

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ЗАБАЙКАЛЬЯ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

В. Г. Хомич, Н.Г. Борискина

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022, e-mail: khomich79@mail.ru*

Поступила в редакцию 1 февраля 2008 г.

На территории Забайкалья и Дальнего Востока России (З и ДВР) выявлены и в разной степени оценены, разведаны, подготовлены (или готовятся) к эксплуатации десятки золоторудных месторождений разных генетических классов (эндогенных и экзогенных), групп и типов, расположенных в пределах кратонов, орогенных поясов и магматических дуг.

Формирование благороднометалльного оруденения региона обусловлено существованием разнотипных рудогенетических систем, приведших к возникновению магматогенно- и метаморфогенно-гидротермальных, гидротермально-осадочно-метаморфогенных и гидрогенных месторождений.

Представления о геолого-генетических и промышленных типах золоторудных месторождений положены в основу таких базовых понятий металлогенического анализа, как рудная формация, рудно-формационный и геолого-промышленный типы оруденения. В последние годы исследователи месторождений золота (особенно крупных) приходят к выводам об их полигенности и полихронности, что подтверждается иногда весьма длительным (до сотен млн лет) временным интервалом сопряженного развития процессов рудообразования, осадконакопления, метаморфизма и магматизма разной геодинамической природы. Полигенность и значительная продолжительность формирования золоторудных месторождений отражаются на их промышленной значимости и должны учитываться при прогнозно-металлогенических исследованиях и оценке потенциально рудоносных площадей.

Ключевые слова: золото, месторождения, новые типы оруденения, Забайкалье, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Констатация связей рудо- и породообразующих процессов, осознание возможностей их использования для научных и прикладных целей обусловили появление комплекса методов формационного анализа минералогии регионов. Это привело к выделению специализированных (на тот или иной вид полезных ископаемых) провинций и эпох на территории СССР [6, 7, 33], созданию специальных металлогенических карт и росту эффективности прогнозно-поисковых работ практически во всех республиках Союза.

В этот же период времени проводились интенсивные геолого-геофизические исследования Мирового океана. Они обусловили появление новых парадигм развития Земли, геодинамические условия формирования тектонических сооружений в зонах взаимодействия континентов и океанов и, как следствие, оригинальных геотектонических концепций:

литосферных плит и террейнов. Эти гипотезы относительно быстро распространились среди зарубежных тектонистов, а также части геологов, изучающих закономерности размещения месторождений полезных ископаемых [19, 26, 27, 64]. Вместе с тем многие специалисты скептически восприняли новые концепции из-за трудностей использования их основных выводов и положений в практике металлогенического анализа, прогноза оруденения по сравнению с формационными методами, получившими признание не только ученых, но и производственников.

Многочисленные попытки преодоления противоречий в обозначенных подходах к исследованиям закономерностей размещения месторождений, более широкого использования новейших представлений тектонистов в практике рудной геологии не имели ощутимых результатов до конца прошлого века. На

рубеже веков комплексный анализ геодинамики формирования тектонических ансамблей орогенных поясов и магматических дуг северного сегмента Циркумпафики и их металлогении выполнил интернациональный коллектив ученых Канады, Китая, Монголии, России, Японии и США под руководством У. Ноклеберга [65–68]. Результаты исследований этого коллектива послужили толчком к преодолению трудностей новой интерпретации имеющихся материалов по тектонике, геодинамике, магматизму и металлогении Северной Пацифики. В последующие годы подобные, но более детальные исследования были проведены сотрудниками СО и ДВО РАН под руководством Л.М. Парфенова и А.И. Ханчука на примере Якутии и Востока РФ [14, 36, 37, 50]. В перечисленных работах новые подходы к изучению металлогении нашего региона базировались на положениях концепции тектоники литосферных плит (ТЛП), террейнового анализа и учитывали результаты модельной типизации магматических комплексов и рудных месторождений. Итоги исследований упомянутых научных коллективов заслуживают специального обсуждения. Для авторов же настоящей статьи важно, что вышеназванные коллективы ученых, исследуя закономерности размещения оруденения восточных регионов России, в неявной форме отказались от формационного анализа рудоносных, рудовмещающих, рудогенных образований, ограничившись лишь характеристикой модельных типов месторождений. К сожалению, даже в обстоятельной работе дальневосточников [14] отсутствует определение термина “модельный тип месторождений”. Имеются лишь ссылки на публикации В.И. Смирнова [45], О.Р. Экстранда [62], Д.П. Кокса и Д.А. Сингера [61]. Можно предположить, что широкое применение понятия “модельный тип месторождения” вместо определений “рудная формация”, “рудно-формационный тип месторождений” вызвано не обилием формационных систематик (на трудности использования которых ссылаются авторы монографий), а громадным объемом фактических материалов по всему спектру рудных месторождений разных генетических классов и групп, который весьма сложно вместить даже в такой объемистый (121 усл. печ. л.) труд [14]. Для столь масштабных обобщающих работ более приемлемым, по нашему мнению, представляется использование понятий о геолого-генетических типах (ГГТ) месторождений разных металлов. Характеристике таких типов золоторудных и золотосодержащих месторождений, обнаруженных на Востоке России, и посвящена настоящая статья.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

На территории Забайкалья и Дальнего Востока России выявлены и в разной степени оценены, разведаны, подготовлены к эксплуатации десятки золоторудных и золотосодержащих месторождений разных генетических классов (эндогенных и экзогенных), групп и типов, расположенных в пределах кратонов, орогенных поясов и магматических дуг (рис. 1). Это свидетельствует об участии в формировании благороднометалльного оруденения региона большого числа рудогенетических систем. Они обусловили возникновение: золото-медно-молибден-порфировых, золото-порфировых, золото-скарновых, золото-сульфидно-кварцевых, золото-редкометалльных и золото-серебряных месторождений в вулканоплутони-

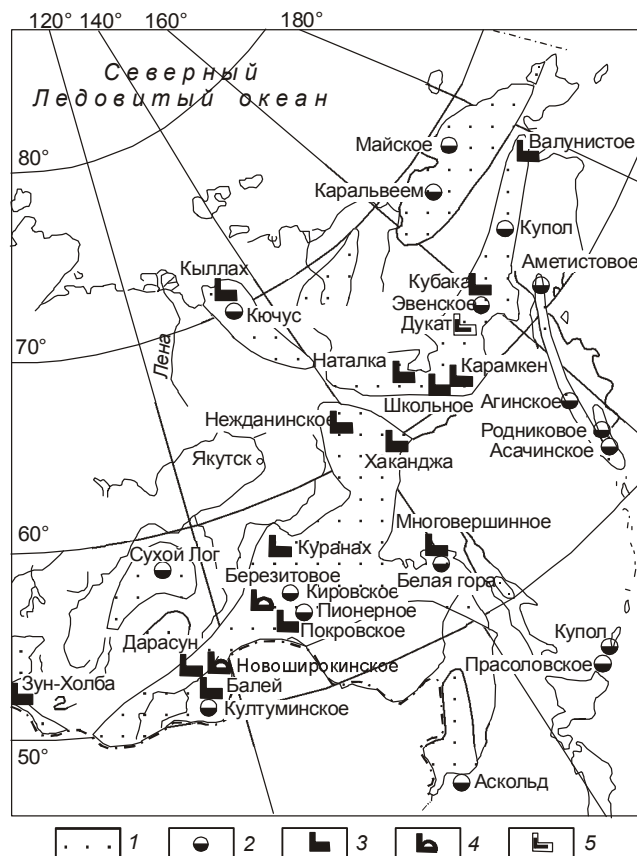


Рис. 1. Схема размещения основных золотоносных районов, золоторудных и золотосодержащих (комплексных) месторождений и добывающих предприятий на Востоке Российской Федерации. По Беневолюскому Б.И. [4], с изменениями и дополнениями.

1 – районы россыпной золотоносности; 2 – основные резервные месторождения благородных металлов (БМ); 3–5 – крупные предприятия, добывающие БМ из рудных месторождений: 3 – собственно золотых и золото-серебряных, 4 – комплексных, 5 – серебряных.

ческих поясах и по их периферии (магматогенно-гидротермальные системы разного глубинного уровня); золото-полисульфидных месторождений в терригенно-плутоногенных поясах (плутоногенно-гидротермальные системы); золото-сульфидных и золото-кварцевых месторождений в терригенно-сланцевых поясах (метаморфогенно-гидротермальные и гидротермально-осадочно-метаморфогенные системы, соответственно); золото-сульфидно-кварцевых (джаспероидных) месторождений в чехле древних щитов (гидрогенные системы); золотоносных кор выветривания и зон окисления (экзогенные системы).

Продолжительное, от Н.П. Аносова, К.И. Богдановича и Э.Э. Анерта [1, 2] до наших дней, изучение золотоносности региона способствовало совершенствованию представлений об особенностях благороднометалльного рудогенеза и его связи с тектоническими, седиментационными, метаморфическими, магматическими, матасоматическими, иными геологическими процессами. Многие специалисты при типизации благороднометалльных проявлений стремились учесть во взаимосвязи совокупность таких процессов. В последние годы исследователи месторождений золота (особенно крупных) пришли к выводам об их полигенности и полихронности, что подтверждается иногда весьма длительным (до сотен млн лет) временным интервалом сопряженного развития процессов рудообразования, осадконакопления, метаморфизма, магматизма разной геодинамической природы. К полигенным и полихронным относят, например, стратиформные (типа Бендиго-Балларат, Австралия) золото-кварцевые месторождения Дуэт-Бриндакитской группы, расположенные в терригенно-сланцевых комплексах Верхоянья; крупнообъемные (типа Карлин, США) месторождения прожилково-вкрапленных руд в известковистых отложениях чехла активизированных щитов и платформенных окраин (Куранахское, Дэлбэ и др.); золото-кварцевые и золото-мышьяковисто-сульфидные месторождения терригенно-сланцевых комплексов складчатых поясов (Майское, Наталкинское, Неждановское, Дегдеканское, Маломырское и др.); золото-медно-(молибден)-порфировые (Баимский узел, Боргуликанское, Бугдаинское, Култуминское и др.), золото-медно-скарновые (Быстринское, Лугоканское) и даже золото-серебряные (Балейское, Дукаг, Многовершинное, Ойра и др.) месторождения. Признание полихронности и полигенности многих проявлений благороднометалльного рудогенеза, затрудняет применение формационного анализа (в его традиционном варианте) при изучении закономерностей размещения крупных и уникальных по масштабам месторожде-

ний, исследованиями которых занимаются большие коллективы ученых РАН и МПР. Констатация сложности, многоэтапности формирования рудогенеза в сочетании с запросами промышленности приводит к необходимости более продуманного использования геолого-генетической типизации месторождений благородных металлов в прогнозно-поисковой практике и ее сочетании с современными запросами промышленности. Помогают решить проблему современной типизации месторождений золота предложения многих металлогенистов, обобщенных А.И. Кривцовым [31]. Сущность этих предложений заключается в возможности совместного использования определений “рудно-формационный” и “геолого-промышленный” типы месторождений. Под первым термином понимается обобщенный образ месторождений, выделенных по однотипному элементному и минеральному составу руд и геологических формаций, с которыми они связаны. Под вторым – такие рудно-формационные типы месторождений, которые по комплексу технико-технологических характеристик соответствуют современным требованиям добывающих и перерабатывающих производств. Таким образом, выделение промышленно-генетических типов месторождений возможно путем использования таких базовых понятий металлогенического анализа, как рудная формация, рудно-формационный тип рудогенеза.

Как и прежде, такая типизация учитывает количественные соотношения сульфидов и жильных минералов (кварца, турмалина, барита, карбонатов, полевых шпатов, слюд и др.) в рудах. Эти соотношения хорошо коррелируются с распространенностью в минерализованных зонах, телах и залежах разного по крупности свободного и связанного (в сульфидах), так называемого “упорного”, золота и опосредованно отражаются на выборе минимальных (бортовых) содержаний Au в рудах, добываемых из недр (или техногенных отвалов), сложности и эффективности технологических схем, применяемых для извлечения благородных металлов. Таким образом, понятия о геолого-генетических типах месторождений и отвечающие им термины учитывают возможность полихронности и полигенности рудогенеза, не отвергая достоинств рудно-формационного анализа. Вышеизложенное позволяет авторам приступить к обобщенной характеристике основных типов золоторудных месторождений, выявленных на территории Забайкалья и Дальнего Востока России, полагая, что приводимая ниже информация может быть полезной и для решения фундаментальных проблем рудообразования, и для прогнозно-поисковой практики.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Типы золотого оруденения магматических дуг

Все многообразие разновозрастных (от квартера до архея) месторождений и проявлений благороднометалльного оруденения, связанного с формированием магматических дуг (поясов), можно соотносить с вулканогенной и плутоногенной ветвями магмато-гидротермальных систем. Каждая из ветвей объединяет объекты, принадлежащие базальтоидной (фемической) и риолитоидной (салической) магматическим сериям [55]. Известны также объекты, для которых представляются спорными доказательства связи с теми или иными проявлениями магматизма.

Детальными геологическими, тонкими минералого- и изотопно-геохимическими, геохронологическими исследованиями эпitherмального Au-Cu (Leranto) и Au-Cu-порфирирового (Far Southeast) месторождений на Филиппинах [60, 63] установлено, что между вулканогенным и плутоногенным типами оруденения существует преемственность состава руд и гидротермально-метасоматических изменений пород, обусловленная их генетическим родством. В публикациях российских геологов (Н.В. Петровской, Ю.Г. Сафонова, М.С. Сахаровой, А.А. Сидорова, Г.Н. Гамянина и др.) также приводятся признаки подобной преемственности в таких рудных районах, как Аллах-Юньский, Баимский, Балейский, Дарасунский и др.

Плутоногенное золотое и золотосодержащее оруденение. Ярким представителем комплексного плутоногенного золото-медно-порфирирового типа является Култуминское месторождение [34], расположенное в Забайкалье в пределах Газимурского медно-порфирирового пояса (рис. 2). Оно приурочено к штоку гранодиорит-порфиров амуджикано-шахтаминского комплекса ($\gamma\delta\lambda J_{2,3}as$) в ядерной части антиклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями белетуйской (Vbl_2), известняками и доломитами быстринской (S_1bs) свит. Доломиты вблизи экзоконтакта скарнированы, серпентинизированы, окварцованы, интенсивно сульфидизированы (вкрапленность, гнезда) и пронизаны прожилками и жилами кварц-сульфидного состава. Выделяется несколько стадий и этапов гипогенного минералообразования и гипергенного преобразования руд. Наиболее ранней считается кварц-молибденитовая, а наиболее важными в экономическом отношении – магнетитовая, сульфидно-кварцевая и полисульфидная (с сульфосо-

лями) стадии. С магнетитовой связано людвигит-ашаритовое, а с другими – комплексное (медное, золотое, серебряное, молибденовое, свинцово-цинковое) оруденение. Геологические ресурсы месторождения оценены почти в 300 т золота и 4000 т серебра при средних содержаниях 1.23 и 15.8 г/т, соответственно.

Золотоносные залежи (Au на уровне 2–5 г/т) порфирирового типа выявлены среди нефелиновых и эгириновых сиенитов Рябинового массива (Алданский рудный район, Якутия). Они контролируются эндоконтактом штока пегматоидных ортоклазитов и экзоконтактами дайки тонкозернистых щелочных пикритов и их взрывчатых брекчий (рис. 3). Тонкодисперсное и мелкое (0.1–0.5 мм) золото сосредоточено в основном в пиритах [8]. В разведанных залежах выявлены также минералы ЭПГ: мончеит и эрлихманит. По данным А.Я. Кочеткова [30], вмещают прожилково-вкрапленную золотосодержащую сульфидную минерализацию, в которой кроме Au присутствуют Cu, Mo, Ag, Pb, Bi и другие элементы, калиевые метасоматиты: микроклиниты (ортоклазиты) и серицитолиты (с адуляром).

Существенно отличается от золотосодержащих порфирирового типа проявлений Восточного Забайкалья (по условиям залегания, морфологии рудных тел, составу вмещающих метасоматитов) Березитовое золото-сульфидно-полиметаллическое месторождение (Амурская область), расположенное на восточном фланге Газимурского пояса. Оно приурочено к приподнятому блоку архейских и протерозойских метаморфических и магматических образований, оконтуренных мезозойскими гранитоидными интрузивами. Главное рудное тело месторождения (содержащее порядка 40 т Au) представляет собой сложную крутопадающую зону минерализованных сульфидами (в виде гнезд, прожилков, рассеянной вкрапленности) метасоматитов протяженностью около 1000 м и мощностью до 110 м, залегающих среди порфиридных гранодиоритов и гранитов раннего протерозоя. В.А. Гуменюк, А.С. Вольский, Д.С. Глюк [17] зафиксировали смену рудно-метасоматических парагенезисов по простиранию зоны (с севера на юг) и в вертикальном разрезе (сверху вниз), а именно: гранат-кварц-серицит-хлоритового с пиритом, пирротинном, сфалеритом и шпинелью (1), гранат-кварц-серицитовым с пиритом и сфалеритом (2), гранат-серицит-кварцевым с пиритом, сфалеритом и галенитом (3), гранат-кварц-калишпатовым с пиритом (4) и, наконец, серицит-кварцевым (\pm калишпат) с золото-серебряной минерализацией (5). А.С. Вах [10] выделил на месторождении три типа руд, в распределении ко-

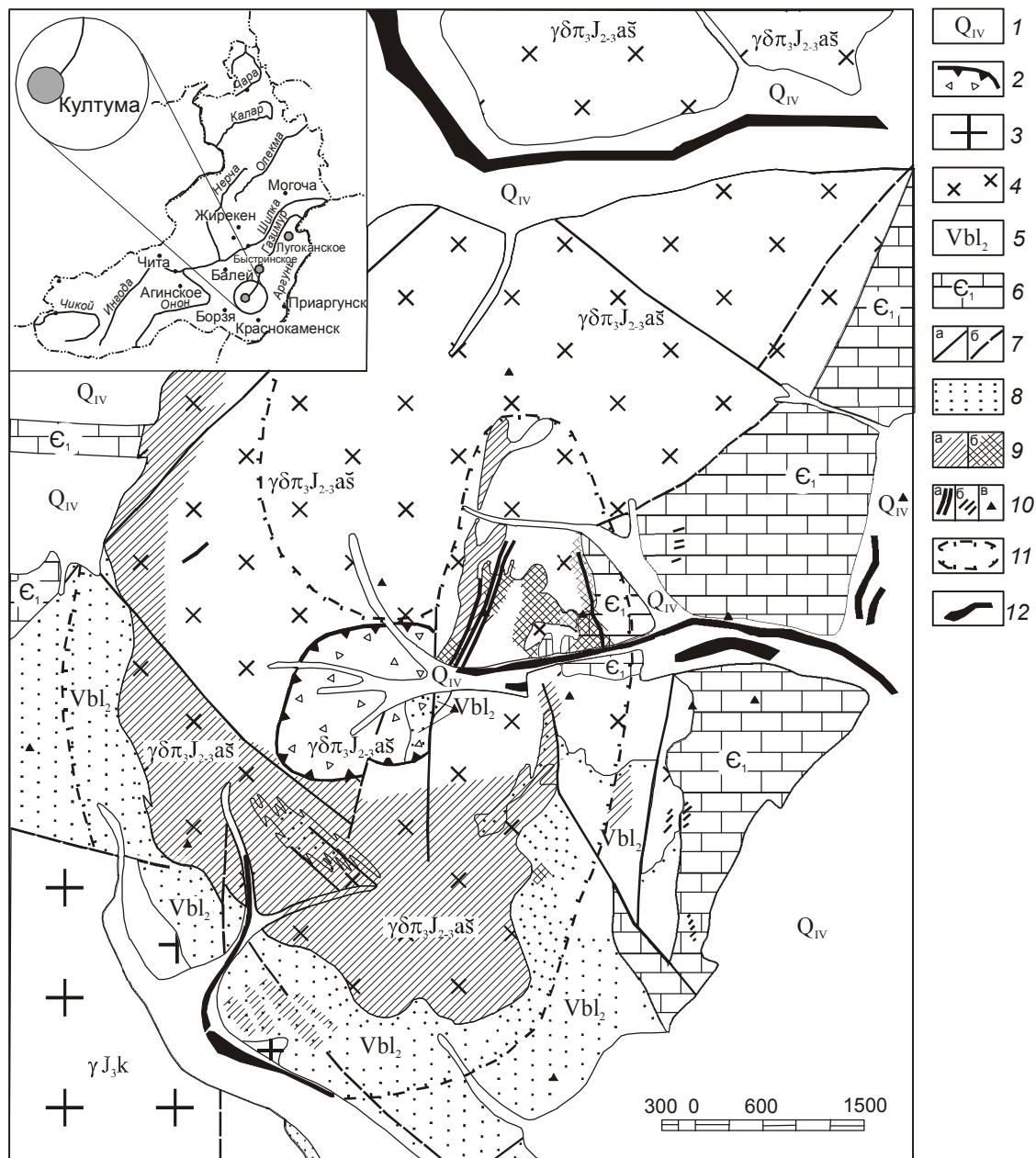


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Култуминского золото-медно-порфирового месторождения (Юго-Восточное Забайкалье). По материалам Ю.Ф. Харитонов, В.С. Четкина, Г.А. Шевчука и др. [34], с упрощениями.

1 – четвертичные отложения, нерасчлененные; 2 – эруптивные брекчии; 3 – биотитовые, лейкократовые порфировидные граниты кукульбейского комплекса (γJ_3k); 4 – гранит-, гранодиорит-порфиры, граниты и гранодиориты порфировидные амуджиканско-шахтаминского комплекса ($\gamma\delta\pi J_{2-3}a\check{s}$); 5 – сланцы, алевропесчаники с прослоями доломитов, известняков белетуйской свиты (Vbl_2); 6 – кварциты, песчаники, сланцы, известняки, доломиты, мергели (E_1); 7 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – зоны ороговикования (биотит-кордиеритовые); 9 – а: метасоматически преобразованные породы (кварц, карбонаты, гидрослюда, серицит, хлорит, турмалин), б: эпидот-пироксеновые скарны (с серпентином, асбестом, тремолитом, флогопитом и гранатом); 10 – эндогенное оруденение: а – линейные рудные тела, б – охристо-лимонитовые зоны с повышенными ($>0.8\%$) содержаниями свинца, в – места отбора штучных проб со значительными содержаниями золота; 11 – контур рудной площади; 12 – промышленные россыпи золота.

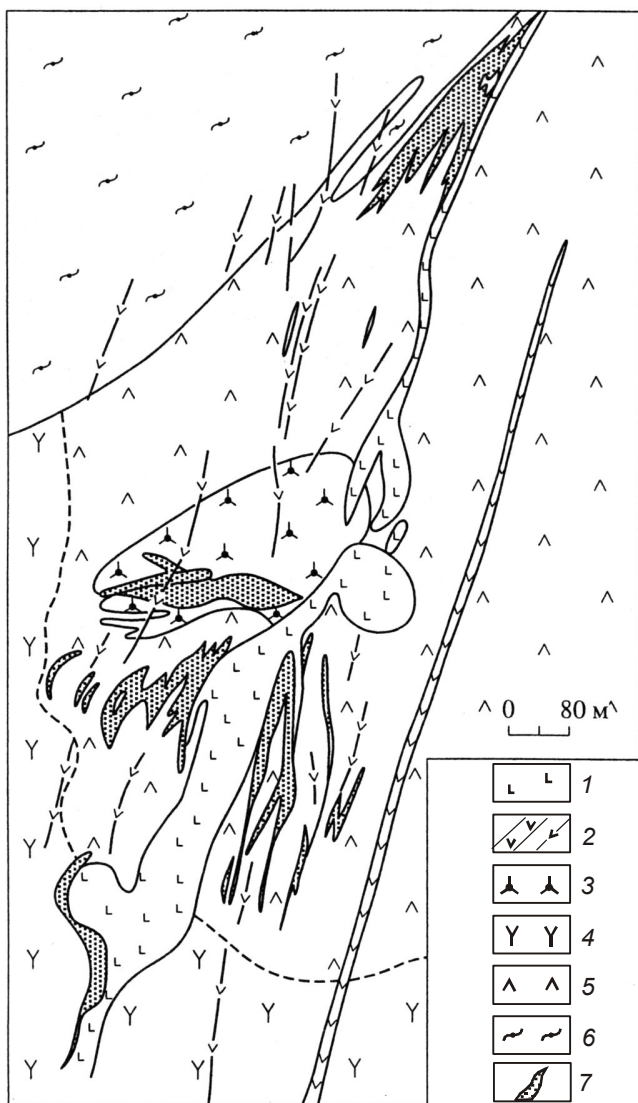


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Рябинового золото-порфирового месторождения. По Бойцову В.Е., Пилипенко Г.Н. [8].

1–2 – дайки: 1 – щелочных пикритов и их эруптивных брекчий, 2 – ортофиоров; 3 – гигантозернистые пегматоидные ортоклазиты (микроклиниты); 4–5 – сиениты: эгириновые (4) и нефелиновые (5); 6 – фенитизированные гнейсы; 7 – рудные залежи.

торых по простиранию главного тела также отчетливо проявлена горизонтальная зональность. В северной части зоны развиты пирит-пирротин-сфалеритовые руды, в центральной – пирит-галенит-сфалеритовые, а в южной – существенно пиритовые. Названные типы руд заметно различаются по количественным соотношениям Au, Ag, Pb и Zn. Для северного фланга залежи характерен существенно цинковый профиль руд с отношением Zn:Pb примерно 5:1 и

Au:Ag – 1:8–1:9. На центральном участке величины Zn:Pb близки к 1, а Au:Ag – 1:3–1:4, причем максимальные концентрации золота и серебра совпадают с наиболее высокими содержаниями в рудах свинца и цинка.

На территории Юго-Восточного Забайкалья в вышеупомянутом медно-порфировом поясе (врезка на рис. 2) выявлены крупные скарновые золото-медные месторождения Быстринское и Лугоканское с прогнозными ресурсами Au в 150 и 170 т, соответственно [34]. На площади месторождений вмещающие оруденение породы представлены известняками быстринской (C₁bs) и ильдиканской (D₂il) свит. Вблизи гранитоидных штоков амуджикано-шахтаминского комплекса (γ-γδл, ξлJ₂₋₃as), прорывающих известняки, последние превращены в скарны, мраморизованы, брекчированы, интенсивно окварцованы и сульфидизированы. Изменены (и не только у контактов) и гранитоиды штоков. Они серицитизированы, аргиллизированы, окварцованы, содержат наложенную кварц-карбонат-сульфидную (с золотом) минерализацию. На Быстринском месторождении активно проявились процессы актинолитизации, пропилизации гранитоидов, а также биотитизации, калишпатизации, альбитизации и турмалинизации вмещающих пород. Руды характеризуются тонкозернистой структурой, разнообразием текстурного облика, сложным минеральным составом. В них выявлены пирит, марказит, халькопирит, арсенопирит, магнетит, гематит, блеклая руда, сфалерит, галенит, пирротин, молибденит, а также висмутиды золота, его теллуриды и антимонит. Среди гипергенных минералов определены гидроксиды Fe, малахит, халькозин, ковеллин, хризокolla, а также брошантит, скородит, самородная медь. Золото тонкое (0.001–0.07 мм), упорное. Одна треть его находится в рудных минералах, около 3 % связано с силикатами.

На месторождениях Лебединского узла (Алданский рудный район, Якутия) среди частично скарнированных карбонатных пород платформенного чехла выявлены золотоносные тела трех морфологических типов: согласные лентовидные (иногда многоярусные) высокосульфидные (до 75 %) богатые золотом (до 70–80 г/т) залежи; жильные тела с более бедными (5–10 г/т Au) рудами в крутых зонах мелких нарушений и, наконец, комбинированные (рис. 4). В породах кристаллического фундамента крутопадающие жилы резко беднеют и выклиниваются. Рудные тела сложены преимущественно пирритом (иногда гематитом), а также неравномерно распределенными халькопиритом, галенитом, борнитом, пирротинном, сфалеритом, блеклыми рудами, сульфосолями, галено-

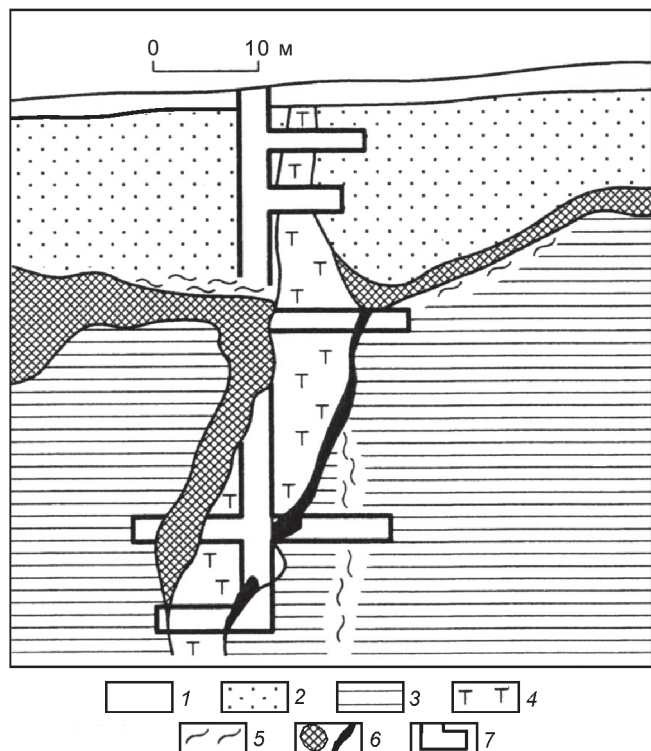


Рис. 4. Морфология золоторудных тел Лебединого месторождения (Алданский рудный район, Якутия). По Ксандзу В.А. и Ветлужских В.Г. [11].

1 – четвертичные отложения; 2 – нижнеюрские песчаники, алевриты и конгломераты; 3 – венд-нижнекембрийские доломиты карбонатного чехла; 4 – послеюрская дайка минетты; 5 – слабозолотоносная вязкая глина тектонических зон; 6 – золоторудные тела и залежи; 7 – горные выработки.

висмутитом, самородным висмутом и др. Из жильных минералов наиболее распространены карбонаты и кварц, в меньших количествах – тремолит, хлорит, серицит и КПШ. Для месторождений этого типа (Лебединое, Колтыконское, Самодумовское, Радостное) характерно крупное золото и даже его самородки.

На северо-востоке ДВР – в Омолонском, Восточно-Чукотском районах, Охото-Ульбейском поднятии – также известны проявления Au в скарнах (гранат-везувиановых, форстерит-эпидотовых, магнетитовых и др.), в связи с позднемеловыми массивами адамеллитов, гранодиоритов, реже лейкогранитов. В скарнах Восточной Чукотки золото ассоциирует с вольфрамовой минерализацией. В Приморье давно отрабатываются золотосодержащие скарновые месторождения шеелита (Восток-2, Лермонтовское).

Наиболее известным плутоногенным месторождением золото-сульфидно-кварцевых руд является Дарасунское в Забайкалье [41, 51].

Дарасунское рудное поле (ДРП) объединяет три разномасштабных месторождения: одноименное

(крупное), Теремкинское (мелкое) и Талатуйское (среднее). ДРП расположено в краевой части крупного гравитационного максимума, грубо совпадающего с долгоживущей очагово-купольной структурой (ОКС) (рис. 5). В центре ОКС находится эллипсоид-

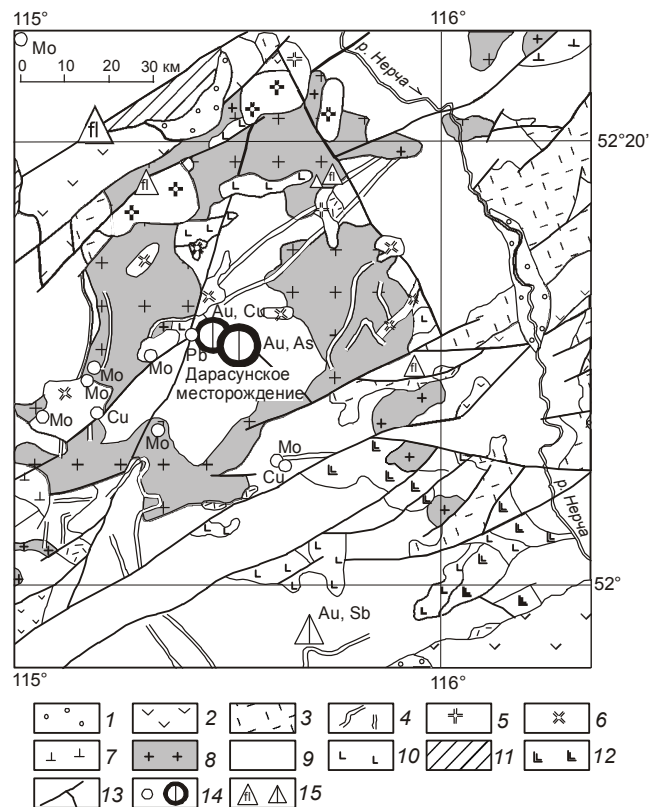


Рис. 5. Геолого-металлогенетическая схема Дарасунского рудного района. По Рутштейну И.Г. и др. [25], с упрощениями.

1–2 – континентальные отложения: 1 – молассоидные (частью угленосные) и вулканогенные накопления рифтогенных впадин, K_1 ; 2 – вулканогенные трахиандезибазальт-дацит-риолитовые молассы, J_3-K_1 ; 3 – дацит-трахиандезибазальтовые, дацит-андезитовые, трахит-риолитовые накопления и их субвулканические разности, J_2-3 ; 4 – пояса и рои малых интрузий порфировых пород кислого состава, $J-K_1$; 5–12 – интрузивные массивы: 5 – гранит-лейкогранитовые, харалгинский комплекс, γJ_3-K_1h ; 6 – монзонитоидно-гранитоидные, амуджикано-шахтаминский комплекс, $\gamma \delta J_{2-3}as$; 7 – щелочногранит-граносиенит-гранитные, нерчуганский комплекс, $\gamma \xi T_{1n}$; 8 – монцодиорит-гранит-гранодиоритовые, амананский комплекс, $\gamma \delta P_{2am}$; 9 – тоналит-гранодиорит-гранитовые параавтохтонные плутоны олекминского и крестовского комплексов, нерасчлененные, γPz_1 ; 10 – перидотит-пироксенит-габброидные расслоенные интрузивы, кручининский комплекс, nPz_1kr ; 11 – гранодиорит-гранитовый параавтохтонный комплекс, γR ; 12 – метагабброидный, гнейсо-амфиболитовый комплекс, nR ; 13 – крупные разломы; 14–15 – гидротермальные проявления эндогенного оруденения: 14 – высокотемпературные, 15 – низкотемпературные. Индексами (Mo, Cu, Au, As, Pb, Sb, F) обозначена специализация проявлений и месторождений на молибден, медь, золото, мышьяк, свинец, сурьму и фтор, соответственно. Размеры знаков соответствуют относительным масштабам месторождений и рудопроявлений.

ное тело раннепалеозойских метаморфизованных габброидов и амфиболитов (кручининский комплекс, pPz_1kr). В его обрамлении закартированы массивы ранне- и позднепалеозойских гранитоидов крестовского, олекминского (γPz_1) и амананского ($\gamma\text{P}_2\text{am}$) комплексов. В краевых участках и центре ОКС выявлены небольшие гранит-граносиенитовые, гранодиорит-гранитные и гранит-лейкогранитовые массивы нерчуганского ($\gamma\xi\text{T}_1\text{n}$), амуджикано-шахтаминского ($\gamma\delta\text{J}_{2-3}\text{as}$) и харалгинского ($\gamma\text{J}_3\text{-K}_1\text{h}$) комплексов [25]. Границы ОКС фиксируются вулканотектоническими депрессиями: Усуглинской (на севере), Холбонской (на юге) и др.

В строении ОКС также участвуют менее масштабные магматические тела амуджиканского подкомплекса ($\delta\text{л}$, $\gamma\delta\text{л}$, $\gamma\text{л}$, J_{2-3}a), комагматичные им эффузивно-пирокластические накопления среднего и кислого состава, а также диатремы эксплозивных брекчий (рис. 6).

Золотое оруденение Дарасунского месторождения сосредоточено вблизи каркасного (“паукообразного”) интрузива амуджиканских диорит-гранодиорит-гранит-порфиров, его апофиз и диатрем эксплозивных брекчий, совмещаясь с ареалами турмалиновой, пирит-арсенопиритовой, галенит-сфалеритовой, халькопирит-бурнонитовой, сульфoантимонитовой и

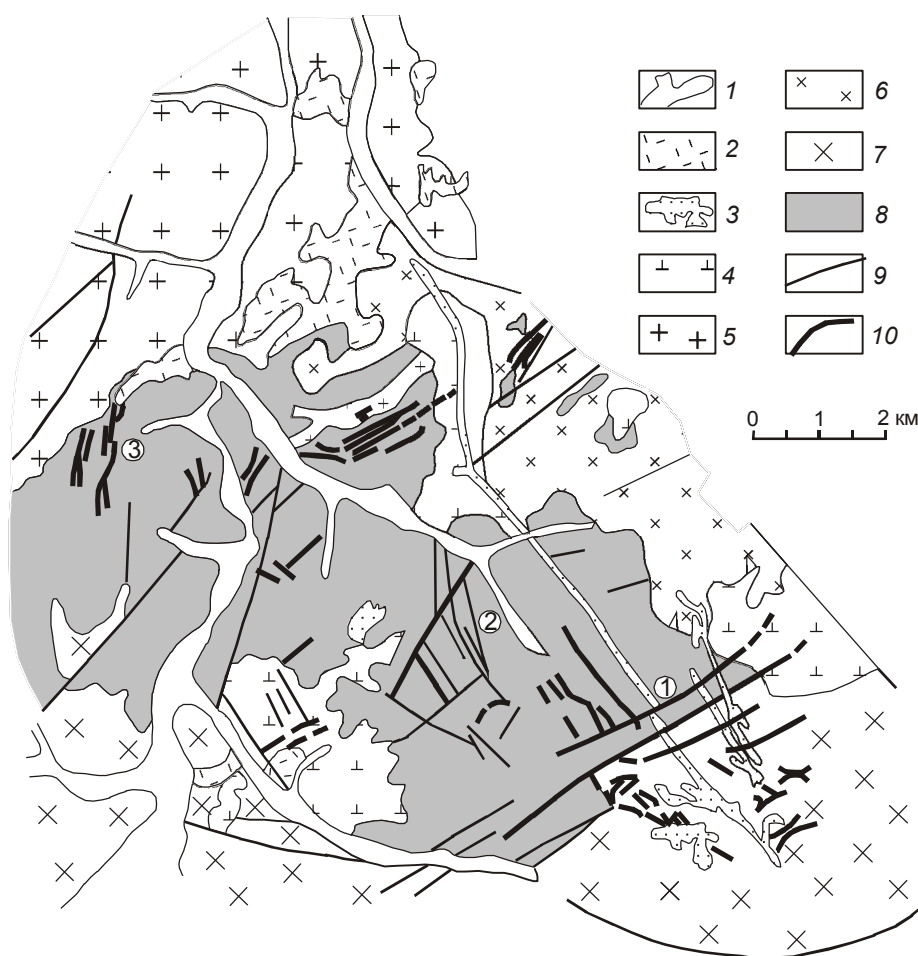


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Дарасунского рудного узла (по материалам геологической службы Дарасунской ГРЭ и [39, 40], с изменениями).

1 – аллювиальные отложения; 2 – эффузивно-пирокластические накопления, J_{2-3} , нерасчлененные; 3 – субвулканические тела, дайки порфировых пород, диатремы эксплозивных брекчий, нерасчлененные, амуджиканский подкомплекс, $\delta\text{л}$, $\gamma\delta\text{л}$, $\gamma\text{л}$, J_{2-3}a ; 4 – сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты, нерчуганский комплекс, $\gamma\xi\text{T}_1\text{n}$; 5 – биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты, амананский комплекс, $\gamma\delta\text{P}_2\text{am}$; 6 – кварцевые сиениты и лейкократовые граниты, олекминский комплекс, $\gamma\text{Pz}_1\text{o}$; 7 – диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, крестовский комплекс, $\delta\text{Pz}_1\text{k}$; 8 – гранитизированные габбро, амфиболиты, габбродиориты, троктолиты, кручининский комплекс, pPz_1kr ; 9 – тектонические нарушения; 10 – основные рудные тела. Месторождения (цифры в кружках): 1 – Дарасунское, 2 – Теремкинское, 3 – Талатуйское.

карбонатной минеральных ассоциаций, в каждой из которых существенное место занимает кварц. Поэтому “каркасный” интрузив амуджиканских гранитоидов считается ключевым элементом структуры ДРП. С ним парагенетически (а некоторыми исследователями и генетически) связывается золоторудная минерализация. На месторождении выявлено более 200 жил, приуроченных к сколовым нарушениям (сдвигам, взбросо-сдвигам, сбросам), имеющим преимущественно северо-восточную, северо-западную, реже субширотную и субмеридиональную ориентировку (рис. 6). Протяженность жил изменяется от нескольких десятков до 2000 м и более по простиранию и 1000–1200 м по падению; их мощность – от нескольких до 200 см, в среднем 0.1–0.25 м, а вместе с ореолами вкрапленной минерализации – 0.6–1.5 м. Руды на 40–60 % состоят из сульфидов, с глубиной их количество снижается, но увеличивается доля кварца.

Метасоматические преобразования выражены в лиственизации, березитизации и турмалинизации вмещающих пород. В целом в дарасунских жилах содержатся повышенные концентрации Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Te и других элементов. Многие из них, а также In, Cd, Se, Tl и Ga извлекаются попутно. Кроме преобладающих пирита, арсенопирита, халькопирита, пирротина и повышенных количеств сфалерита и галенита, в рудах широко представлены постоянные спутники золота – сульфосоли (медно-сурьмяные: блеклые руды, бурнонит; медно- и свинцово-висмутовые: айкинит, козалит-кобеллит и др.; свинцово-сурьмяные: цинкениит, джемсонит и др.), а также теллуриды висмута, меди, золота и серебра, другие минералы. Поэтому оруденение причисляют к сульфидно-сульфосольному типу [41, 51]. Всего определено различными методами более 100 минеральных видов. Отметим из них еще и магнетит, молибденит, вольфрамит, шеелит, антимонит, киноварь.

Считается, что рудообразующий процесс в ДРП был трехстадийным. В раннюю (пневматолито-гидротермальную) продуктивную стадию последовательно кристаллизовались кварц, турмалин, колчеданы с тонкодисперсным золотом, карбонат; в среднюю (гидротермальную полисульфидную, наиболее продуктивную) – кварц, сульфиды, сульфосоли, теллуриды, сульфоантимониты, основная масса самородного золота, карбонаты; в позднюю (гидротермальную постпродуктивную) – преимущественно карбонаты, халцедоновидный кварц, барит, антимонит, киноварь.

Присутствующее в кварц-турмалиновой, кварц-пиритовой, пирит-арсенопиритовой минеральных ас-

социациях тонкодисперсное золото концентрируется преимущественно в пирите и арсенопирите, но его содержания относительно невысоки (25–35 г/т). Основные промышленные минеральные ассоциации: халькопирит-блеклорудная, халькопирит-пирротиновая, сульфосольно-теллуридная – богаче золотом (до 300 г/т). Его пробность колеблется в диапазоне 700–920 единиц.

Специальные изотопно-геохимические и термобарометрические исследования пород и руд ДРП последних лет [39, 40] показали, что его месторождения являются типичными представителями плутоногенного типа. В.Ю. Прокофьев с соавторами установили, что эволюция исходного силикатного расплава, существовавшего при 750–600°C (с повышенными содержаниями H₂O и Cl), в постмагматический период привела (на фоне гетерогенного состояния флюида) к образованию жидких рассолов, насыщенных хлоридами, а затем растворов меньшей солености. В интервале от 430°C до 300°C формировались минералы допродуктивных ассоциаций – кварц-турмалиновой и колчеданной (пирит-арсенопиритовой). При температурах ниже 300°C концентрация солей во флюиде сильно понизилась, вероятно за счет вовлечения в рудообразующий процесс метеорных вод, что способствовало снижению как температуры растворов, так и растворимости в них полезных компонентов, а вследствие этого – отложению продуктивных минеральных ассоциаций. В постпродуктивную стадию продолжающееся снижение температуры (ниже 200°C) и насыщенности растворов полезными компонентами обусловили кристаллизацию карбонатов, барита, халцедона, антимонита и киновари.

В.Ю. Прокофьев с соавторами [40] полагают, что руды Талатуйского месторождения принадлежат наиболее глубокой части Дарасунской рудообразующей системы. Ими высказывается мнение о возможной принадлежности дарасунских и талатуйских руд по комплексу минералого-геохимических признаков, генетической и временной связи с однотипным (амуджиканским) магматизмом к порфировому и high-sulfidation промышленно-генетическому типу, а также определенном их сходстве (большое количество шеелита, обилие минералов Ga и Te) с золото-скарновыми месторождениями.

Те из месторождений региона, которые формировались в связи с субинтрузивными вулканическими телами, обладают устойчивыми связями Au с Bi, As и Sb, т.е. характеризуются редкометалльной специализацией. Менее отчетливы их связи с Te и особенно с Se. Среди плутоногенных представителей золото-редкометалльных месторождений, распростра-

ненных на территории ДВР и в Забайкалье (таких как Аркачан, Басугуньинское, Кировское, Малыш, Мякитское, Нетчен-Хая, Порожистое, Средне-Голготайское, Чепак, Ушумунское и др.), предложено выделять висмут-сульфотеллуридный, висмут-арсенидно-сульфоарсенидный, висмут-сидерит-полисульфидный [16], а также висмут-сульфосольный и, наконец, золото-браннеритовый и золото-уранинитовый [8] минералого-геохимические типы. Наиболее высокой сульфидностью и мышьяковистостью среди них характеризуется висмут-арсенидно-сульфоарсенидный тип. Содержание арсенидов Fe и сульфоарсенидов (арсенопирита, леллингита и др.) варьирует в пределах 5–60 %, но обычно всегда более 10 %. Золото и минералы Bi (сульфотеллуриды, теллуриды и др.) сосредоточены, как правило, в арсенопирите в тонкодисперсной форме или в виде макрокристаллических, эмульсиевидных выделений. Редкие проявления висмут-сидерит-полисульфидного типа (Аркачан, Якутия и др.) также характеризуются повышенной сульфидностью и карбонатностью руд (5–15 %), но ограниченной ролью соединений As. Золото обычно ассоциирует с висмутином и сульфовисмутитами. Невысокой мышьяковистостью и сульфидностью (не более 3 %) обладает висмут-сульфотеллуридно-кварцевый тип проявлений. Золото в них встречается в самородном виде также в ассоциации с сульфотеллуридно-висмутитовыми минералами.

Кировское месторождение является типичным представителем золото-редкометалльных месторождений. Оно находится в северном крыле Монголо-Охотской сутуры (Джелтулакский разлом), на сопряжении геоблоков, сложенных породами архейского и протерозойского комплексов, разделенных узким, но протяженным (6–7 x 60 км) грабеном, заполненным средне-верхнеюрскими осадочными отложениями (рис. 7). К грабену примыкает почти изометричный (~50 кв. км) двухфазный Джалиндинский массив гранитоидов ($\mu\delta$ - $\gamma\delta K_1$) из биотит-роговообманковых, кварцевых диоритов, монцодиоритов (I фаза) и монцонитоидных биотит-роговообманковых гранодиоритов (II фаза). Некоторые исследователи рассматривают эти фазы в качестве фациальных разновидностей. Вблизи массива и на его площади закартированы дайки диоритовых порфиритов, гранодиорит-, гранит-порфиров и спессартитов нескольких этапов внедрения. В обрамлении массива размещены гранитоиды мезозойского, палеозойского, протерозойского и архейского возраста. Золоторудная минерализация преимущественно сосредоточена в южной краевой части Джалиндинского массива и его экзоконтакте со средне-верхнеюрскими осадочными отложениями. В

полосе длиной около 12 км выделяется 6 участков (с 3 на В): Янканский, Золотой, Южный, Центральный, Джалиндинский и Дорожный (рис. 7). В целом они вмещают более 300 жил различной ориентировки (субширотной, меридиональной, северо-восточной), протяженности, мощности и промышленной значимости. На западном фланге (уч. Янканский) выявлена высокотемпературная турмалин-магнетитовая, на восточном (уч. Дорожный, отчасти Джалиндинский) – низкотемпературная кварц-барит-антимонитовая (с киноварью) минерализация. В центре рудонасыщенной “полосы” сосредоточены существенно кварцевая (с пиритом, арсенопиритом, иногда с молибденитом, уч. Золотой), пирит-арсенопиритовая (уч. Южный), полиметаллическая и висмутин-халькопиритовая (уч. Центральный) минерализация. По данным Л.П. Гурова [18], золото в переменных количествах выявлено во всех перечисленных минеральных ассоциациях. В турмалин-магнетитовой содержания золота достигают 70 г/т (пробность 973 ед.), в кварцевой и полиметаллической – 6 г/т, в пирит-арсенопиритовой – 30, редко 160 г/т (пробность 850 ед.), в антимонитовой – редко 1–2 г/т, в висмутин-халькопиритовой – 2000 г/т и более (пробность 924–940 ед.). Основные минералы последней ассоциации: кварц, шеелит, пирротин, пирит, халькопирит, висмутин, тетрадимит. В ограниченных количествах встречаются кобальтин, вольфрамит (ферберит), самородный висмут, галеновисмутин, сульфовисмутит меди (виттихенит), теннантит, тетраэдрит, козалит, энаргит и очень редко силванит и калаверит. Количество висмутина (в сростании с тетрадимитом) в отдельных участках жил достигали 5–8 % и более. Золото в висмутин-халькопиритовой ассоциации крупное (0.2–3 мм), иногда встречаются самородки, а в пирит-арсенопиритовой ассоциации – очень мелкое (0.005 мм), причем до 40–60 % его частиц дисперсны. В составе полиметаллической ассоциации определены кварц, анкерит (розовый и темно-серый), сфалерит, пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит. В небольших количествах встречается бурнонит, буланжерит, джемсонит и менегинит. В сфалерите постоянно присутствуют Cd (десятые доли %) и In (сотые доли %).

Уникальные по генезису и масштабам золото-урановые, золото-сульфидные и золото-джаспероидные месторождения выявлены в Алданском рудном районе (Якутия) [8, 12, 23]. Золотое оруденение разных геолого-генетических типов приурочено здесь, с одной стороны, к позднемезозойским рудно-магматическим системам обрамления крупного гранитизированного выступа кристаллического фундамента (т.н. Якокут-Ыллымахского поля гранитизации,

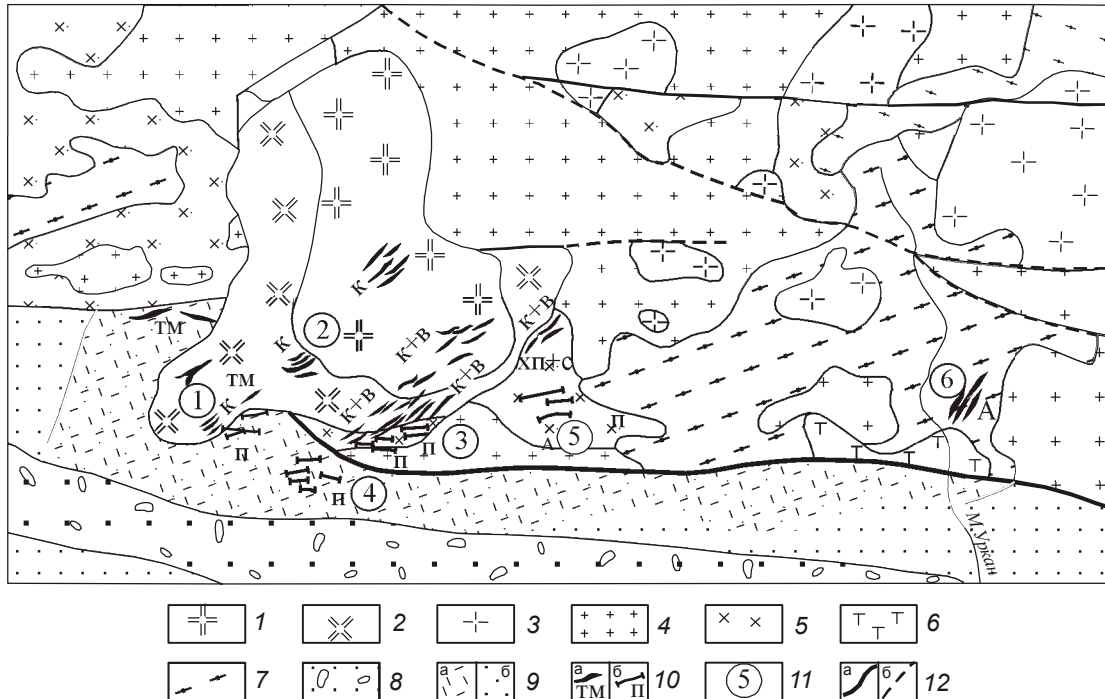


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Кировского золото-редкометалльного месторождения (по Гурову Л.П. [18], с изменениями).

1–2 – гранитоиды Джалидинского массива $\mu\delta$ - $\gamma\delta$, K_1 : 1 – гранодиориты, 2 – монодиориты, диориты, кварцевые диориты; 3–4 – древние гранитоиды, γAR_2 ; 3 – лейкократовые граниты, 4 – гнейсовидные биотитовые граниты, биотит-роговообманковые гранодиориты; 5 – габбро, диориты, кварцевые диориты, AR-PR; 6 – основные и ультраосновные породы, nR?; 7 – биотит-роговообманковые, биотитовые гнейсы (с прослоями амфиболитов) и кристаллические сланцы; 8–9 – позднемезозойские терригенные отложения Стрелкинской впадины, J₂₋₃ и уг; 8 – конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники верхней подсвиты; 9 – алевропесчаники нижней подсвиты: а – ороговикованные, б – неороговикованные; 10 – эндеогенное оруденение (жилы, зоны прожилкования, штокверки): а – турмалин-магнетитовое (ТМ), существенно кварцевое (К), кварц-висмутин-халькопиритовое (В и ХП), кварц-антимонитовое (А); б – кварц-пирит-арсенопиритовое (П), кварц-полиметаллическое (С); 11 – рудоносные участки (цифры в кружках): 1 – Янканский, 2 – Ключ Золотой, 3 – Центральный, 4 – Южный, 5 – Джалидинский, 6 – Дорожный; 12 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые.

рис. 8), а с другой – к отдельным интрузивам и подновленным (в мезозое) тектоническим зонам раннепротерозойского заложения на площади упомянутого выступа. Его северо-западная часть известна под названием Эльконского горста. Он сложен архейскими гранитизированными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами федоровской свиты иенгской серии. В запад-северо-западном и северном обрамлении горста распространены венд-кембрийские отложения “карбонатного чехла” и останцы нижнеюрских угленосных терригенных отложений юхтинской свиты (рис. 8).

С осевой частью Эльконского горста, ориентированной в ЗСЗ–ВЮВ направлении, совпадает серия мощных тектонических зон раннепротерозойского заложения, протяженностью в десятки километров, подновленных в позднем мезозое (Южная, Сох-Солюхская зоны и субпараллельные им менее крупные,

кулисообразно расположенные, наиболее известными из которых являются Агдинская, Весенняя, Пологая, Интересная и др.) (рис. 8 Б). И те, и другие контролируют размещение комплексной золото-урановой минерализации Эльконского рудного узла. На участке периклинального замыкания выступа фундамента и его западном крыле (уже среди пород чехла) широко распространены мезозойские лакколитообразные, межпластовые интрузивные массивы, секущие субвулканические тела и дайковые поля щелочноземельных и щелочных пород алданского вулканоплутонического комплекса, объединяющего магматиты трех возрастных групп: 188–158, 140–130, 120–107 млн лет [11]. Позднемезозойский магматический ареал района контролируется Томмотским глубинным разломом ССВ простирания. Участки, насыщенные интрузивными телами вблизи шва разлома, сменяются на его крыльях менее масштабными массивами, а за-

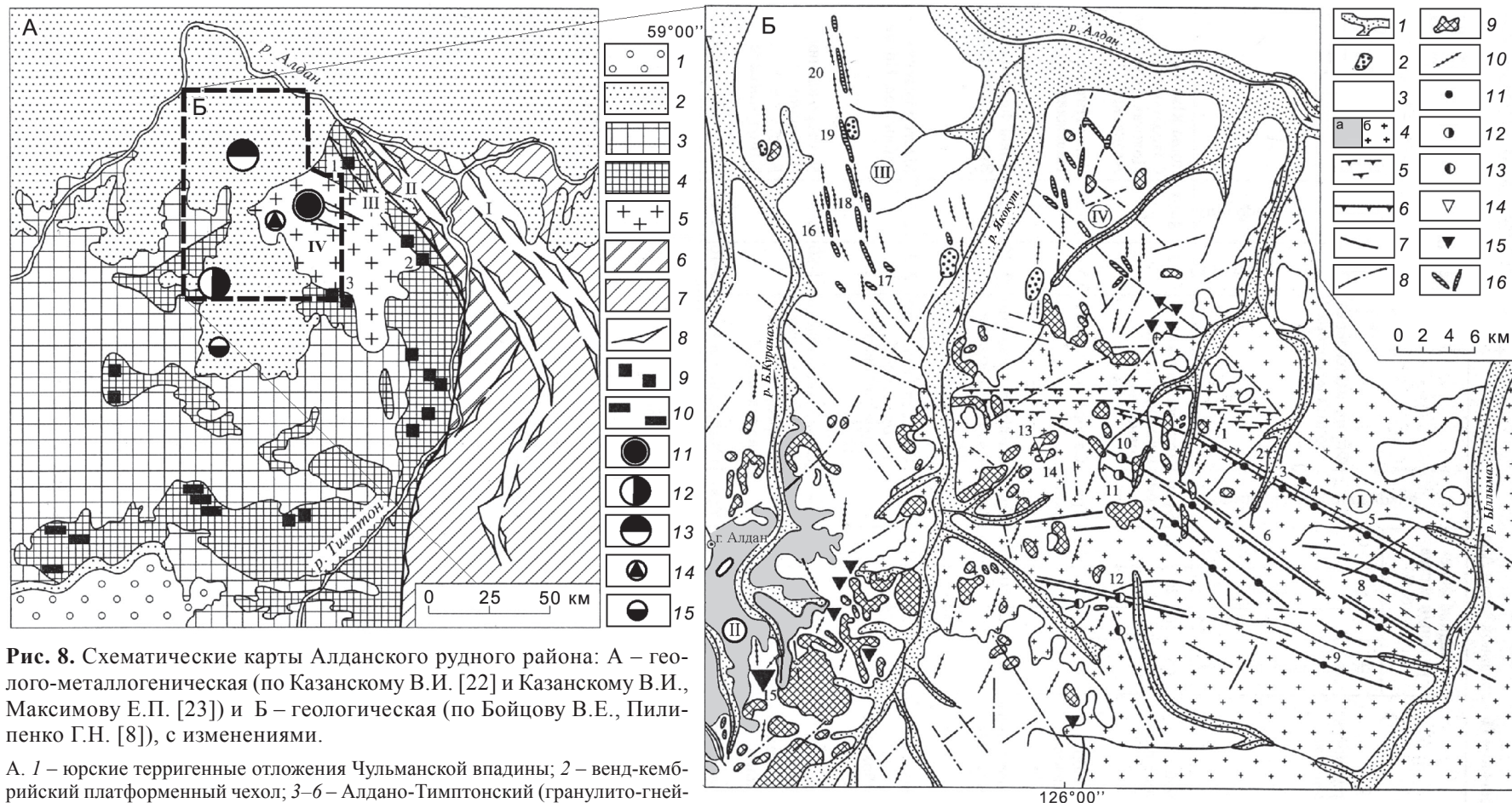


Рис. 8. Схематические карты Алданского рудного района: А – геолого-металлогеническая (по Казанскому В.И. [22] и Казанскому В.И., Максимову Е.П. [23]) и Б – геологическая (по Бойцову В.Е., Пилипенко Г.Н. [8]), с изменениями.

А. 1 – юрские терригенные отложения Чульманской впадины; 2 – венд-кембрийский платформенный чехол; 3–6 – Алдано-Тимптонский (гранулитогнейсовый) мегаблок: 3–4 – иенгрский комплекс: 3 – верхнеалданская толща (гранитогнейсы, кварциты с линзами кристаллических сланцев), 4 – федоровская толща (диопсид-роговообманковые и др. плагиогнейсы, реже сланцы с линзами кальцифиров и флогопит-диопсидовых пород), 5 – Якут-Ыллымахское поле гранитизации, 6 – иджеская толща (гиперстен-диопсид-амфиболовые плагиогнейсы с линзами кристаллических сланцев и известково-силикатных пород); 7 – Тимптоно-Учурский (гранулитовый) мегаблок, тимптоно-джелтулинский комплекс; 8 – зоны тектонического меланжа и пластических разрывов (I – Тыркандинская, II – Скальная, III – Эмельджакская, IV – Южная и Сох-Солоохская); 9 – месторождения флогопита (1 – Эльконское, 2 – Эмельджакское, 3 – Каталахское); 10 – месторождения магнетита; 11 – Эльконский комплексный (Au-U) рудный узел; 12–13 – золоторудные узлы: 12 – Лебединский, 13 – Куранахский; 14 – Рябиновое рудное поле; 15 – Самозлазовское месторождение.

Б. 1 – четвертичный аллювий; 2 – нижнеюрские песчаники; 3 – венд-кембрийские карбонатные породы; 4 – архейские гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды (а), в т.ч. в пределах поля гранитизации (б); 5–8 – разновозрастные тектонические зоны: 5 – древние (бластомилонитовые), 6 – омоложенные в мезозое (рудноносные), 7–8 – молодые (мезозойские): 7 – рудоносные, 8 – прочие; 9–10 – алданский вулканоплутонический комплекс: 9 – интрузивы, 10 – дайки сложного состава; 11–16 – минерально-геохимические типы оруденения (месторождения): 11 – золото-браннеритовый (1 – Элькон, 2 – Эльконское плато, 3 – Курунг, 4 – Непроходимое, 5 – Дружное, зоны: 6 – Сох-Солоохская, 7 – Пологая, 8 – Весенняя, 9 – Агдинская), 12 – золото-уранинитовый (10 – Надеждинская, 11 – Интересная), 13 – браннерит-серебро-золотой (12 – Федоровское), 14 – золото-порфировый (13 – Рябиновое, 14 – Новое), 15 – золото-сульфидный (15 – Лебединое), 16 – золото-джаспероидный (16 – Боковое, 17 – Дэлбэ, 18 – Центральное, 19 – Порфиоровое, 20 – Северное). Рудоносные узлы и зоны (цифры в кружках): I – зона Южная; II – Лебединый; III – Куранахский; IV – Нижне-Якутский.

тем и полями разноориентированных даек. В породах карбонатного чехла обрамления горста размещены золото-сульфидные (лебединский тип) и золото-джаспероидные (куранахский тип) месторождения. В.Е. Бойцов и Г.Н. Пилипенко [8] обратили внимание на закономерное размещение (по латерали) золотого оруденения разных типов относительно мезозойских магматических тел. Внутри интрузивов (на площади выступа) выявлено золото-порфировое оруденение (Рябиновое, Новое месторождения); в породах карбонатного чехла вблизи контактов интрузивов и крупных субвулканических тел – золото-сульфидное (Лебединое, Колтыконское, Самодумовское) и золото-скарновое (Самолазовское), а на удалении от крупных массивов в пространственной ассоциации с дайками – золото-джаспероидное оруденение (Куранахский, Нижне-Якоkitский рудные узлы).

В строении комплексных золото-урановых месторождений Эльконского узла участвуют, кроме гранито-гнейсов и кристаллических сланцев, дайки метадiorитов, зоны бластомилонитов, бластокатаклизитов и наложенные пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты. Мощность последних достигает 30–40 м (средняя 10). Они содержат от 1–2 до 3–10 г/т золота. Основная его часть заключена в пиритах: до 60–90 г/т. В них зафиксированы очень мелкие выделения Au размером 0.001–0.1 мм с примесями Ag, Tl, V, реже As [8]. Комплексная золото-урановая минерализация Эльконского рудного узла не обнаруживает видимой связи с магматическими образованиями. Вместе с тем, такая связь представляется возможной, но более отдаленной, поскольку зафиксировано северо-западное (в сторону Томмотского магматического ареала) повсеместное склонение совмещенных (Au-U) рудных столбов на месторождениях Южной зоны (Элькон, Курунг, Непроходимое, Дружное и др.), т.е. в сторону наибольшей концентрации мезозойских интрузивов и вероятного положения их очагов. Увеличение концентраций Au в пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитах Федоровской зоны (до 3–10 г/т, а Ag до 15–200 и даже 1400 г/т), возможно, связано с ее приближенностью к периклинальному замыканию горста и Томмотскому магмоконтролирующему разлому. Бедное золото-браннеритовое оруденение, в котором уран и золото прямо коррелируют между собой [8], имеет раннемеловой возраст 135–130 млн лет.

Вулканогенное золотосодержащее, золотое и золото-серебряное оруденение. К вулканогенному геолого-генетическому типу принадлежит известное (Au>50 т) комплексное золото-полиметаллическое оруденение Широкинского рудного поля (ЮВ Забай-

калье). Оно сосредоточено в кварц-турмалиновых жилах и брекчиевых, а также линзо- и жиллообразных карбонат-кварцевых телах, мощностью до 20 м, с халькопирит-золото-галенит-сфалеритовой, галенит-сфалеритовой, антимонит-реальгаровой (с золотом) и барит-киноварной минерализацией среди турмалинизированных, окварцованных, аргиллизированных, серицитизированных, пропилитизированных и сульфидизированных эффузивно-пирокластических отложений среднего-основного состава [29].

На собственно благороднометалльных вулканогенных месторождениях связи Au, Ag с Te и Se (при достаточно заметном влиянии Sb) проявлены в большей степени, чем на плутоногенных месторождениях. Часть месторождений этого типа уже отработана (Карамкенское, Нявленга и др.), часть – эксплуатируется (Агинское, Кубака, Купол, Многовершинное, Покровское, Хаканджа), а часть – готовится к эксплуатации (Асачинское, Пионерное и др.). В последние десятилетия в формационной золото-серебряной группе стали выделять не только мало- и высокосульфидные формационные, но и большое число геохимических, минеральных и минералого-геохимических типов проявлений. Наиболее распространенными представителями вулканогенных проявлений благородных металлов являются сульфидный, сурьмяный, ртутный, селенидный, теллуридный, сульфосольный типы. Последний подразделяют на канфильдитовый, полибазитовый, пирсеит-полибазитовый, прустит-пираргиритовый, миаргирит-пираргиритовый, пирсеит-аргиритовый и т.п. подтипы [15]. Столь же дробная типизация возможна и для других перечисленных выше проявлений (сульфидного, селенидного, теллуридного и т.д.).

Одним из наиболее крупных среди эксплуатируемых месторождений золота вулканогенного типа на Дальнем Востоке России является Многовершинное (Нижнее Приамурье). Оно расположено в Усть-Амурской вулканической зоне и приурочено к Улькой вулканоструктуре, являющейся частью поздне-мелового–палеогенового Бекчиулского вулканоплутонического сооружения (ВПС). В строении вулканоструктуры участвует широкий спектр геологических образований, присущих подобным постройкам: пирокластические толщи, лавовые покровы, экструзивно-жерловые аппараты, субвулканические тела (рис. 9). Здесь отчетливо проявлены две системы разломов: северо-западные и северо-восточные, наследующие ориентировку складчатых нарушений терригенного основания ВПС. Нарушения других направлений выражены слабее. Северо-восточные сбросы, контролирующие положение оруденелых

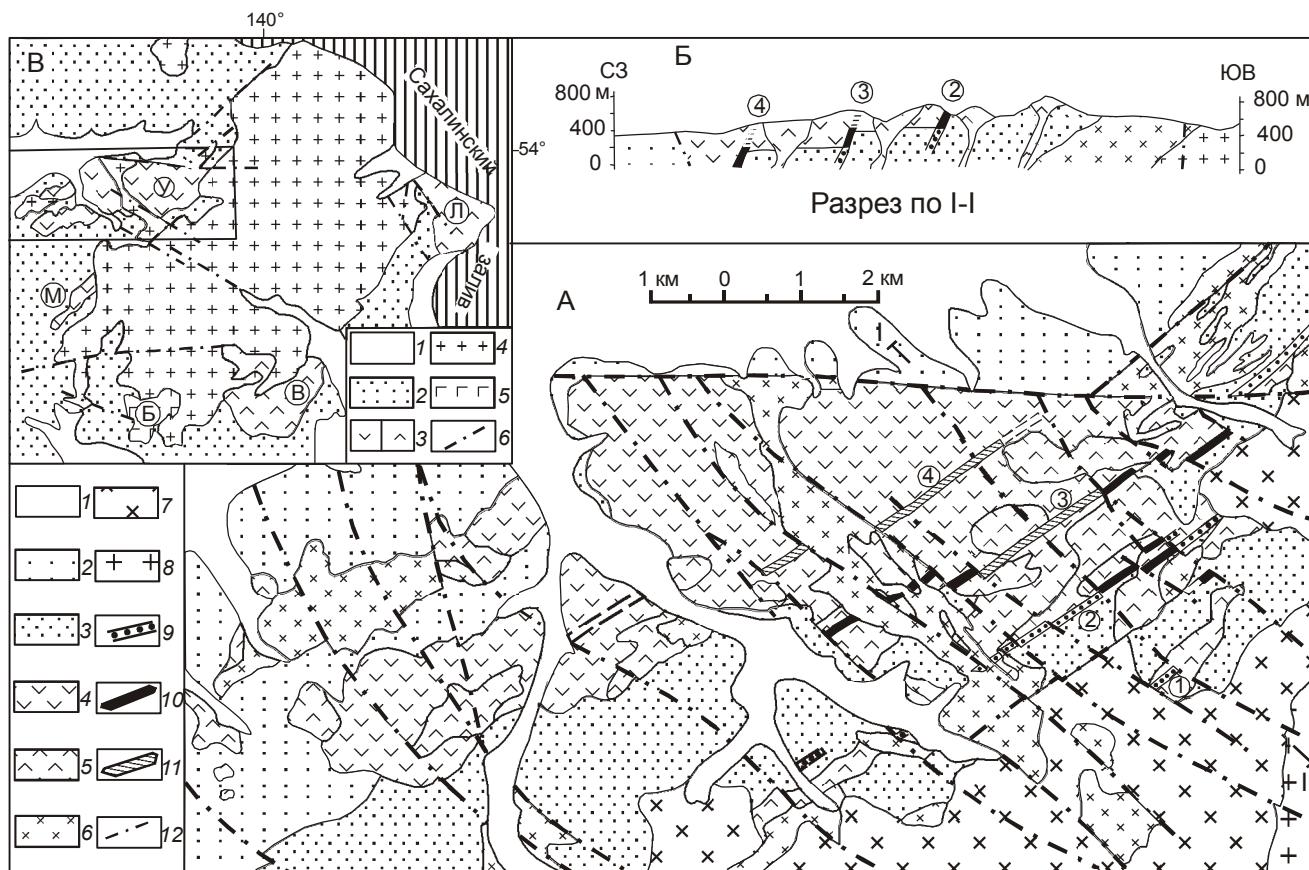


Рис. 9. Геолого-структурная карта (А), разрез (Б) Многовершинного рудного поля и схема его положения в Бекчиулской ОКС (В). По материалам съемочных, поисковых и разведочных работ ПГО Дальгеология.

А, Б. 1–3 – терригенные отложения: 1 – четвертичные аллювиальные, 2 – нижнемеловые алевролитно-песчаниковые, горинская и пионерская свиты, 3 – верхнеюрские песчано-алевролитовые, силинская и падалинская свиты; 4–8 – дат-палеоценовый вулканоплутонический комплекс: 4 – покровные вулканические фации (лавы, брекчиевые лавы и туфы андезитов и андезидацитов), 5 – прижерловые, жерловые и субвулканические фации (крупнопорфировые андезиты, их туфы и туфобрекчии, диоритовые порфиры, в том числе кварцевые), 6 – субинтрузивные диоритовые порфиры (в том числе кварцевые), гранодиорит-порфиры, порфиroidные гранодиориты, 7 – преимущественно монцгранодиориты, 8 – преимущественно граниты; 9–11 – звенья жильно-метасоматических зон: 9 – “прикорневые” (разрез), сильно эродированные (карта), 10 – срединные (разрез) умеренно и слабо эродированные (карта), 11 – не вскрытые эрозией (ореолы надрудных изменений); 12 – тектонические нарушения. Цифрами в кружках обозначены основные золотоносные зоны: 1 – Водораздельная, 2 – Главная, 3 – Промежуточная, 4 – Медвежья.

В. 1–2 – терригенные отложения: 1 – четвертичные, 2 – юрско-меловые; 3 – дат-палеоценовые вулканические постройки: а – покровные фации, б – субвулканические и жерловые фации. Заглавными буквами обозначены наиболее крупные постройки: У – Улская, М – Маринская, В – Вынгинская, Л – Литкинская группа жерловых аппаратов; 4 – поздне-меловой-палеогеновый Бекчиулский гранитоидный плутон; 5 – эоценовый Бекчинский (Б) базальтоидный щитовой вулкан; 6 – тектонические нарушения.

гидротермально-метасоматических образований, обуславливают ступенчато-блоковое строение рудного поля и различную степень эродированности рудоносных зон (Главной, Промежуточной и Медвежьей). Их основу составляют плитообразные крутопадающие тела гидротермально-метасоматического происхождения (формировавшиеся в условиях кислотного выщелачивания) мощностью до 100 м и протяженностью до 10 км и более. На гидротермально-метасоматическую матрицу зон наложены два более

поздних минеральных комплекса: скарноподобных магнезиально-железистых и марганцовистых метасоматитов, обычно развивавшихся по карбонатному субстрату, и турмалин-кварцевых, кварцевых и карбонатных гидротермалитов, выполнявших поперечные жильно-прожилковые структуры [52]. Северо-западные разломы вмещают дайки пестрого состава и крупные линейно вытянутые тела гранодиорит-порфиров. В послерудное время эти разломы подновились в качестве правосторонних сдвигов с ам-

плитудами до 200 м. Будучи поперечными по отношению к оруденелым жильно-метасоматическим зонам, они разбивают каждую из них на ряд звеньев, имеющих статус рудных тел.

Золото-серебряная минерализация сосредоточена в ядрах зон, имеющих кварцевый, участками адюляр-кварцевый состав с примесью серицита, хлорита, карбонатов. Из рудных минералов в зонах преобладают сульфиды, среди которых обычны пирит, халькопирит, галенит, сфалерит; спорадически наблюдаются пирротин и арсенопирит. В заметных количествах, но чаще в виде тонкой рассеянной вкрапленности, отмечаются сульфосоли (блеклая руда, пирсеит-полибазит), теллуриды (гессит, петцит), самородное золото. Иногда наблюдаются скопления оксидов (магнетита, в меньшей мере гематита), более характерных для магнезиально-железистых метасоматитов. Весьма редки селениды – науманнит, теллуроселениды серебра, галенит-клаусталит, а также теллуровисмутит, алтаит, шеелит и некоторые другие рудные минералы. В целом руды месторождения оцениваются как низкосульфидные, варьирующие от убого- до малосульфидных, хотя в локальных участках зон они могут приближаться к умеренносульфидным.

Золото в рудах находится главным образом в самородном виде (его пробность 650–935 ед.) и в составе теллуридов (преимущественно, петците).

Месторождения вулканогенного геолого-генетического типа характеризуются “компактностью”, высокими содержаниями благородных металлов в рудах, размещением на небольшой глубине и поэтому являются весьма привлекательными для золотодобытчиков [57].

Месторождения терригенных комплексов складчатых поясов

Плутоногенные полисульфидные месторождения золота терригенно-сланцевых поясов размещены обычно вблизи интрузивных массивов и крупных разломов, субсогласных с ориентировкой складчатых структур. Очень часто оруденение тяготеет к интрузивно-купольным поднятиям в терригенных толщах. В золоторудных узлах, где выявлены месторождения с большими объемами рудной массы, фиксируется совмещенность разнородных минеральных ассоциаций и повышенная золотоносность ранних сульфидов. Типичным представителем этой группы объектов является Нежданнинское месторождение (Восточная Якутия), расположенное в Южно-Верхоянской металлогенической зоне среди пермских терригенных отложений Верхоянского складчато-надвигового пояса [50]. Оруденение сосредоточено в протяжен-

ных кварцево-жильных системах и прожилково-вкрапленных зонах, сложенных кварцем, карбонатами (анкерит-доломитового ряда), серицитом, альбитом, калишпатами и сопровождаемых ореолами сульфидизации. Количество сульфидов в рудах не превышает 5 %. Наиболее распространены арсенопирит (Au 30–500 г/т) и пирит (Au 10–150 г/т), реже встречаются сфалерит, галенит, халькопирит, антимонит. Весьма характерен шеелит. На верхних горизонтах распространены сульфосоли Cu, Pb, Zn, Ag, а также канфильдит [12]. В Яно-Колымской области среди верхнетриасовых терригенных отложений Тарынской металлогенической зоны распространены Au-Sb месторождения (Аулачан, Малтан, Ким, Сентачан и др.), наиболее известным из которых является Сарылахское [50]. Оно находится на юго-восточном фланге крупного Адыча-Тарынского разлома. На месторождении выделяется центральная (“стержневая”) жила мощностью 10–20 м, приуроченная к зоне смятия и расланцевания взбросо-сдвиговой природы, и разноориентированные прожилки в ее окружении. В рудных телах выделены кварц-пирит-арсенопиритовая (слабо золотоносная), кварц-сульфосольная (экзотическая) с цинкенимом, галенитом и кварц-антимонит-бертьеритовая (основная продуктивная) с золотом, аурустибитом, халькостибитом, сфалеритом и другие минеральные ассоциации [5]. В кварце и на его контактах с зернами антимонита выявлено несколько генераций золота (в т.ч. высокопробное – выше 950 ‰). Самая поздняя из них возникла за счет регенерации и самоочистки раннего золота пирит-арсенопиритовой ассоциации [20]. С глубиной увеличивается количество арсенопирита и бертьерита при уменьшении доли антимонита в рудах.

Золото-мышьяк-сульфидное с антимонитом полигенное оруденение весьма крупного по запасам Au Майского месторождения на Чукотке занимает промежуточное положение между золото-антимонитовым и золото-арсенопиритовым [9].

Кроме антимонит-бертьеритовых с золотом месторождений в регионе известны и Au-Sb-Hg объекты, типичным представителем которых является Ключское рудное поле [46], расположенное в Нижнеянской металлогенической зоне. Оно приурочено к системе нарушений Янского тектонического шва, разделяющего складчатые сооружения Куларского и Полоусненского террейнов. В рудном поле проявлена золото-мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация, рассеянная и сосредоточенная в сближенных крутопадающих нарушениях, в карбонат-кварцевых прожилках среди брекчированных, смятых, развальцованных сульфидизированных, аргиллизированных и карбонатизированных песчаников, алевролитов и

аргиллитов верхоянского комплекса. На месторождении выделяют антимонит-карбонатно-каолинит-кварцевые с киноварью, самородным золотом, реальгаром, пиритом, арсенопиритом и пирит-арсенопиритовые с гидрослюдами, карбонатом, каолинитом, а также киноварью и антимонитом разновидности руд с одинаковым набором минеральных парагенезисов (арсенопирит-пирит-кварцевым, реальгар-аурипигмент-киноварь-антимонитовым и каолинит-кварцевым). Золотоносны в основном пирит (до 45,5 г/т) и арсенопирит (до 456 г/т). Реальгар и киноварь содержат невысокие содержания золота (до 6 и 2,15 г/т, соответственно). Золото очень мелкое, тонкое, обычно пылевидное (0,01–0,1, редко до 0,5 мм), высокопробное (855–957 ‰) и высокортутистое (до 10–15 %).

Стратиформные месторождения. Для стратиформных золото-кварцевых месторождений терригенно-сланцевых поясов характерна многоярусность размещения продуктивных залежей, низкая (0,5–2,5 %) сульфидность и существенно кварцевый состав рудных тел со свободным Au, что обуславливает возможность применения простых технологических схем его извлечения [28]. Среди сульфидных минералов обычно преобладает пирит; реже встречаются арсенопирит, галенит, сфалерит и халькопирит. Месторождения этого типа известны в Куларской, Верхоянской, Аллах-Юньской металлогенических зонах Южного Верхоянья (месторождения Эмисское, Кыллах, Дуэт-Бриндакитской группы), а по данным А.А. Сидорова и А.В. Волкова [44], и на Чукотке (Совиное, Кусьвеемское, Дор, Мор и др.), где они контролируются неравномерно проявленными складчатыми и разломными (согласными и секущими) структурами среди турбидитовых песчано-алевросланцевых верхнекарбонново-нижнепермских отложений. Наиболее примечательными геологическими элементами рассматриваемых месторождений являются седловидные кварцевые тела (жилы), приуроченные к осевым частям антиклинальных складок, осложняющих более крупные синклинали. Возникновение стратоидного благороднометалльного оруденения связывается с деятельностью гидротермально-осадочно-метаморфогенных рудообразующих систем [28, 50]. Подобная же схема рудообразования предполагается и для ряда крупных месторождений Au с более высокими содержаниями сульфидов в рудах. Самым крупным из них в Центрально-Колымском районе является Наталкинское месторождение золота (рис. 10), представляющее минерализованную блок-пластину (5 × 1 × 0,5 км), пронизанную сетью кварцевых жил, разноориентированных прожилков и участков брекчирования с неконтрастной зональностью в распределении рудных ком-

понентов [47]. В схеме минералообразования выделяют два метаморфических этапа (прогрессивный и регрессивный), одну или две продуктивные рудные стадии: раннюю пирит-арсенопирит-альбит-кварцевую и позднюю золото-арсенопирит-кварц-анкеритовую с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Минералы формировались, предположительно, из амагматогенных флюидов.

Длительная подготовка, преемственность механизмов осадочно-диагенетического, флюидно-метаморфогенного и последующего гидротермального концентрирования золота, специализированная вмещающая среда с присутствием туфокластогенных сланцев (диамиктитов), широкая распространенность зон трещиноватости, дробления, смятия, рассланцевания, милонитизации, межслоевых срывов, послонного кливажа, присутствие углеродистых тектонитов, крупных (рудоконтролирующих) разломов, проявление складчатости, сопряженность с дайками диоритовых порфиритов и спессартитов, низкие фации метаморфизма (внешняя биотит-пирротиновая, промежуточная хлорит-марказитовая, внутренняя мусковит-пиритовая), переходящие в мощный упорядоченный альбит-серцит-кварцевый и кварц-кальцитовый чехольный ореол околорудных изменений, контрастное геохимическое поле характерны для самого крупного на востоке России месторождения.

Золото-сульфидно-кварцевые (джаспероидные) месторождения невадийского (карлинского) типа выявлены на территории ДВР в венд-кембрийском карбонатном чехле Сибирской платформы, ее активизированных в позднем мезозое районах: Центрально-алданском, Курун-Уряхском и Улахан-Чайдахском [3]. Упомянутая венд-кембрийская карбонатная толща общей мощностью порядка 600 м рудоносна на нескольких уровнях. Как уже отмечалось выше, золото-сульфидное оруденение лебединского типа размещается в низах разреза плитного комплекса среди доломитов юдомской свиты (C_1jd_1) приблизительно на 20–100 м выше ее подошвы. Ему присущи как согласные со стратификацией рудоносные залежи, так и сопряженные с ними секущие тела (рис. 4). Второй уровень приурочен к верхам разреза плитного комплекса, а именно, к контакту куторгиновой (C_1kt) карбонатной толщи с перекрывающими ее юрскими песчаниками (рис. 11). Присутствие секущих и согласных субщелочных магматических тел поздне-мезозойского возраста (алданский вулканоплутонический комплекс) среди карбонатных пород способствовало мраморизации, скарнированию последних, а также силификации (окремнению, окварцеванию, джаспероидизации), брекчированию, сульфидизации, увеличению пористости, кавернозности, обо-

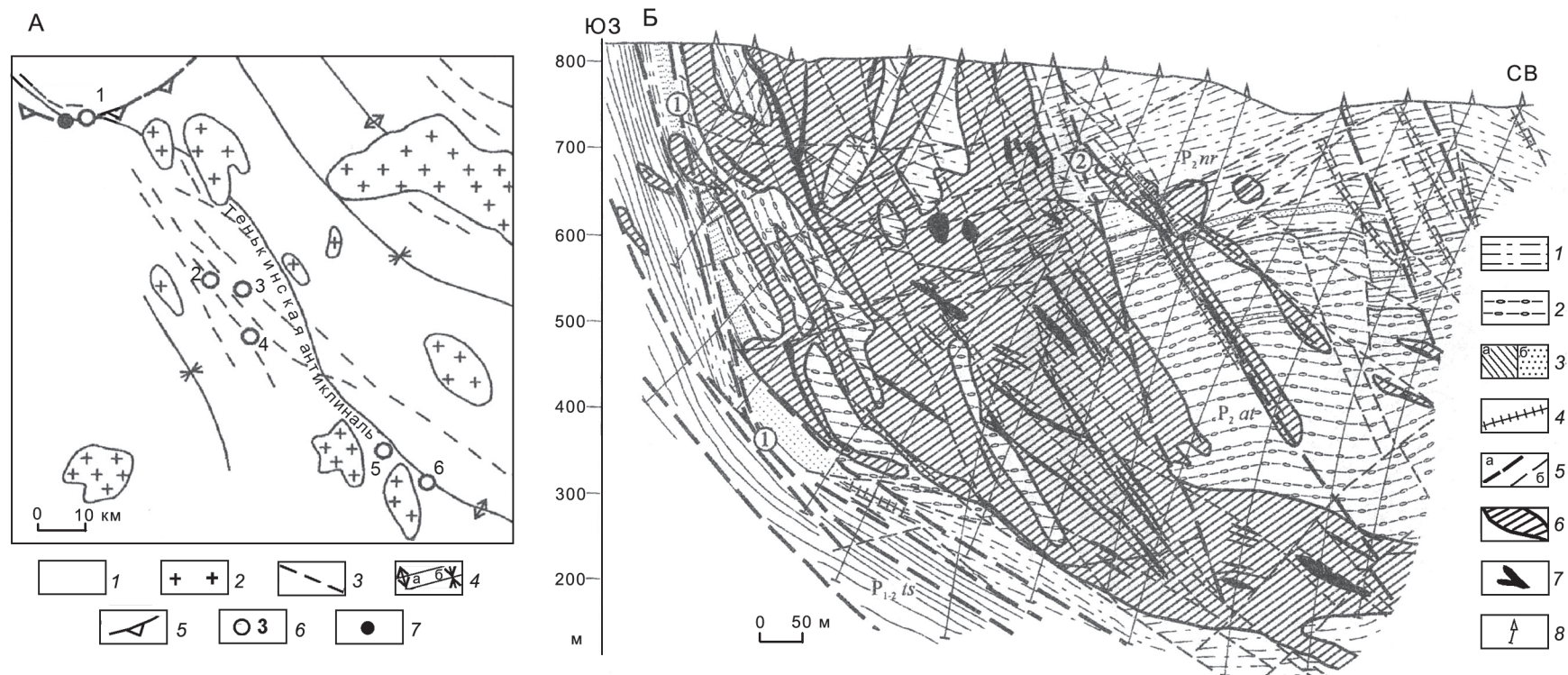


Рис. 10. Геолого-структурная схема Тенькинского золоторудного района (А) и разрез (Б) центральной части Наталкинского месторождения (по профилю +50) (по Ганже Г.Б. и Ганжа Л.М. [13], Стружкову С.Ф. и др. [47], с изменениями).

А. 1 – терригенные породы верхоянского комплекса; 2 – раннемеловые гранитоиды; 3 – разломы; 4 – оси складчатых форм: антиклиналей (а) и синклиналей (б); 5 – Дегдеканская зона усложняющих дислокаций; 6 – золоторудные месторождения (1 – Дегдеканское, 2 – Наталкинское, 3 – Омчакское, 4 – Павликовское, 5 – Игуменовское, 6 – Родионовское); 7 – Пионерское (золото-битумное) проявление.

Б. 1 – алевролиты и песчаники с редкими прослоями диамиктитов, нерючинская свита, верхняя подсвита, P_2nr ; 2 – диамиктиты (туфогенные сланцы) с прослоями песчаников, алевролитов и гравелитов, атканская свита, P_2at ; 3 – аргиллиты, алевролиты (а) и мелкозернистые песчаники (б), тасская свита, $P_{1,2}ts$; 4 – позднеюрские дайки спессартитов, диорит-порфириров, микродиоритов; 5 – разрывные нарушения (в т.ч. разломы: Главный – 1 и Северо-Восточный – 2); 6 – контуры рудной залежи (бортовое содержание $Au > 0,4$ г/т); 7 – участки повышенных содержаний Au (более 2,0 г/т); 8 – буровые скважины.

соблению битумоидов, алеврито-глинистых веществ, появлению анкерита, барита и гематита. Метасоматически измененные породы на месторождениях куранахского типа (Боковое, Дэлбэ, Центральное, Северное и др.) дополнительно подверглись интенсивным, площадным и линейным, гипергенным преобразованиям. Поэтому первичные сульфиды (пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, реже арсенопирит, борнит, висмутин и др.) встречаются редко. Формирование коры выветривания контактово-карстового типа привело к возникновению современного облика рудных залежей размером до 1 × 4–5 км и мощностью в десятки метров (рис. 11). Золото в залежах имеет “горчичный” облик. Его размеры от 0,005 до 0,25 мм (реже крупнее); пробность от 700–825 до 900–975 ‰ в интенсивно окисленных рудах.

Бакулин Ю.И. с соавторами [3] на примере оруденения Улахан-Чайдахского района отметили полигенный характер залежей куранахского типа, формировавшихся и как контактово-метасоматические (в экзоконтакте интрузивного массива), и как гидротермально-метасоматические, и как полихронные линейные коры выветривания, сопровождавшиеся карстообразованием. Изложенное позволяет согласиться с мнением В.А. Буряка, М.М. Константинова и других исследователей о том, что невадийский (карлинский, куранахский) тип оруденения, вероятно всего, формировался в несколько этапов. Возможность возникновения золотоносных скарновых месторождений в связи с полиэтапным развитием рудообразующих процессов при формировании залежей невадийского типа позволяет напомнить приведенные выше факты скарнирования пород плитных комплексов Аргунского, Охотского, Омолонского и других супертеррейнов в Забайкалье, Приамурье, Приохотье и Восточной Чукотке, а значит и высокой их потенциальной перспективности на выявление месторождений Au в скарнах и проявлений карлинского типа [56]. Напомним, что в Балейском рудном районе (Забайкалье) среди скарнов выявлено и разведано Андрушкинское золото-редкометалльное месторождение. Весьма высоки перспективы выявления подобных месторождений в Нер-Заводском рудном районе (ЮВ Забайкалье).

Месторождения кор выветривания

Золотоносные коры выветривания и зоны окисления проявлений эндогенного оруденения принадлежат относительно новому для региона и поэтому недостаточно изученному промышленно-генетическому типу месторождений благородных металлов. Тем не менее, месторождения этого типа известны на территории Забайкалья, Приморья,

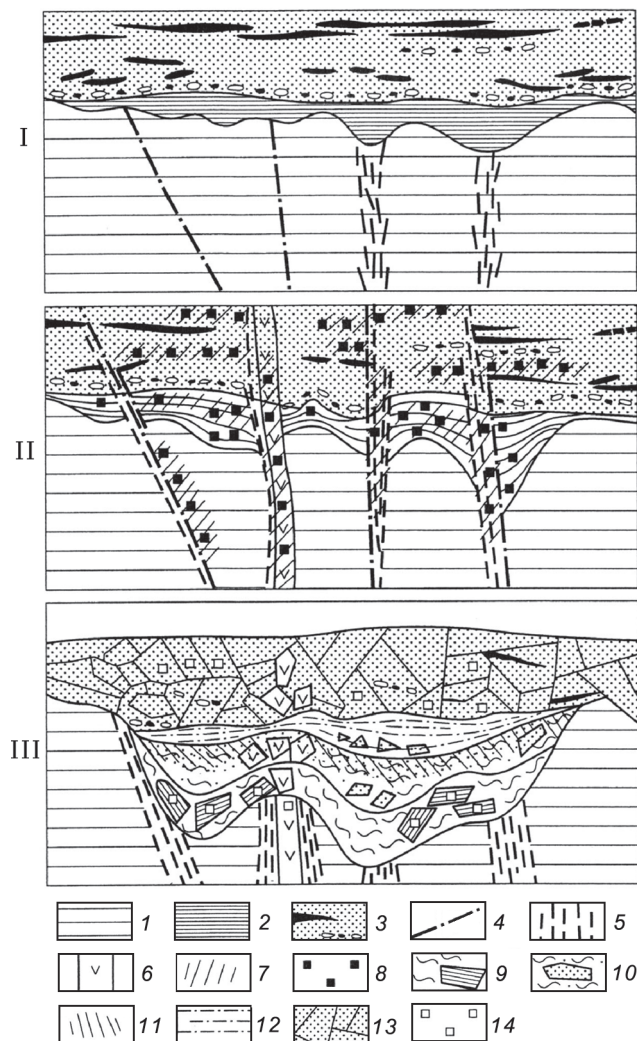


Рис. 11. Принципиальная схема строения золото-сульфидно-кварцевых залежей Куранахского рудного узла. Типовой разрез месторождений. Гипогенные и гипергенный этапы формирования (по Ветлужских В.Г. [11], Казаринову А.И., Маслову Ю.С.).

I – дорудный этап; II – этап формирования гидротермально-метасоматических руд по нижекембрийским карбонатным породам, доюрской коре выветривания, нижеюрским гравийно-галечно-песчаными отложениями, мезозойским дайкам (окварцевание, пиритизация, аргиллитизация); III – этап карстообразования и интенсивного окисления пород и руд, формирования локальных кор выветривания. 1 – известняки и известковистые доломиты; 2 – желтые, бурые глины; 3 – песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов; 4 – разломы; 5 – зоны трещиноватости; 6 – дайки алданского вулканоплутонического комплекса; 7 – секущие и согласные зоны гидротермально-метасоматической проработки с вкрапленностью золотоносного пирита; 8 – вкрапленность крупнозернистого пирита; 9–14 – элементы заполнения рудоносных карстовых полостей: 9 – горизонт бурых глин с обломками литифицированной, метасоматически измененной доюрской коры выветривания, 10 – песчано-глинистые отложения с обломками окисленных гипогенных руд и вмещающих пород, 11 – горизонт вишневой супеси, обогащенный гипергенным золотом, 12 – глинисто-песчаные отложения с обломками осадочных пород, 13 – выветрелые, дезинтегрированные песчаники и конгломераты, 14 – псевдоморфозы гидроксидов по пириту.

Приамурья и Южной Якутии. В свое время А.И. Казаринов [24] относил куранахские месторождения к этому геолого-генетическому типу. В Читинской и Амурской областях к настоящему времени выявлено более 100 участков развития площадных и линейных кор выветривания, содержащих золото [34]. Многие из них расположены в пределах известных рудных полей, месторождений, минерализованных участков и представляют зоны окисления, элювиальные, делювиальные россыпи. Часть кор выветривания и зон окисления развивались по породам субстрата (гранитоидам, известнякам, метаморфитам) до глубин 40–50 м от поверхности вдоль жильных тел кварц-карбонат-сульфидного состава, часть – по золотосодержащим вкрапленно-прожилковым зонам, часть – по интервалам обохривания (с охрами Fe, As, Pb, Zn), сульфидизации, метасоматического и жильно-прожилкового окварцевания. В Приморье (месторождения Аскольд, Криничное) и Приамурье (Апрельское, Пионерное, Покровское и др.) развиты золотоносные коры выветривания по гранитоидам, в Забайкалье – по гранитоидам (Бугдаинское и др.) и известнякам (Козулинское и Нер-Заводское рудные поля). Окисленные руды таких проявлений с лимонитовыми, кварц-лимонит-скородитовыми рудами характеризуются высокими содержаниями As и Sb. На ряде объектов отмечены находки киновари и барита [34]. Самородное золото кор выветривания и зон окисления в известняках очень мелкое (максимум до 100 микрон). Не исключено, что часть месторождений кор выветривания и зон окисления, особенно те из них, что выявлены среди известняков, принадлежат невадийскому типу.

Новый для региона геолого-генетический тип представляет Самолазовское месторождение, выявленное в последние годы в южной части Алданского рудного района (рис. 8 А). Месторождение приурочено к участку гидротермально-метасоматического преобразования скарноидов у пологого контакта эгирин-авгитовых сиенит-порфиров с мраморизованными доломитами. Намечено несколько гипогенных и гипергенных этапов формирования оруденения: скарнирование (возникли скарны и скарноиды), березитизация и калишпатизация (пирит-калишпат-кварцевые метасоматиты), карбонат-кварцевое (с сульфидами и Au) прожилкование, карстование, дезинтеграция рудно-метасоматических образований, формирование площадной коры выветривания с концентрированием тонкого золота в зоне окисления и образованием богатых гипергенных руд [11]. На месторождении выделено 3 типа руд: сульфидизированные скарны, сульфидизированные и карбонатизиро-

ванные сиенит-порфиры, гидроксидно-силикатные (по скарноидам и метасоматитам) гипергенные руды. Мощность промышленных залежей (размером около 350 × 400 м) на отдельных участках превышает 20 м. Главными минералами гипергенных руд является гидрогетит и другие оксиды. В них установлены повышенные содержания As, Pb, Sb, Au, Mo, Ag, Cu, V и Co. В первичных и окисленных рудах размеры зерен Au менее 0,01 мм. Основная часть золота находится в тонкодисперсной (0.01–0.001 мм) и ультратонкодисперсной (0.001–0.0001 мм), а возможно и в коллоидно-дисперсной форме. Гипергенные преобразования руд привели к повышению содержания Au в 20 раз, по сравнению с первичными [11].

Новые для региона типы месторождений благородных металлов

В последние годы в регионе выявлено не менее пяти новых (для ДВР) типов месторождений благородных металлов. Совсем недавно стали проявлять интерес к месторождениям золота в динамометаморфических комплексах [49]. Их формирование связывается с геодинамическими процессами в зонах коллизии окраин Сибирского кратона с окружающими его террейнами и возникающими при этом сланцевыми поясами, сутурами, системами сдвигов и поддвигов, структурами меланжа, лозанжа и т.п. К такого типа “коллизийным” месторождениям золота А.В. Татаринцов и Л.В. Ялович [49] причисляют Бадранское, Токичанское (Якутия), Карийское, Илинское, Погромное (Забайкалье) и ряд других объектов.

С локальными динамометаморфическими преобразованиями углеродсодержащей терригенно-сланцевой толщи верхоянского комплекса в зоне “пластичного” надвига (Тенькинский золоторудный район, Центральная Колыма) связывают существование нового, золото-битумного типа оруденения субмикроскопического Au [13]. Г.Б. Ганжа и Л.М. Ганжа установили, что главным концентратором Au явились низкотемпературные битумы, представленные тончайшей вкрапленностью в сотые и тысячные доли миллиметра среди пермских осадочных пород Пионерского участка Дегдеканского рудного поля (рис. 10). Битумы содержат до 629 г/т Au. Золото в них представлено субмикроскопическими выделениями размером от 2 × 4 до 20 × 25 мкм, пробностью 730–890 ‰.

В связи с изложенным, напомним ранее опубликованные данные о том, что в Куранахском рудном узле на глубинах 250–500 м от поверхности буровыми скважинами среди карбонатных пород были вскрыты карбонатные же прожилки с включениями пирита и углеродистого (типа битумного) вещества,

содержащие высокие концентрации (в десятки и сотни г/т) Au и Ag. В битумах они достигали 12.2 г/т и 452 г/т, соответственно [8].

В одной из публикаций прошлых лет [58] обращалось внимание на присутствие в рудах ряда благороднометалльных месторождений твердых и жидких битумоидов. Более того, на месторождении Эльдорадо (штат Колорадо, США) приток нефти на нижних горизонтах остановил работы по его освоению. Имеются и другие свидетельства реальности существования рудоносных систем, в которых благородные металлы сосуществовали в виде комплексов с органическими соединениями [48]. В свое время, Г.Л. Поспелов [38] прямо указывал на элементы подобия нефтяных и так называемых флюидогенных месторождений, а несколько позднее М.И. Ициксон [21] указал на наличие общей границы (в региональном плане) у благороднометалльного и нефтяного поясов, протянувшихся от арктического побережья до Мексиканского залива, в Северной Америке.

В последние годы появляется все больше новых данных о золотоносности и платиноносности месторождений бурых углей и в целом субплатформенных угленосных впадин региона [32, 42, 43], которые в обозримом будущем могут стать новыми комплексными объектами эффективного недропользования.

К новому для региона типу принадлежит и месторождение Светлое, выявленное среди высокосульфидизированных вторичных кварцитов Секчинской кольцевой структуры в Охотском секторе ОЧВП [35]. Упомянутая структура сложена меловыми эффузивно-пирокластическими накоплениями среднего (низы разреза) и умеренно-кислого состава. Присутствуют и хорошо раскристаллизованные (субвулканические, интрузивные) разновидности пород. Поле вторичных кварцитов (10 кв. км) представляет плащеобразную залежь, по границам и в центре которой выявлены крутопадающие (килевидные) линейные зоны гидротермалитов. В сечении залежь симметрично зональна. Ее осевая (внутренняя) часть сложена алунитами, выше и ниже которых развиты диккитовые фации, сменяющиеся далее интенсивно сульфидизированными кварц-гидрослюдистыми метасоматитами, а затем – пропилитами. Л.Ф. Мишин отмечает повсеместное присутствие в кварцитах барита и первично гидротермального ярозита. В килевидных телах, в местах смены диккитовых фаций алунитовыми, картируются монокварциты, для которых характерны высокотемпературные минеральные парагенезисы. Все фрагменты залежи вторичных кварцитов характеризуются повышенными содержаниями Au (0.05–0.1 г/т) и Ag (0.1–0.5 г/т). С Au коррелиру-

ются концентрации Be, As, Bi, Cu, Se, Te. Килевидные зоны контролируют участки промышленной золотоносности.

Минералогическими исследованиями [59] выявлены три особенности оруденения: теллуридная специализация, присутствие касситерита и относительно ограниченная распространенность простых сульфидов меди и железа. Последнее обусловлено развитием зоны окисления, глубина проникновения которой достигает 150 м. Теллуридная специализация оруденения подтверждается присутствием на различных участках месторождения самородного теллура, голдфилдита – $\text{Cu}_{12}(\text{Te}, \text{Sb}, \text{As})\text{S}_{13}$, силванита (Au, Ag, Te_4), теллурантимонита (Sb_2Te_3), частой встречаемостью теллурувисмутита (Bi_2Te_3) и теллурита (TeO_2).

Предполагается, что присутствие касситерита обусловлено телескопированностью ранней плутоногенной (высокотемпературной, специализированной на Sn) и поздней вулканогенной (низкотемпературной, специализированной на Au и Te) минерализацией. Золото-теллуровая геохимическая специализация оруденения позволила Д. Алдертону и Ф. Брамелду [59] сравнивать Светлое с такими известными в мире месторождениями, как Эмпериор (Фиджи), Сэкарэмб (Румыния), Крипл-Крик (США) и, добавим, Кочбулак (Узбекистан).

При целенаправленных поисках в регионе возможно выявление новых высокосульфидных месторождений Au кислотно-сульфатного типа, подобных охарактеризованному.

В последнее пятилетие в регионе выявлены проявления золото-платиноидной минерализации флюидно-магматогенного генетического типа. Часть таких проявлений, локализованных среди высокоуглеродистых метаморфических пород среднерифейского возраста в северной части Ханкайского массива, была изучена сотрудниками ДВГИ ДВО РАН [53, 54]. Содержания благородных металлов в графитизированных метапородах амфиболитовой фации варьируют от 0.01 до 52 г/т для Pt, и от 0.1 до 30 г/т для Au. Повышенное содержание благородных металлов в таких рудах обусловлено, по мнению А.И. Ханчука и его соавторов, полигенной природой источников углерода и металлов в длительно развивающейся рудообразующей системе (при участии процессов магматизма, метаморфизма и метасоматизма) во фронтальной части мантийно-коровых диапиров. Слабая проявленность процессов окисления и сульфидизации, восстановительная среда при углеродизации и газотранспортном переносе металлов из глубинного источника обусловили отсутствие собственных мине-

ральных форм элементов платиновой группы в таких рудопроявлениях, “упорность” их руд и неравномерное распределение в породах. Это затрудняет выделение наиболее перспективных площадей, но, тем не менее, позволяет “...предполагать существование промышленных запасов благородных металлов... в пределах развития высокоуглеродистых пород иманской, уссурийской, лесозаводской серий, включая терригенные породы митрофановской и орловских свит” [54, с.79]. Не исключено, что широкий диапазон изменчивости концентраций благородных металлов (БМ) является виртуальным, поскольку обусловлен также несовершенством методов анализов, трудностями разрушения металлоуглеродных связей. Освоение подобных проявлений пока сдерживается и отсутствием эффективных технологий извлечения БМ. Не исключено, что в будущем, когда удастся решить обозначенные проблемы, они превратятся в промышленные объекты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные в публикации краткие сведения о разнообразии геолого-генетических типов золотого оруденения в Забайкалье и на Дальнем Востоке России свидетельствуют о многоликости и масштабности благороднометалльных рудообразующих процессов, имевших место в регионе в палеозое, мезозое и кайнозое, и его высокой перспективности на выявление новых месторождений благородных металлов разных типов. При оценке перспективности промышленной отработки таких объектов существенная роль принадлежит документированным представлениям о длительности, унаследованности, многоэтапности формирования месторождений и пространственной совмещенности гипогенных и гипергенных производных тектонических, седиментационных, магматических и рудообразующих процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анерт Э.Э. Что сделано и что остается выполнить в области геологического изучения русского Дальнего Востока и его рудных богатств // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Владивосток, 1920. Вып. 1. 12 с.
2. Анерт Э.Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск–Владивосток, 1928. 932 с.
3. Бакулин Ю.И., Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Карлинский тип золотого оруденения: закономерности размещения, генезис, геологические основы прогнозирования и оценки. Хабаровск: Изд-во ДВИМСа, 2001. 160 с.
4. Беневольский Б.И. Золото России. Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. 88 с.
5. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 285 с.
6. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
7. Билибин Ю.А. Избранные труды. Т. 2. М. Изд-во АН СССР, 1959. 498 с.
8. 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.
9. Бортников Н.С. Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475–509.
10. Вах А.С. Золотая и полиметаллическая минерализация одного из месторождений Верхнего Приамурья (особенности соотношения и основные минералого-геохимические признаки) // Соотношения разных типов оруденения вулканоплутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 121–153.
11. 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.
12. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. 228 с.
13. Ганжа Г.Б., Ганжа Л.М. Золото-битумная минерализация в черносланцевой толще, Центральная Колыма // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 24–32.
14. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572; кн. 2. С. 573–981.
15. Гончаров В.И., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е. и др. Золото-серебряные месторождения Северо-Востока Азии: типы, минералого-геохимические особенности и перспективы их рационального освоения // Золоторудные месторождения Востока России: Труды III Всероссийского симпозиума “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 4–16.
16. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золоторедкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России: Труды III Всероссийского симпозиума “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 50–62.
17. Гуменюк В.А., Вольский А.С., Глюк Д.С. О связи металлогенической и палеогидрогеохимической зональности // Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1979. С. 167–169.
18. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 74–92.
19. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

20. Индолев Л.Н., Кошик И.М., Жданов Ю.Я. Структура и минеральный состав Сарылахского золото-сурьмяного месторождения // Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 92–108.
21. Ициксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
22. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 3. С. 195–211.
23. Казанский В.И., Максимов Е.П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, России) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42, № 3. С. 212–230.
24. Казаринов А.И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 125–135.
25. Карта закономерностей размещения и прогноза месторождений цветных и редких металлов Читинской области. 1:1000000 / Авт. И.Г. Рутштейн и др., 2005.
26. Ковалев А.А. Проблемы мобилистской геотектоники и металлогении / Обзор. Серия: Геология, методы поиска и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М., 1973. 44 с.
27. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 287 с.
28. Константинов М.М., Косовец Т.Н. Стратиформное золото-кварцевое оруденение в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5–20.
29. Кормилицын В.С., Иванова А.А. Широкинское рудное поле и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1968. 175 с.
30. Кочетков А.Я. Молибден-медно-порфировое месторождение Рябиновое // Отеч. геология. 1993. № 7. С. 50–58.
31. Кривцов А.И. Моделирование рудных месторождений – прикладное значение и геолого-генетические следствия. Обзор изданий ЦНИГРИ // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 60–71.
32. Кузьминых В.М., Сорокин А.П. Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестн. ДВО РАН. 2004. № 2. С. 113–119.
33. Металлогенические и прогнозные карты // Труды объединенной научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Гл. ред. Сагпаев К.И. Алма-Ата: Изд-во АН Казах. ССР, 1959. 395 с.
34. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области (инвестиционные предложения) // Ю.Ф. Харитонов, В.С. Четчин, Г.А. Шевчук и др. Чита, 2003. 133 с.
35. Мишин Л.Ф. Гидротермально измененные породы и условия образования Au-Ag месторождений кислотного-сульфатного типа // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск, 2007. С. 507–510.
36. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
37. Парфенов Л.М., Берзин Н.Л., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
38. Поспелов Г.Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных месторождений // Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 3–22.
39. Прокофьев Ю.В., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42, 6. С. 526–548.
40. Прокофьев Ю.В., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А. и др. Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. № 1. С. 37–77.
41. Сахарова М.С. Стадийность процесса рудообразования и вопросы зональности на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 213–222.
42. Середин В.В. Au-PGE минерализация на Павловском бурогольном месторождении, Приморье // Геология рудных месторождений. 2004. № 1. С. 43–73.
43. Середин В.В. Золото-платиноидная минерализация в кайнозойских угленосных впадинах Приморья: условия формирования и перспективы освоения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ. Бур. НЦ СО РАН, 2004. С. 190–191.
44. Сидоров А.А., Волков А.В. Северо-Восток Азии – уникальная рудная провинция России // Вестн. РАН. 2006. Т. 76, № 7. С. 631–642.
45. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 685 с.
46. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1 Золото-ртутные месторождения. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.
47. Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.Б. и др. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34–44.
48. Сынгаевский Е.Д., Щегольков Ю.В., Витоженец Г.Ч. и др. Изотопно-геохимические признаки трансформации углей и битумов при формировании различных типов рудной минерализации. Сообщение 1. Изотопно-геохимические признаки структурной трансформации углей и битумов // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 5. С. 468–485.
49. Татаринев А.В., Яловик Л.И. Динамометаморфизм – главный фактор формирования коллизионных месторождений золота // Золоторудные месторождения Востока России: Труды III Всероссийского симпозиума “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 32–49.
50. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина (отв. ред.). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
51. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972. 260 с. (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 98).
52. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. Строение и особенности образования жильно-метасоматических зон золото-серебряного месторождения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток, 1989. С. 86–100.
53. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые дан-

- ные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива, Приморье // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 4. С. 524–529.
54. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Благородные металлы в высокоуглеродистых метаморфических породах Ханкайского террейна, Приморье // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 70–80.
55. Хомич В.Г. Металлогения вулканоплутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука, 1995. 343 с.
56. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Предпосылки выявления проявлений золота карлинского типа на площади Аргунского супертеррейна (Забайкалье и Верхнее Приамурье) // Труды VII Международного симпозиума по геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии. Чита, 2007. С. 138–142.
57. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 292 с.
58. Щеглов А.Д., Хомич В.Г., Говоров И.Н. Металлогения серебра Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 1984. № 4. С. 3–13.
59. Alderton D.H.M., Brameld F.C. Telluride mineralization at the Svetloe gold prospect, Khabarovsk krai, Eastern Russia // Au-Ag-telluride-selenide deposits. Field Workshop. 24–29 September, Izmir, Turkey, 2006. P. 1–5.
60. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 km in northern Luzon, Philippines // Arribas A.J., Hedenquist J.W., Itaya T. et al. // *Geology*, 1995. V. 27. P.337–340.
61. Cox D.P., Singer D.A. (eds). *Mineral Deposit Models*. U.S.G.S. Bulletin 1693. Washington, 1986. 379 p.
62. Eckstrand O.R. Canadian mineral deposit types: A geological synopsis // *Geological Survey of Canada Economic Geology Report 36*, 1984. 86 p.
63. Hedenquist J.W., Arribas A.J., Reynolds T.J. Evolution of an Intrusion-Centred Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au deposit, Philippines // *E. Geol.* 1998. V. 93. P. 373–404.
64. Mitchel A.G., Garson M.S. *Mineral deposits and global tectonic settings*. London: Academic Press, 1981. 421 p.
65. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: Geological Survey Open-File Report 94–714. 2 sheets, scale 1:5000000, 2 sheets, scale 1:10000000. 1994. 221 p.
66. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Khanchuk A.I. Circum-North Pacific Tectonic-Stratigraphic Terrane Map. USGS Open-File Report 97–513-A, 1997.
67. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS Open-file report 98–754. 1998. 125 p.
68. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geological Survey Professional Paper 1626. 2000. 122 p.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.G. Khomich, N.G. Boriskina

Fundamental geologic-genetic types of native gold deposits of the Transbaikal region and the Russian Far East

In the territory of the Transbaikal region and the Russian Far East, tens of gold deposits of different genetic classes (endogenous and exogenous), groups, and types have been recognized and evaluated to a various degree. They occur within cratons, orogenic belts and magmatic arcs.

The formation of precious metal mineralization of the region is conditioned by different type ore-genetic systems, which generated magmatogenic-hydrothermal, metamorphogenic-hydrothermal, hydrothermal-sedimentary-metamorphogenic and hydrogenic deposits.

The integration of geologic-genetic and commercial types of gold deposits is the basis of such conceptions of metallogenic analysis as ore formation, and ore-formation and geologic-commercial types of mineralization. Lately, the researchers of gold deposits, particularly large ones, have come to a conclusion of their polygenic and polychromic character, which is supported by a rather long, up to hundreds of million years, time interval of conjugate development of processes of ore formation, sedimentation, metamorphism, and magmatism of different geodynamic nature.

Key words: gold, deposits, new types of mineralization, Transbaikal region, Far East.

ДИСКУССИЯ

К ВОПРОСУ О СИСТЕМАТИКЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л.В. Эйриш

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000,
e-mail: orgig@ascnet.ru*

Поступила в редакцию 24 декабря 2010 г.

Статья известных специалистов по металлогении золота В.Г. Хомича и Н.Г. Борискиной представляет собой вариант систематики золоторудных месторождений с кратким описанием отдельных, видимо характерных (по авторам) рудных объектов. Генетические вопросы в работе не обсуждаются, поэтому лучше говорить не о геолого-генетических, а о геологических типах золоторудных месторождений. Авторы выделили месторождения: плутоногенные, вулканогенные, терригенных комплексов складчатых поясов, стратиформные, кор выветривания а также новые для региона типы месторождений. В предложенной систематике не отражена глубинность рудообразования, как в большинстве известных систематик гидротермальных месторождений металлов [10, 11], собственно золоторудных месторождений Мира [14] и Дальнего Востока России [9]. Авторская систематика предложена без учета факторов генерации, переноса, локализации и деструкции золотого оруденения, как это сделано, например, в работах [5, 9, 18, 19], содержащих системное описание золоторудных месторождений Дальнего Востока России. Говоря о типах золоторудных месторождений рассматриваемой территории, следовало указать, что это гидротермальные месторождения, пространственно (возможно и генетически) связанные с плутонами, вулканами или складчатыми комплексами метаморфизованных пород, черносланцевыми, карбонатными и др. Термины “плутоногенные” и “вулканогенные” не точны. Ведь читатель может подумать, что золотое оруденение (плутоногенное) образовалось в результате кристаллизации из магмы. Месторождения же, которые авторы называют вулканогенными, в подавляющем числе случаев пространственно (и генетически) связаны с субвулканическими интрузиями, и их точнее называть субвулканическими. Покровные фации вулканитов могут участвовать в процессе рудообразования в качестве геологических экранов. При отсутствии в рудном поле субвулканических интрузий сходное оруденение можно называть близповерхностным (пример – Балейское месторождение)

[12]. В общих случаях возможно логичнее вернуться к терминологии “стариков” и говорить о гидротермальных месторождениях: глубинных (гипотермальных), средних глубин (мезотермальных или гипабиссальных) и близповерхностных (эпитермальных, субвулканических).

В тексте о плутоногенных месторождениях Кировское месторождение (Амурская область) именуется типичным золото-редкометалльным. Но ведь оно и полиметаллическое. Содержание в рудах мышьяка, меди, цинка и свинца – того же порядка, что и висмута, сурьмы и вольфрама, есть и серебро (до 134 г/т). Следовательно, это не типичное золото-редкометалльное, а золото-редкометалльно-полиметаллическое месторождение (с серебром) [18].

В разделе о месторождениях в терригенных комплексах складчатых поясов не упомянута Джагинская золотоносная зона с известными месторождениями Токур, Маломыр и др. Первое хорошо изучено в процессе многолетней эксплуатации, детальной геологической и геохимической съемки [15] до глубины 300 м. Это мезотермальное месторождение гипабиссального уровня (ассоциация со штоками диоритоидов и дайками порфиристов), с неглубоким уровнем эрозионного среза, с обогащенной (золотом) зоной окисления, с перспективой обнаружения объемных руд. Маломыр – это крупное месторождение сухоложского типа, пригодное для открытой отработки с извлечением золота методом кучного выщелачивания, ресурсы которого оцениваются от 100 до 200 т [2, 18].

В чем принципиальное отличие выделенных авторами стратиформных месторождений от таковых предыдущего типа – неясно. Но следует сказать, что и в литературе этот термин четко не оговорен. Обычно считается, что это осадочно-гидротермальное оруденение, характерное для железорудных, колчеданно-полиметаллических, урановых и других месторождений, образующихся в результате выхода рудоносных гидротерм на морское дно по разломным структурам и смешения продуктов их рудной крис-

таллизации с морскими осадками [20]. Подобным образом, вероятно, могут формироваться и золотосодержащие месторождения (урановые и др.), но в настоящее время эта проблема, применительно к золоторудным объектам Востока России, не изучена. Наиболее верным представляется мнение В.Н. Долженко [6], который считает, что к стратиформным следует относить золоторудные месторождения, в которых согласные или более сложного строения рудные тела имеют осадочную и гидротермально-осадочную природу, т.е. накопление рудного вещества в них подчиняется законам седиментации с возможными последующими энергетическими преобразованиями. Ранее [17] автор уже полемизировал на тему о стратиформности дальневосточных золоторудных месторождений с М.М. Константиновым, А.К. Быстровой и В.Ю. Фридовским [7], которые декларировали стратиграфический контроль золотого оруденения для месторождения Дуэт (Южное Верхоянье) и в менее определенной форме для Нежданинского, Наталка, Школьного, Бадран и др. И это несмотря на то, что во всех этих месторождениях геологи наблюдали пересечение рудными телами слоистости вмещающих пород и гидротермальные окологорудные изменения. В наиболее “стратиформном” месторождении Дуэт мощность окологорудной сульфидизации достигает 10 м, а сами руды представляют собой минерализованные кварцем, сульфидами и золотом послонные зоны тектонитов (в том числе тектонических брекчий), которые образовались в мезотермальных условиях (185–235°C) [13].

В.Г. Хомич и Н.Г. Борискина в своей статье фактически повторяют выводы М.М. Константинова с соавторами. К стратиформным они отнесли золоторудные месторождения, развитые в складчатых терригенных и карбонатных толщах и контролирующиеся зонами с золото-кварцевыми жилами и линзами, секущими слоистость, либо локализованные в виде седловидных золото-кварцевых тел в осевых частях антиклинальных складок. Это, по авторам, месторождения Верхоянской, Аллах-Юнской, Тенькинской и других золотоносных зон Яно-Колымской провинции. К стратиформным они относят и Наталкинское месторождение (Центрально-Колымский район), приуроченное к зоне крупного разлома (Тенькинско-го) и образованное линейными штокверками золотоносных кварцевых жил и прожилков в массе сульфидно-вкрапленной руды, окварцованной, серицитизированной, карбонатизированной, хлоритизированной. В рудах проявлена вертикальная минеральная зональность. Рудные зоны в разрезе веерообразные с тенденцией к сжатию на глубине. Их отдельные фрагменты могут быть согласными, либо секущими

слоистость вмещающих дислоцированных пород [5]. Рудные зоны окаймлены ареалами даек альбитофиров и лампрофиров, которые косвенно указывают на гипабиссальный уровень рудообразования. По геофизическим данным на глубине предполагается скрытый гранитоидный массив, с которым связывается образование Наталкинского месторождения.

Сходные соображения можно высказать и в отношении других, упомянутых авторами статьи месторождений Яно-Колымской провинции (Бадран, Школьное, Нежданинское и др.). Месторождение Бадран приурочено к плоскости крупного сбросо-сдвига (протяженностью 20 км) и представляет собой минерализованную зону смятия, насыщенную золото-кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов мощностью 1.5 м (в раздувах до 5–6 м). Школьное месторождение почти целиком локализовано в штоке диоритоидов и гранитоидов повышенной основности. Золото-кварцевые жилы секут эти породы. Оруденение наложено и на дайки порфировых пород разного состава [5]. На крупном Нежданинском месторождении золоторудные тела представлены вертикальными близмеридиональными минерализованными зонами дробления (при пологих и средних углах залегания пластов вмещающих осадочных пород). Зоны оперяются кварцеворудными жилами со сравнительно высокими содержаниями золота. Руды залегают в черных известковистых алевролитах (кукканская свита, нижняя пермь), являющихся геологическим экраном для оруденения. Месторождение приурочено к осевой части крупной (Дыбинской) антиклинали. Парагенетическая связь золотого оруденения возможна с дайками диоритовых порфиритов, которые секут ранние жилы кварца и пересекаются золотоносными жилами сульфидно-кварцевого состава [9].

Приведенные выше особенности золотого оруденения Яно-Колымской провинции свидетельствуют о его эпигенетическом генезисе относительно вмещающих стратиграфических толщ. Оруденение, которое В.Г. Хомич и Н.Г. Борискина именуют стратиформным, не подчиняется стратиграфическому наслоению, а использует тектонические зоны разломов и трещины, секущие слоистость, иногда близсогласные с нею.

К стратиформным авторы статьи отнесли и месторождения карлинского типа Курун-Уряхского и Улаханского районов. В первом известно Тас-Юряхское месторождение [9, 16]. Рудные тела здесь залегают в толще доломитов юдомской свиты (венд) и в зоне их контакта с нижнекембрийскими алевролитами пестроцветной свиты. Падение толщ крутое на северо-запад (рис. 1). На участке Подкова осадочные

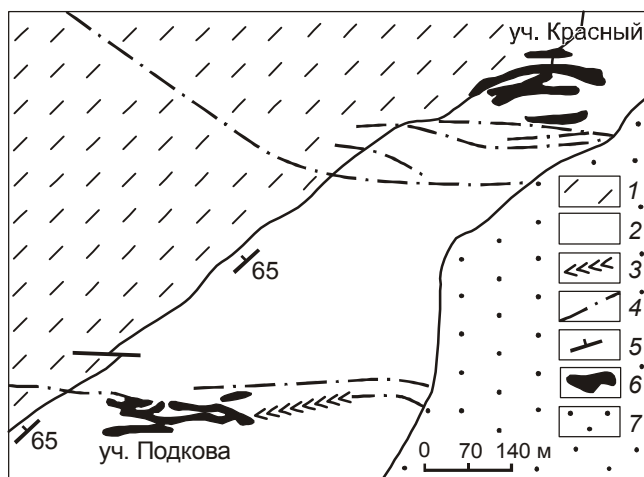


Рис. 1. Геологическая карта Тас-Юряхского золоторудного месторождения (по Ю.Н.Родионову, с упрощениями).

1 – алевролиты (C_{1ps}); 2 – доломиты (V_{jd}); 3 – дайки лампрофиров; 4 – дайки диабазов; 5 – залегание вмещающих толщ; 6 – рудные тела; 7 – четвертичные отложения.

породы пересечены широтными вертикальными разломами и трещинами, вдоль которых внедрились дайки лампрофиров и диабазов и сформировались рудные тела. Золото-кварц-карбонатная руда локализована в висячем боку дайки, которая гидротермально изменена, вмещающие алевролиты пиритизированы, а доломиты перекристаллизованы, брекчированы и содержат сеть золотоносных тонких прожилков кварцевого и кальцит-кварцевого состава. На уч. Красном картина сходная, но западная часть рудного тела залегает в зоне тектонически нарушенного контакта доломитов и алевролитов, из-за чего, вероятно, и возникают идеи стратиформности. Однако контакт этих толщ пересекается соседним рудным телом.

На Улаханском месторождении (Учурский район) эксплуатировалась залежь Комсомольская, залегающая почти горизонтально (близкогласно со слоистостью битуминозных доломитов юдомской свиты). Руды представлены окисленной кварц-лимонитовой массой. Края залежи четкие, местами она имеет рукавообразные ответвления, секущие доломиты. Околорудные породы окварцованы, пиритизированы и каолинизированы.

Следует указать, что на юге Алданского щита широко распространены золотоносные кварцево-сульфидные залежи и жилы в парагенезисе с мезозойскими (J_1-K_1) интрузиями щелочного, сиенитового и диорит-гранодиоритового состава. Залегание рудных тел в зависимости от положения трещинных

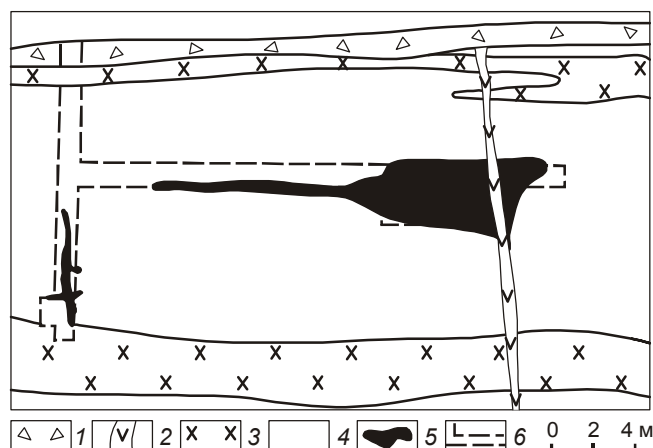


Рис. 2. Разрез через залежь Июньскую Лебединоого месторождения. Центрально-Алданский район (по Ар.Н. и Ал.Н.Угрюмовым).

1 – делювий; 2 – дайки сельсбергитов; 3 – sillы ортофиров; 4 – доломиты юдомской свиты (венд); 5 – рудные тела; 6 – подземные горные выработки.

систем может быть близкогласным со слоистостью (до горизонтального) и вертикальным (рис. 2). В Куранакской группе месторождений (Центрально-Алданский район) оруденение приурочено к несогласному контакту юрских песчаников с карбонатной толщей нижнего кембрия [9]. Магматизм и оруденение всегда проявлены в пределах мезозойских (J-K) тектонических поднятий шириной 15–30 км.

В штате Невада (США) месторождения карлинской группы также тяготеют к тектоническим поднятиям и приурочены к карбонатным толщам, экранированным глинистыми сланцами, к контактам этих толщ, пересекают эти контакты, локализованы в антиклиналях (антиклиналь Тускарора, месторождение Блю Стар-Генезис) в ассоциации с дайками и штоками порфиров, с которыми пространственно сближены наиболее богатые рудные столбы [16].

Таким образом, на Дальнем Востоке России, как и в Неваде, месторождения карлинского типа представлены рудами с характерными признаками эпигенетических гидротермальных образований (близповерхностных, гипабиссальных). Поэтому относить эти месторождения к стратиформным нет оснований.

Для Дальнего Востока России представляет интерес золото-редкометалльное оруденение. В.Г. Хомич и Н.Г. Борискина в своей статье лишь затронули эту проблему в связи с Кировским месторождением (в разделе о плутоногенных месторождениях), но не развили ее. Между тем, в Мире известны крупные и

уникальные месторождения этого типа, локализованные в складчатых, часто черносланцевых толщах докембрийского и палеозойского возраста. Это золоторудные месторождения, содержащие существенные количества вольфрама, молибдена, теллура, олова, висмута и других элементов. Например, известное уникальное месторождение Мурунтау [4], в рудах которого с благородными металлами тесно ассоциируют Bi, W, Mo, Se, Sb и некоторые из них попутно извлекаются.

Месторождение Форт Нокс (США) с запасами более 350 т золота в своих рудах кроме золота (0.87 г/т) содержит Bi, Te, W, Mo, Sb и успешно обрабатывается [3]. Российское крупное месторождение Майское (Чукотка) формировалось в три этапа. Первый – собственно золоторудный (золото-сульфидный), второй – редкометалльный – агрегаты и жилы касситерит-сульфидного состава, третий – золото-антимонитовый (кварц-антимонитовые жилы). Кварц-касситерит-пирит-арсенопиритовая ассоциация (и станнин-сфалеритовая) развита по всему рудному полю, а кварц-молибденовая и кварц-вольфрамитовая – в центральной части рудного поля. Исследования показали, что минерализация редкометалльного этапа наложена на более раннюю золото-сульфидную [1]. Сходные данные известны по золоторудным полям Енисейского кряжа (Олимпиада и др.). Приведенные факты представляют интерес, так как схемы рудообразования, в особенности по месторождению Майскому, схожи с дальневосточными объектами. Главное, при этом, что золоторудные этапы на Дальнем Востоке (Сихотэ-Алинь, Джагинская зона и др.) опережали редкометалльные [8, 9, 19]. По данным [1], золотое оруденение на Майском месторождении более глубинное в сравнении с редкометалльным, а последнее формировалось раньше и глубже сурьмяного. Эта закономерность может быть использована в процессе прогнозных и поисково-разведочных работ. Если же на рудном поле проявились все три рудоносных этапа, то это может свидетельствовать о долговременности функционирования рудоносной системы. Такая система может породить крупный золото-редкометалльный (многометалльный) объект.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 6. С. 475–509.
2. Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Маломыр – первое крупное золоторудное месторождение сухоложского типа в Приамурье (геология рудного поля и месторождения, перспективы, проблемы освоения). Благовещенск–Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН МПР РФ, 2000. 47 с.
3. Волков А.Д. и др. Месторождения золота в дайках Яно-Кольмского пояса // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50, № 4. С. 311–337.
4. Геология, металлогения и поиски рудных месторождений на XXXII сессии Международного геологического конгресса / А.Н.Кривцов (отв. ред.). Информа.-аналит. обзор. М.: ЦНИГРИ, 2005. 281 с.
5. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
6. Долженко В.Н. Основные типы стратиформных месторождений золота // Сов. геология. 1990. № 1. С. 29–37.
7. Константинов М.Н., Быстрова А.К., Фридовский В.Ю. // Стратиграфические уровни локализации месторождений золота и серебра в Верхоянской и Центрально-Кольмской металлогенических провинциях // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 6. С. 105–111.
8. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 261 с.
9. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
10. Нобл Дж. Классификация рудных месторождений // Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 150–163.
11. Пискунов Ю.Г., Гвоздев В.И. Благороднометалльная минерализация месторождений Дальнего Востока // Генезис месторождений золота, методы добычи благородных металлов. Благовещенск, 2001. С. 104–107.
12. Рудные месторождения СССР. Т. 3. / Под ред. акад. В.И. Смирнова. Изд-е 2-е переработ. и дополн. М.: Недра, 1978. 496 с.
13. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Время и условия образования согласных золотокварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 52–57.
14. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1974. 256 с.
15. Эйриш Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Токурское золоторудное поле: геология, геохимия, генезис (Амурская обл., Россия). Хабаровск: Магеллан, 1998. 144 с.
16. Эйриш Л.В. К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 72–79.
17. Эйриш Л.В. О “стратиграфических” уровнях золоторудных месторождений // Тихоокеан. геология. 2002. Т.21, № 6. С. 112–115.
18. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
19. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Хабаровск, 2003. 148 с.
20. Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 143–150.