месторождений при крупномасштабном прогнозе и поисках // Формационный анализ и крупномасштабный прогноз рудных месторождений. М., 1987. Т. 216. С. 70–77. (Тр. ЦНИГРИ).
37. Шкодзинский В.С. Генезис рудообразующих гидротерм в свете анализа количественных моделей кислых магм // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991. С. 27–36.
38. Bogatikov O.A., Kononova V.A., Pervov V.A., Zhuravlev D.Z. Petrogenesis of Mesozoic Potassic Magmatism of the Central Aldan: A Sm-Nd Isotopic and Geodynamic Model // Inter. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 629–644.
39. Maximov E.P. Mesozoic annular magmatic complexes in Aldan Shield. // Inter. Geol. Rew. 1973. V. 15, N1. P. 120–132.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Ye.P. Maximov, V.I. Uyutov, V.M. Nikitin

The Central Aldan gold-uranium ore magmatogenic system (Aldan-Stanovoy shield, Russia)

The Central Aldan ore district (CAOD) is considered as an integral ore-forming magmatogenic system (IOMS) which is a complex of different-rank ore-forming systems. In the epicenter of the IOMS there is the key (head) magma conduit marked on the erosion truncation by the West Elkon magmatic area. The logical radial position of the main ore-bearing zones with respect to the IOMS epicenter is considered as an indication of their relation to the head magma conduit. There are distinguished daughter ore-forming systems of the I-order – the Elkon (EOS), Kuranakh (KOS), and Tommot (TOS), and also ore systems of a higher order. Ore zoning is observed in the EOS and KOS, and is outlined in the TOS, which involves the change of the direction of gold or molybdenum (EOS) mineralization by gold-uranium mineralization toward the head magma conduit. The ore bodies are the derivatives of magmatic reservoirs (chambers) located at different levels of the staged magmatogenic system. The main gold and uranium supplier is the widely manifested potassic metasomatism. The CAOD is treated as a superproductive district promising for revealing new large ore deposits and is suggested as a priority object for large-scale exploration for gold and uranium.

Key words: gold, uranium, deposit, ore district, magmatogenic system, Aldan-Stanovoy shield of Russia.