

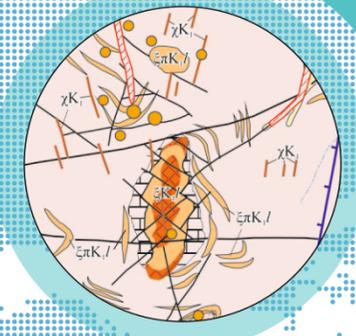
ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ



Contents

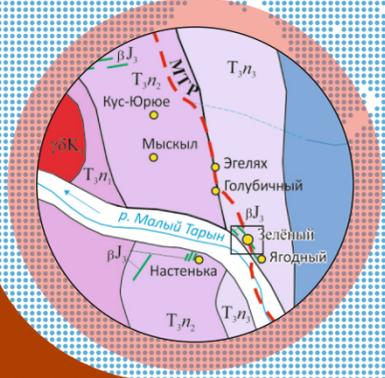
MINERAGENY	
<i>Anisimova G.S., Kondrateva L.A., Sokolov E.P., Kardashevskaya V.N.</i> Gold mineralization of the Lebedinsky and Kuranakh types in Verkhneamginsky district (South Yakutia)	3
<i>Skryabin A.I.</i> Reconstruction of lateral zoning of the types of gold mineralization in ore-placer clusters of the Ulakhan-Sis zone (Kular region)	14
<i>Shodzinsky V.S.</i> Peculiarities of platform metallogeny	23
LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY	
<i>Ugapieva S.S., Pavlushin A.D., Oleinikov O.B., Molotkov A.E.</i> Micro-inclusions of mineral phases in the diamond crystal from the Kholomolookh placer	30
<i>Oparin N.A., Oleinikov O.B.</i> Chromospinelides from kimberlite pipes of the Khompu-May field (Central Yakutia)	35
<i>Vasilieva A.E., Kopylova A.G., Tomshin M.D.</i> Mineralogical-geochemical criteria for the similarity of traps in the northeastern slope of the Anabar anticline ...	42
<i>Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Vernikovskaya A.E., Kudrin M.V., Yakovleva K.Yu., Kadilnikov P.I.</i> Rb-Sr isotope study of the basitic dyke complex of the Taryn ore-magmatic system (northeastern Russia)	50
<i>Trunilina V.A., Roev S.P., Zaitsev A.I.</i> Petrology of granitoids of the Berendey ore field (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)	62
REGIONAL GEOLOGY	
<i>Kutygin R.V., Makoshin V.I., Budnikov I.V., Peregoedov L.G.</i> Biostratigraphy of Asselian-Sakmarian deposits of the upper reaches of Sobolokh-Mayan River of the Orulgan Range	74
<i>Baranov V.V.</i> The lower boundary of the Devonian system and some Early Lochkovian conodonts of northeastern Eurasia	81
<i>Grinenko V.S.</i> Metalloctets of the Early to Middle Carboniferous of the Verkhoyansk terrigenous complex (Kuranakh anticlinorium, West Verkhoyanye)	87
HYDROGEOLOGY, GEOECOLOGY	
<i>Legostaeva Ya.B., Popov V.F., Ksenofontova M.I.</i> Hydrogeological conditions and geoecological situation in the territory of underground technogenic storage facilities for drainage brines utilization	93
MEMORABLE DATES	
The 80 th anniversary of Valentin Alekseevich Chanturia	103
The 100 th anniversary of the birth of Arcady Sergeevich Kashirchev	105

ISSN 0869-7175. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2018. № 5



**ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
ЛЕБЕДИНСКОГО И КУРАНАХСКОГО ТИПОВ
В ВЕРХНЕАМГИНСКОМ РАЙОНЕ
(ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)**

**RB-SR ИЗОТОПНОЕ ИЗУЧЕНИЕ БАЗИТОВ
ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ТАРЫНСКОЙ
РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ
(СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**



ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 5 / 2018

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: С.А.Аксенов
А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян,
А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов,
Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев,
А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

Содержание

МИНЕРАГЕНИЯ

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н.
Золотое оруденение лебединского и куранахского типов в Верхнеамгинском районе (Южная Якутия) 3

Скрябин А.И.
Реконструкция латеральной зональности типов золотого оруденения в рудно-россыпных узлах Улахан-Сисской зоны (Куларский район) 14

Шкодзинский В.С.
Природа особенностей металлогении древних платформ 23

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Угальева С.С., Павлушин А.Д., Олейников О.Б., Молотков А.Е.
Микровключения минеральных фаз в алмазе из россыпи Холомолоох 30

Опарин Н.А., Олейников О.Б.
Хромшпинелиды из трубок Хомпу-Майского кимберлитового поля (Центральная Якутия) 35

Васильева А.Е., Копылова А.Г., Томшин М.Д.
Минералого-геохимические критерии сходства траппов северо-восточного склона Анабарской антеклизы 42

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И.
Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (Северо-Восток России) 50

Трунилина В.А., Роев С.П., Зайцев А.И.
Петрология гранитоидов Берендейского рудного поля (Верхояно-Колымская орогенная область) 62

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Кутыгин Р.В., Макошин В.И., Будников И.В., Перегоедов Л.Г.
Биостратиграфия ассельско-сакмарских отложений верховьев р. Соболох-Маян Орулганского хребта 74

Баранов В.В.
Нижняя граница девонской системы и некоторые раннелохковские конодонты Северо-Востока Евразии 81

Гриненко В.С.
Металлотекты раннего-среднего карбона верхоянского терригенного комплекса (Куранахский антиклинорий, Западное Верхоянье) 87

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Легостаева Я.Б., Попов В.Ф., Ксенофонтова М.И.
Гидрогеологические условия и геоэкологическая ситуация на территории подземных техногенных хранилищ при утилизации дренажных рассолов Удачинского горно-обогатительного комбината 93

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

80-летие Валентина Алексеевича Чантурия 103

К 100-летию со дня рождения Аркадия Сергеевича Каширцева 105

Редакция: *Т.М.Панеско, А.П.Фунтикова*
Компьютерная верстка *А.В.Кондратьев*

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 10.10.2018

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology

Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГБУ ЦНИГРИ

Золотое оруденение лебединского и куранахского типов в Верхнеамгинском районе (Южная Якутия)

Г.С.АНИСИМОВА, Л.А.КОНДРАТЬЕВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),
Е.П.СОКОЛОВ (Акционерное общество «Якутскгеология»; 677009, г.Якутск, ул.Кальвица, д. 24),
В.Н.КАРДАШЕВСКАЯ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

В Верхнеамгинском районе Южной Якутии впервые выявлено золотое оруденение по структурно-морфологическим и минералого-геохимическим параметрам, сопоставимое с куранахским и лебединским типами Центрально-Алданского района. В Хатырхайском поле оруденение лебединского типа представлено горизонтальными гетит-гидрогетитовыми залежами и скарнированными доломитами в экзоконтакте монзонит-сиенитового лакколита, окварцованными метасоматитами по сиенит-порфирам, сульфидизированными березитизированными гранитогнейсами. Геохимические ассоциации элементов – Au, Ag, Cu, Bi. Типоморфные минералы – пирит, гематит, халькопирит, теллурувисмутит, самородное золото, самородные металлы (Al, Sn) и интерметаллиды. Пробность самородного золота варьирует от 858 до 978‰, отмечается медистое золото (598‰, Cu – 38%). Оруденение Хохойского поля куранахского типа локализовано в субмеридиональных линейных карстовых зонах на контакте раннекембрийских карбонатных и раннеюрских терригенных толщ осадочного чехла платформы. Руды состоят из супесчано-суглинистого материала, насыщенного рассеянным гетит-гидрогетитом, с обломками окисленных первичных руд – пирит-адуляр-кварцевых метасоматитов. Геохимические ассоциации элементов – Au, Ag, Sb, Tl. Типоморфные минералы – кварц, адуляр, кальцит, флюорит, барит, гетит, гематит, пирит, самородное золото, интерметаллиды, галенит, бертьерит, голландит, теллуриды и антимонаты Tl, сульфид Re и W. Самородное золото высокопробное (834–992‰), пористого строения.

Установленные геолого-генетические типы золотого оруденения, составляющие основу золотодобывающей промышленности Южной Якутии, являются свидетельством высокого потенциала обширной малоизученной территории Верхнеамгинского района.

Ключевые слова: Верхнеамгинский район, сиениты, гранито-гнейсы, скарны, рудный карст, залежь, метасоматиты, самородное золото, минералы Tl, Re, W, интерметаллиды, минеральные ассоциации, лебединский и куранахский типы.

Анисимова Галина Семёновна
Кондратьева Лариса Афанасьевна
Соколов Евгений Павлович
Кардашевская Вероника Николаевна



gsanisimova1952@mail.ru
lkon12@yandex.ru
geopoisk@sakha.ru
kardashevskaya92@mail.ru

Gold mineralization of the Lebedinsky and Kuranakh types in Verkhneamginsky district (South Yakutia)

G.S.ANISIMOVA, L.A.KONDRATIEVA (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)
E.P.SOKOLOV (Joint stock company «Yakutskgeology»)
V.N.KARDASHEVSKAYA (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

In the Verkhneamginsky district of South Yakutia gold mineralization for structural-morphological and mineralogical-geochemical parameters comparable to the Kuranakh and Lebedinsky types of the Central Aldan district is for the first time revealed. In the Khatyrkhay field, the Lebedinsky type mineralization is represented by horizontal goethite-hydrogoethite lode and skarned dolomites in the exocontact of monzonite-syenite laccoliths, silicified metasomatites by syenite-porphry, sulfidized beresitized granite gneisses. Geochemical associations of elements – Au, Ag, Cu, Bi. Typomorphic minerals are pyrite, hematite, chalcopyrite, tellurovismutite, native gold, native metals (Al, Sn) and intermetallides. Fineness of native gold varies from 858 to 978‰, copper gold (598‰, Cu – 38 wt%) is noted. The mineralization of the Khokhoy field of the Kuranakh type is localized in N-S striking linear karst zones at the contact of the Early Cambrian carbonate and Early Jurassic

terrigenous sequences of the sedimentary cover of the platform. The ores consist of clay sandy material saturated with disseminated goethite-hydrogoethite and fragments of oxidized primary ores – pyrite-adularia-quartz metasomatites. Geochemical associations of elements – Au, Ag, Sb, Tl. Typomorphic minerals are quartz, adularia, calcite, fluorite, barite, goethite, hematite, pyrite, native gold, intermetallides, galena, berthierite, hollandite, Tl tellurites and antimonates, Re and W sulfide. Native gold is high-grade (834–992‰) with porous structure.

The established geological-genetic types of gold mineralization, which form the basis of the gold mining industry in South Yakutia, show the high potential of the vast, insufficiently explored territory of the Verkhneamginsky district.

Key words: Verkhneamginsky district, syenites, granite-gneisses, skarns, karst, lode, metasomatites, native gold, Tl, Re, W minerals, intermetallides, mineral associations, Lebedinsky and Kuranakh types.

До последнего времени в пределах Верхнеамгинского района были известны только россыпные месторождения золота. Несмотря на благоприятную перспективную оценку, основанную на сходстве геологического строения Верхнеамгинского и Центрально-Алданского (ЦАР) районов, ранее были выявлены лишь мелкие проявления золота «лебединского типа», приуроченные к зонам скарнирования и контактам щелочных интрузий. Сейчас известны промышленные месторождения россыпного золота и флюорита, мелкие проявления горного хрусталя, железа, минерализации редкоземельных элементов цериевой группы. В целом на территории проявлен характерный набор полезных ископаемых, подобных ЦАР.

Краткие сведения о типах золоторудных месторождений Центрального Алдана. Алдано-Становая золотоносная провинция известна своей уникальностью с начала XX в. На её территории расположены крупные россыпные и рудные месторождения золота, но, к сожалению, первые из них исчерпали свои запасы. В настоящее время добыча золота ведётся в основном в пределах Центрального Алдана на рудных месторождениях Куранахское, Лебединское, Рябиновое, Самолазовское и др., которые являются общеизвестными, классическими золоторудными объектами мира.

Лебединское золоторудное месторождение относится к скарновому типу. Рудные тела представлены крутопадающими жилами и горизонтальными залежами в низах доломитовой толщи венда, вблизи или на контакте с кристаллическим фундаментом, по периферии мезозойских магматитов. Руды гидротермального происхождения, золото-сульфидно-кварцевого типа, связаны с формированием мезозойского гипабиссального магматизма [4, 6, 7, 10, 11].

На **Куранахском месторождении** карстового типа оруденение приурочено к контакту верхней толщи нижнего кембрия и подошвы нижнеюрских песчаников [4, 5, 7, 15]. Руды гидротермального происхождения, золото-кварцевого типа, связаны с преобразованием доюрской коры выветривания, где первичные породы претерпели выщелачивание, дезинтеграцию, интенсивное ожелезнение в период мезозойской активизации. В современном виде они представлены рудным карстом.

Данное месторождение относится к крупным с запасами более 100 т. Некоторые исследователи сопоставляют его с карлинским типом.

Самолазовское месторождение выделяется как скарновый тип. Оруденение локализовано в гидротермально-метасоматических образованиях, приуроченных к скарнам, на контакте сиенитов лебединского комплекса с доломитами усть-юдомской свиты венда. По минеральному составу руды представлены окисленными, дезинтегрированными пирит-кварцевыми метасоматитами [3, 5].

Рябиновое месторождение относится к порфировому типу в щелочных массивах. Оруденение вкрапленное, рудные тела представлены штокверком золото-содержащих сульфидных руд и сульфидизированным штоком эпидейцитовых сиенит-порфиоров [5, 7–9].

Геологические особенности Верхнеамгинской площади. Верхнеамгинский золотоносный район, в состав которого входят Хатырхайское и Хохойское рудные поля, расположен на стыке двух крупных структурных единиц: Олёкминской гранит-зеленокаменной и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой областей, в межглыбовой зоне (Амгинский разлом). Нижний структурный ярус представлен образованиями кристаллического фундамента, перекрытого венд-нижнекембрийским платформенным чехлом, мощностью 400–450 м. На отдельных участках в северной части района сохранились небольшие выходы мезозойских терригенных отложений. Основной объём магматических проявлений связан с платформенным этапом мезозойской тектономагматической активизации. Большая часть субщелочных-щелочных интрузий локализуется по периферии Ямалахского горста, почти непрерывно его обрамляя. К крупным интрузиям приурочены зоны минерализации, окварцевания, скарнирования. Широко представлены разнообразные гидротермально-метасоматические породы, связанные, главным образом, с мезозойским этапом развития территории.

В 2012–2013 гг. при производстве опережающих геолого-геофизических и геохимических работ в Верхнеамгинском районе были выявлены линейные и площадные геохимические аномалии золота, приуроченные к проявлениям сиенитового магматизма в зоне градиента

верхнеамгинского гравитационного минимума [13]. Сиениты представляют щёлочноземельную серию, являются высококалийевыми породами и, по данным Rb-Sr метода, датируются 140 ± 7 млн. лет [2].

Хатырхайское рудное поле. Рудопроявление Хатырхай (рис. 1) расположено на левобережье среднего течения одноименного ручья, правого притока р. Амга. Центральную часть участка занимает позднемезозойский субщелочной массив (г. Шайтан), представленный многофазной интрузией монцонитов – авгитовых сиенитов лебединского монцонит-сиенитового комплекса, расположенной на северном склоне Ямалахского горста, на участке ступенчатого погружения поверхности архейского фундамента в северном направлении под толщу нижнекембрийских терригенно-карбонатных осадков. Суммарная амплитуда сброса, по данным горных выработок, составляет 125 м. Перекрывающая архейский фундамент осадочная толща сложена субгоризонтально залегающими терригенно-карбонатными отложениями усть-юдомской свиты, пронизанными многочисленными силлами, дайками, мелкими штоками мезозойских магматитов монцонит-сиенитовой формации лебединского комплекса. Максимальная установленная мощность отложений усть-юдомской свиты – 168 м.

В пределах рудного поля выделяются три рудных участка. Участок Крутой расположен на южном фланге рудного поля в долине одноименного ручья на северо-западной границе Ямалахского горста и сложен кристаллическими породами архейского фундамента, преимущественно гранито-гнейсами. Породы полого ($20-45^\circ$) падают на северо-запад ($290-330^\circ$), вероятнее всего представляя собой крыло синформной структуры. На поверхности фундамента местами сохранились реликты базального горизонта осадочной толщи (песчаники, конгломераты). Кристаллические породы прорваны штоком монцонитов – биотит-авгитовых сиенитов, по периферии которого выявлены аномалии Au, Cu, W по вторичным ореолам рассеяния и механические ореолы рассеяния шлихового золота. Оруденение представлено березитизированными гнейсами с прожилково-вкрапленной минерализацией (рис. 2, А), приуроченной к участкам расланцевания, как правило, сопровождающимся дайками лампрофиров. Количество сульфидов в рудах изменяется от 5 до 15%. Минерализованные породы образуют согласные пологозалегающие линзовидные залежи в приконтактной части фундамента с осадочным чехлом. Зоны расланцевания, вмещающие минерализацию, контролируются крутопадающим субширотным сдвигом.

В центральной части рудного поля выделяется участок Шайтан, в пределах которого расположена интрузия биотит-авгитовых сиенитов г. Шайтан. На поверхности она имеет два выхода, разделённых седловиной, выполненной мраморизованными доломитами, мраморами, гранат-диопсидовыми и магнетитовыми скарнами. В северной слабоэродированной части интрузии

сохранились значительные по площади реликтовые развалы тёмно-зелёных мелелит-везувиановых скарнов, нередко с кварцевыми прожилками и окисленной пиритовой минерализацией (см. рис. 2, Б). Скарны образуют линзовидные, лентовидные залежи мощностью 0,5–1,5 м, приуроченные к зонам расланцевания северо-восточного простирания. Золотоносными являются дроблённые мраморы с вкрапленной окисленной пиритовой минерализацией и магнетитовые скарны. Рудные залежи рассечены трещинами субмеридионального простирания, выполненными дайками сиенит-порфириров и лампрофиров, а также нарушениями с плоскостями срывов субширотного простирания.

Участок Тайахта расположен в долине одноименного ручья на северном фланге рудного поля. Площадь участка перекрыта чехлом терригенно-карбонатных отложений усть-юдомской свиты, насыщенных силлами и дайками лампрофиров, сиенит-порфириров. В правом борту руч. Тайахта картируется небольшой шток монцонитов – биотит-авгитовых сиенитов. Рудоносными являются мраморизованные, скарнированные доломиты с пластовыми интрузиями лампрофиров, развитые в северном экзоконтакте интрузии биотит-авгитовых сиенитов г. Шайтан, а также сами метасоматически изменённые сиениты (см. рис. 2, В). Породы разбиты многочисленными сбросами с амплитудой в первые десятки сантиметров, дайками лампрофиров, сиенит-порфириров. В верхнем течении руч. Тайахта развиты высокозолотоносные (до 100 г/т) кварц-лимонитовые метасоматиты по оолитовым доломитам (см. рис. 2, Г), образующие линзовидный прослой в кровле силла лампрофиров, в толще серых массивных доломитов усть-юдомской свиты. Видимая мощность рудной залежи – 0,2–1,0 м. Вскрытая протяжённость по длинной оси составляет 50 м, вкрест – 10 м. Скважинами выявлены рудоносные интервалы на 3 горизонтах: наиболее значимые содержания золота (выше 1 г/т) приурочены к участку границы фундамента и осадочного чехла (10–20 м); второй выше границы фундамента (40–50 м); третий выше границы фундамента (70–80 м). Практически везде обогащённые золотом участки приурочены к прослоям лампрофиров, участкам контактов и непосредственно к лампрофирам. Значимые содержания золота установлены в рудных пересечениях скважин, пройденных на удалении от контакта интрузии г. Шайтан, тогда как вблизи и на контакте они незначительные.

Хохойское рудное поле. Рудопроявление Хохой расположено в бассейне верхнего течения одноименного ручья, правого притока р. Амга. Участок находится на северо-восточном фланге Амгинской тектономагматической зоны, в области погружения фундамента и наращивания мощности осадочного чехла. Нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения пестроцветной, тумулдурской и унгелинской свит со стратиграфическим несогласием перекрыты нижнеюрскими терригенными песчанистыми отложениями юхтинской

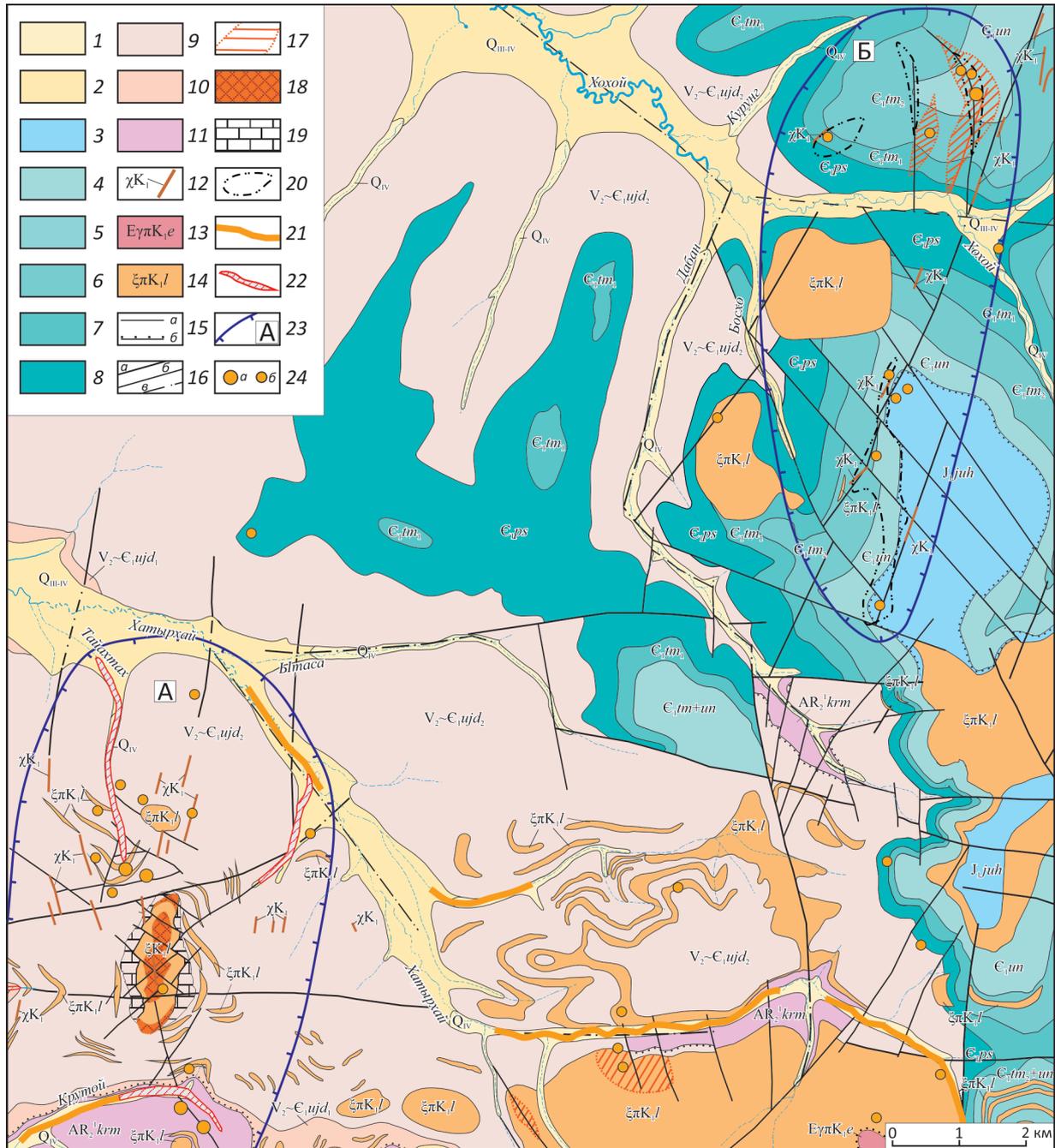


Рис. 1. Геологическая карта Верхнеамгинской золотоносной площади. По материалам В.И.Лядина, 1964 и Е.П.Соколова, 2017:

1 – аллювиальные отложения русел и пойм, Q_{iv} ; 2 – нерасчленённые отложения русла, поймы и первой надпойменной террасы, Q_{m-iv} ; 3 – ютинская свита ранней юры, $J.juh$; 4–8 – нижнекембрийские отложения: 4 – унгелинская свита нерасчленённая, E_{tm} , 5 – тумулдурская свита, верхняя подсвита+унгелинская свита нерасчленённые, E_{tm_2+un} , 6 – тумулдурская свита, верхняя подсвита, E_{tm} , 7 – тумулдурская свита, нижняя подсвита, E_{tm} , 8 – пестроцветная свита, E_{ps} ; 9–10 – венд-нижнекембрийские отложения: 9 – усть-юдомская свита, верхняя подсвита, $V_2 \sim E_{uid_2}$, 10 – усть-юдомская свита, нижняя подсвита, $V_2 \sim E_{uid_1}$; 11 – курумканская свита верхнего архея, AR_2^1krm ; 12 – дайковый лампрофировый комплекс, χK_1 ; 13 – эльконский гипабиссальный комплекс щелочносиенит-щелочногранитовый, $E_{\pi K_1e}$; 14 – лебединский плутонический комплекс монцит-сиенит-гранитовый, $E_{\pi K_1l}$; 15 – геологические границы: а – между разновозрастными геологическими образованиями, б – несогласного залегания; 16 – разрывные нарушения: а – главные, б – второстепенные, в – скрытые под аллювиальными отложениями; 17 – пирит-кварц-калишпатовые и пирит-кварц-карбонат-калишпатовые метасоматиты; 18 – мелелит-везувиановые экзоскарны; 19 – мраморы, мраморизованные доломиты; 20 – зоны развития карста; 21 – россыпные месторождения; 22 – границы отработанных полигонов; 23 – рудные участки: Хатырхай (А), Хохой (Б); 24 – рудные месторождения (а), пункты минерализации (б)

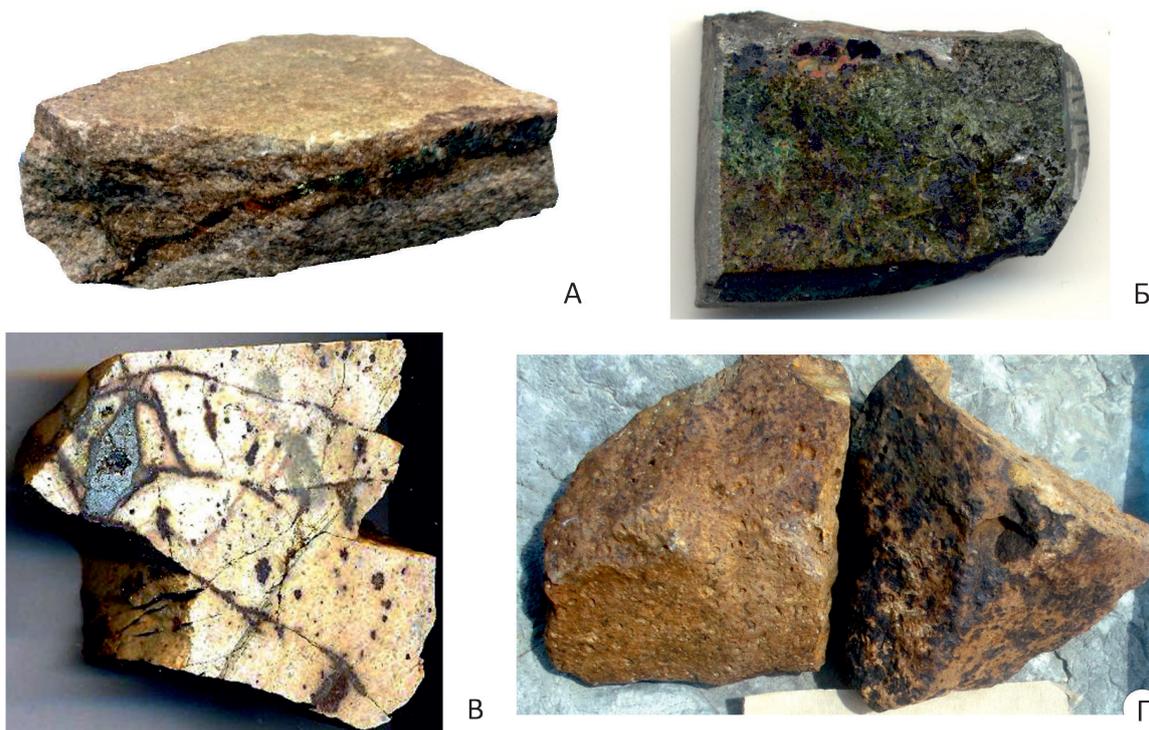


Рис. 2. Типы руд Хатырхайского рудного поля:

А – березитизированные гранито-гнейсы; Б – мелелит-везувиановые скарны; В – метасоматиты по сиенитам; Г – гетит-гидрогетитовые руды

свиты. Проявления мезозойского магматизма представлены небольшими пластовыми интрузиями, лакколитами сиенит-порфиров и протяжёнными дайками лампрофиров (вогезитов).

Структура рудного поля характеризуется наличием протяжённых разрывов север-северо-восточного простирания, сбросов, сдвига-сбросов, системы Амгинского разлома, формирующих грабенообразную структуру на контакте карбонатных пород нижнего кембрия и песчано-конгломератовой толщи нижней юры. Разрывные структуры хорошо выражены в магнитном поле узколинейными протяжёнными аномалиями и трассируются дайками минетта-вогезитового состава. Протяжённость зоны с установленным золотым оруденением 10 км.

Рудные тела морфологически представлены рудными залежами, приуроченными к карстовым полостям в зонах трещиноватости плоскостей сбросов, сдвига-сбросов. Рудами являются рыхлые, обломочные, супесчано-суглинистые минерализованные отложения карстовых полостей по метасоматически изменённым нижнекембрийским карбонатным отложениям и юрским песчаникам (рис. 3, А). Морфология рудной залежи зависит от морфологии карстовых полостей, большей частью представляющих собой щелевидные полости с крутыми бортами. Расширение карстовых

полостей происходит на участках пересечения систем трещин и серии ступенчатых сбросов. Ширина минерализованного карста колеблется от 3 до 50 м и более, глубина в среднем составляет 10–20 м.

Первичными рудами являются пирит-адуляр-кварцевые метасоматиты (см. рис. 3, Б). Минерализация представлена вкрапленным типом, основной рудный минерал пирит, практически всегда окисленный, в значительных количествах присутствуют гидроксиды железа и гематит. Обломочный материал часто содержит мелкие кристаллы, друзы и щётки дымчатого и чёрного кварца, кварцевые брекчии, флюорит и гематитизированный пирит. Количество сульфидов составляет 5%, редко – 10–15%. Оруденение сопровождается калишпатизацией, окварцеванием, флюоритизацией доломитов, известняков, реже песчаников. Формационный тип золото-кварцевый.

Промышленная золоторудная минерализация сосредоточена в правом борту руч. Хохой, в месте пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания, и приурочена к приподнятому блоку грабенообразной структуры.

Минеральный состав руд Верхнеамгинской площади. Большинство рудных тел площади полностью или частично окислено. Первичные руды сохранились

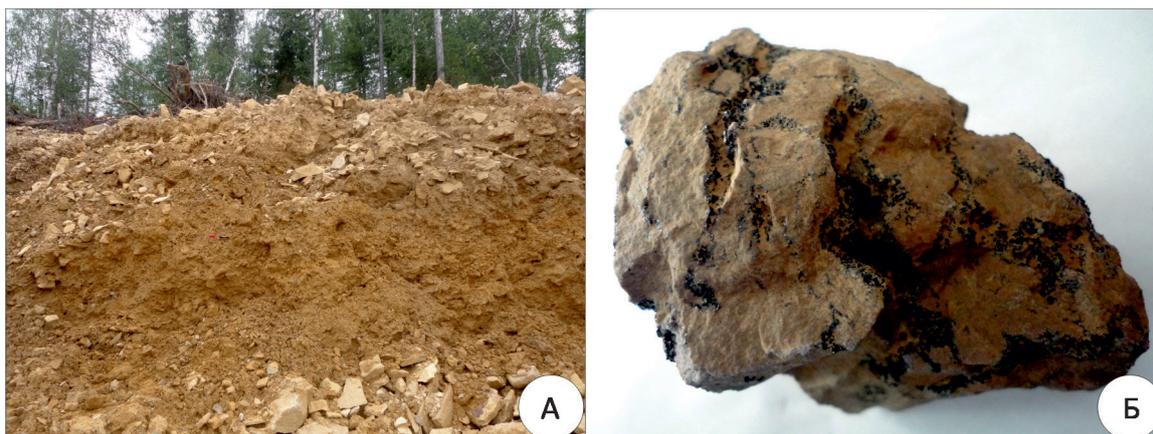


Рис. 3. Типы руд Хохойского рудного поля:

А – общий вид карстовых отложений; Б – лимонитизированные пирит-адуляр-кварцевые метасоматиты со щётками мориона в кавернах

лишь в отдельных местах в виде реликтов среди окисленных и метасоматически преобразованных пород. Кварцевые прожилки с первичной сульфидной минерализацией отмечаются в березитизированных гранито-гнейсах. В результате детального изучения минералогии руд и околорудных метасоматитов значительно пополнен вещественный состав руд (табл. 1).

На основе проведённых исследований в пределах Хатырхайского поля *рудные минералы* [1] представлены (табл. 2) халькопиритом (рис. 4, А), пиритом (см. рис. 4, Б), теллуrowисмутитом (см. рис. 4, А–Г), самородным золотом (см. рис. 4, Д), самородным алюминием (см. рис. 4, Е), интерметаллидами Cu, Al, Sn, выявлены единичные выделения теннантита (см. рис. 4, Ж), галенита, бурнонита и медистого золота. *Акцессорные минералы* рудовмещающих пород (табл. 3) – барит (см. рис. 4, З), монацит (см. рис. 4, Г), рутил, апатит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, сванбергит, голландит

и др. *Гипергенные минералы* представлены гетитом, развивающимся по пириту, халькопириту. Теллуриды висмута замещены по краям теллуридом висмута (см. рис. 4, Г, см. табл. 2). Ковеллин окаймляет выделения халькопирита.

В Хохойском рудном поле основными рудными минералами являются гетит, гематит, пирит и самородное золото. Все другие минералы образуют спорадическую примесь, диагностируемую только под микроскопом. К ним относятся интерметаллиды Cu и Sn, Cu и Zn, галенит, аргентит, арсенопирит, сфалерит, антимонит, бертьерит, особо следует отметить теллуриды и антимонаты Tl (рис. 5, А), сульфид Re и W (см. табл. 2). Редкоземельные минералы преимущественно представлены карбонатными разностями, монацит (Ree-фосфат) отмечается редко. Среди жильных минералов, кроме кварца, доломита, кальцита, адуляра, встречаются морион, халцедон, флюорит, барит и голландит.

1. Минеральный состав руд Верхнеамгинской площади

Распространённость (в %)	Гипогенные	Гипергенные
Главные (>10)	Кварц, доломит	Гетит, лимонит
Второстепенные (1–10)	Кальцит, гематит, пирит, халькопирит, адуляр, морион, халцедон, флюорит	Ковеллин
Редкие (0,1–1)	Теллуrowисмутит*, галенит, бурнонит, пирротин, монацит, барит, магнетит, циркон, апатит, рутил, ильменит	Теллуриды Bi*
Спорадические (>0,1)	Самородные золото, серебро*, алюминий*, олово*, цинк*, интерметаллиды* Cu, Fe, Zn, Pb, Al, Cr, Ni, Sn, , сульфид Re и W*, REE-карбонаты*, голландит*, теннантит*, халькозин, антимонит*, арсенопирит, аргентит*, титаномагнетит, сванбергит*	Оксиды Cu, Zn, Pb, Sb, теллуриды и антимонаты таллия*

Примечание. * – впервые обнаруженные минералы.

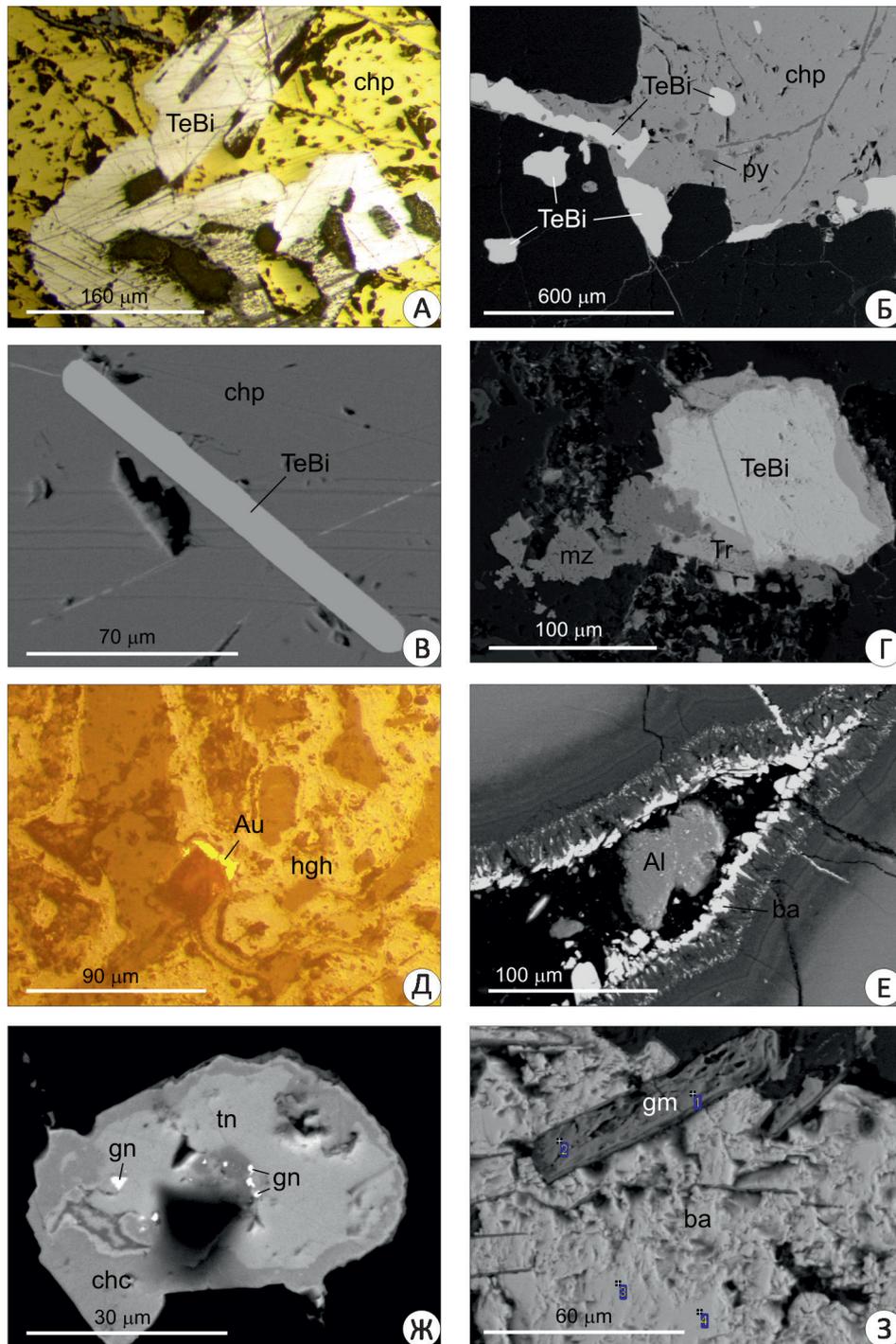


Рис. 4. Минералогия Хатырхайского рудного поля:

А – крупные выделения халькопирита (chp) с таблитчатыми выделениями теллуровисмутита (TeBi); Б – овальная, удлинённая и аллотриоморфная формы выделения теллуровисмутита (TeBi) и кристаллы пирита (py) в халькопирите (chp); В – удлинённо-пластинчатая форма теллуровисмутита (TeBi) в халькопирите (chp); Г – аллотриоморфное выделение теллуровисмутита (TeBi) в ободочке теллурита Vi (Tr), замещаемое монацитом (mz); Д – кайма самородного золота (Au) вокруг окисленного карбоната (hgh) в измененных сиенитах; Е – аллотриоморфное выделение самородного алюминия (Al) в жеоде из барита (ba) и алюмосиликатов, локализованных в измененном сиените; Ж – теннантит (tn) с включениями галенита (gn), замещаемый халькозином (chc); З – кристалл гематита (gm) среди барита (ba)

2. Химический состав рудных минералов (в массовых долях %)

Минерал	Fe	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Bi	Te	W	Sn	Re	Tl	Mn	Ti	As	Sb	Al	Si	S	O	Сумма
Пирит	45,95				1,02	0,45													53,39		100,46
Гематит	67,38													2,82						30,75	100,95
Пирротин	60,00				1,15	0,48											93,32	3,08	37,82		99,45
Самородные элементы и ингер- металлы	3,17			100,10						98,8			1,68				6,76				96,40
	7,08	92,27															5,48				100,10
	2,1	39,88	30,0	29,02																	101,95
	2,35	54,64		36,69		6,23															100,74
	1,58	35,66		18,50		39,00															102,04
Халькопирит	31,02	34,48			0,84	0,17													34,11		100,27
Халькозин	8,22	63,17													16,34				26,95		97,35
Теннантит	5,41	45,11		4,55															29,65		101,06
Бурнонит		13,94	42,24													24,00			20,21		100,39
Теллури- висмутит							50,72	48,77													100,48
Теллуриг Вi, Cu		4,34					55,49	27,01													100,16
												76,53				8,72					13,31
												79,13									13,93
												56,02				6,23					12,45
Минералы Tl	4,63											73,49				4,57					20,58
												61,77				13,78					15,24
																					99,28
Сульфид Re и W									32,54										31,92		98,64
									44,92										31,49		100,00
																					100,00

Примечание. В таблицах 2 и 3 анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD; аналитики С.К.Попова, С.А.Карпова.

3. Химический состав аксессуарных минералов (в массовых долях %)

Минерал	F	P	Ca	Ba	Sr	Zr	Hf	Ce	Nd	La	Nb	Th	Al	Ti	Fe	Mn	Si	S	O	Сумма		
Апатит	7,92	16,92	36,92																	36,88	98,64	
		18,00	37,17																		45,88	101,05
Барит				52,10	6,69																14,25	100,94
			5,58	52,38																	13,74	99,03
Флюорит	47,03		52,97																			100,00

Продолжение табл. 3

Минерал	F	P	Ca	Ba	Sr	Zr	Hf	Ce	Nd	La	Nb	Th	Al	Ti	Fe	Mn	Si	S	O	Сумма
Монацит	0,74	12,66						27,77	9,61	14,69									26,45	98,93
		13,01						28,68	12,00	14,10		5,58							25,85	99,22
		12,89	0,84					25,68	11,06	13,44		5,28			4,09				27,00	100,28
Рутил											1,08			58,53					37,54	97,15
Циркон						47,10	0,63							60,49	1,03				39,65	101,19
						44,04									4,79		14,34		39,65	101,72
Титанит			20,14											21,53			13,98		38,01	100,82
Ильменит														32,54	36,12		15,29		45,16	102,12
Сванбергит		7,53			18,91													6,92	45,05	96,75
Голландит				11,69											7,87	33,55	5,34		37,26	100,00
				9,10											7,29	33,07	4,37		42,06	100,00
				10,07											7,15	30,50	7,93		39,11	100,00

Во вторичных ореолах рассеяния в пределах Верхнеамгинской площади выделяются две основные рудные группы: 1) Au, Bi, W и Cu в Хатырхайском поле; 2) Au, Ag, Pb, Tl и V в пределах Хохойского поля. В процессе исследований удалось выяснить минеральные формы нахождения Bi, W, Re и Tl. Впервые диагностированы теллуриды и антимонаты Tl, а также сульфид Re и W, аналогов которых пока не найдено.

Самородное золото. Видимое золото в руде Хатырхайского поля не обнаружено. Микроскопическое золото встречено в лимонит-гетитовом материале (см. рис. 4, Д), спорадически в скарнированных породах. Форма золотинок неправильная, иногда овальная. Размеры не превышают 0,1 мм. Цвет ярко-жёлтый. По данным микронзондового анализа пробность золота варьирует от 858 до 978‰, среднее 952‰, примеси представлены (в %): Bi до 0,33, Hg до 0,31, Fe до 0,1, Cu до 0,17, Pb до 0,15 и Pt до 0,18. Появление медистого золота – отличительная особенность руд Хатырхайского поля. Такой тип золота встречен в березитизированных гранито-гнейсах и в метасоматически изменённых сиенит-порфирах. Концентрация Cu в золоте достигает 38,15, а Ag – 3,97%.

Особенностью морфологии золота Хохойского рудного поля является пористость (см. рис. 5, Б). Внутреннее строение золота в основном ячеистое, мозговидное, петельчатое. При этом наблюдаются обособления золотинок массивного строения среди пористого золота. Поры в золоте остаются от окисления и разрушения ассоциирующих минералов, в основном гетит-гидрогетитового состава. Золото высокопробное, пробность изменяется от 834 до 992‰. Элементы-примеси (в %): Ag до 15,95, Bi до 0,25, Pb до 0,76, Hg до 0,26, Pt до 0,22, Cu до 0,13, Fe до 0,15.

Раннюю стадию представляют пирротин-пирит-магнетит-кварцевая ассоциация в скарнах и спектр самородных металлов и интерметаллидов в метасоматически изменённых породах. Типоморфные минералы – магнетит, пирит, пирротин и кварц, образующие рассеянную вкрапленность в скарнированных породах. С ними встречается самородное Au. Самородные элементы сидерофильной и халькофильной групп фиксируются в изменённых гранит-гнейсах, лимонитизированных залежах, кварц-полевошпатовых метасоматитах, гематизированных и скарнированных породах Хатырхайского поля. В Хохойском поле развиты интерметаллиды Cu, Zn и Sn. В течение второй стадии сформировалась Au-галенит-халькопирит-кварцевая минеральная ассоциация. Типоморфные минералы – халькопирит, галенит, пирит, самородное золото. С ними отмечаются сфалерит, арсенопирит, бурнонит. В халькопирите спорадически наблюдается As-блёклая руда – теннантит. Рудные минералы образуют вкрапленность в метасоматически изменённых породах. Интенсивно развиты гидроксиды Fe. Позднее формируется эпитегмальная минерализация: Au-Te-Bi-кварцевая ассоциация

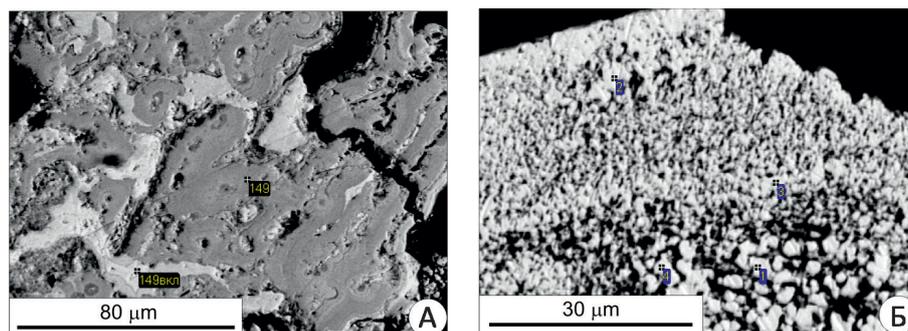


Рис. 5. Минералогия Хохойского рудного поля:

А – прожилки теллурифта таллия (светло-серое) в основной массе теллурифта-антимоната таллия (тёмно-серое); Б – самородное золото пористого строения

(типоморфные минералы – теллурувисмутит, халькопирит) в кварцевых телах среди березитизированных гранито-гнейсов Хатырхайского поля и Au-Te-Sb-Tl (типоморфные минералы – теллуриды и антимонаты Tl) в пирит-адуляр-кварцевых метасоматитах Хохойского поля. К данному сообществу можно причислить и единичные мелкие вкрапления аргентита, самородного Ag. К поздней стадии относится и Au-Ag-теллуридно-кварцевая ассоциация, которая выделяется по результатам исследований россыпного золота Хатырхайского поля. В самородном золоте россыпей в виде микровключений широко распространены теллуриды Au, Ag и Pb (петцит, калаверит, гессит, алтаит), а также галенит, сфалерит, гринокит, теллурувисмутит, сульфовисмутит [12, 14]. В самих рудах теллуриды Au, Ag и Pb, гринокит не обнаружены. Данное обстоятельство, по-видимому, свидетельствует об эрозионном срезе площадей распространения этих минералов.

Обсуждение результатов. Практически все установленные в Хатырхайском рудном поле проявления золоторудной минерализации можно отнести к скарновому типу и к одному из его видов – лебединскому типу. Признаками наличия скарнового типа оруденения являются: выделенная геохимическая ассоциация элементов (золото, медь, висмут); конфигурация геохимических аномалий золота во вторичных ореолах рассеяния, оконтуривающих массив г. Шайтан и его дочерние магматиты; приуроченность механических ореолов золота к выходам скарнов и скарнированных пород как в пределах массива, так и на его контактах; высокая пробность золота (900% и выше).

Структура рудного поля характеризуется широким развитием пологих субгоризонтальных зон трещиноватости, в сочетании с крутопадающими нарушениями благоприятных для локализации рудных тел. Рудные тела морфологически представлены рудными залежами, формирующимися на двух уровнях: 1) в осадочном чехле, развитые по горизонтам кремнецветных, окварцованных

доломитов, на контакте силлов сиенитов и 2) в сульфидизированных, березитизированных породах фундамента на границе с осадочным чехлом, развитые по пологим зонам трещиноватости. Формационный тип – золото-сульфидно-кварцевый.

Рудные залежи в осадочном чехле характеризуются прожилково-вкрапленным пирит-халькопиритовым типом минерализации. Количество сульфидов варьирует от 10–15 до 70–100%. Как правило, рудные залежи окисленные, в значительном количестве присутствуют гидроксиды железа, гематит, вторичные минералы меди. Золото в рудах содержится в тонкодисперсной и свободной формах. Концентрация Au в рудных телах колеблется от 1,03 до 13,61 г/т и более.

Рудные залежи, развитые по пологим зонам трещиноватости в сульфидизированных, березитизированных породах фундамента, обладают рассеянной вкрапленной, реже прожилково-вкрапленной минерализацией. Основной рудный минерал – пирит, реже отмечается примесь халькопирита, теллуридов висмута. Количество сульфидов изменяется от 5 до 25%. Как правило, руды слабо окисленные и неокисленные. Содержание Au в рудных телах – 0,95–1,99 г/т. Золоту сопутствует спектр халькофильных элементов: Ag, Bi, Cu. Подобные руды широко распространены на северном фланге рудного поля, в северном экзоконтакте интрузии г. Шайтан, на участках малоамплитудных ступенчатых сбросов.

Самородное золото комковидной, редко идиоморфной формы, массивного строения. Пробность золота от 598 до 978%, преобладает золото средней и высокой пробы. Отмечается медистое золото, в котором содержание Cu достигает 38%. Элементы-примеси в золоте – Cu, Fe, Bi, Hg, Pt. Тесно ассоциирует с гетитом, пиритом, халькопиритом, баритом, монацитом.

Хохойское рудное поле в структурном плане, по морфологии рудных тел и минералого-геохимическим особенностям сопоставимо с оруденением куранахского типа. Оруденение локализовано в линейных карстовых

зонах на контакте раннекембрийских карбонатных и раннеюрских терригенных толщ осадочного чехла платформы, приуроченных к протяжённым разрывам север-северо-восточного простирания системы Амгинского разлома. Разрывные структуры трассируются дайками минетта-вогезитового состава. Рудные тела морфологически представлены залежами, приуроченными к карстовым полостям в зонах трещиноватости плоскостей сбросов, сдвига-сбросов. Рудами являются рыхлые, обломочные, супесчано-суглинистые минерализованные отложения карстовых полостей по метасоматически изменённым нижнекембрийским карбонатным отложениям и юрским песчаникам. Первичными рудами являются пирит-адюляр-кварцевые метасоматиты. Геохимические ассоциации элементов – Au, Ag, Sb, Tl. Минеральный состав руд сопоставим с составом руд Куранахского месторождения. Типоморфные минералы – кварц, халцедон, адюляр, морион, кальцит, доломит, флюорит, барит, гетит, гематит, пирит, самородное золото, интерметаллиды Cu и Sn, Cu и Zn, галенит, бертьерит, голландит, теллуриды и антимонаты Tl, сульфид Re и W. Особое внимание привлекают минералы таллия. Как известно, Куранахское месторождение сопоставляется с карлинским типом золоторудных месторождений, в минералогии которых минералы таллия играют существенную роль. Самородное золото высокопробное (834–992‰), пористого строения.

Таким образом, по результатам исследований определены лебединский тип золотого оруденения Хатырхайского и куранахский тип Хохойского рудных полей. Это свидетельствует о высоком потенциале обширной территории Верхнеамгинского района. В то же время следует отметить, что А.В.Терехов с соавторами [14], изучив типоморфные особенности россыпного золота руч. Горелый, предположили связь россыпей с коренными источниками золото-редкометалло-полиметаллического типа. По мнению авторов настоящей статьи, присутствие в рудах медистого золота и интерметаллидов Cu, Al и Sn, может быть признаком наличия в Верхнеамгинском районе золото-медно-порфирирового типа оруденения.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004, по гранту РФФИ №18-45-140045 и по программе комплексных научных исследований в РС(Я), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Г.С. Минералого-геохимические особенности руд Хатырхайского рудного поля Верхнеамгинской площади // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII всероссийской научно-практической конференции, 5–7 апреля 2017 г. Т. I. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. С. 18–23.
2. Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Соколов Е.П. Rb-Sr систематика пород Верхнеамгинской площади (Ю.Якутия) // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока Азии: материалы всероссийской научно-практической конференции, 6–8 апреля 2016 г. Т. I. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. С. 19–23.
3. Бойцов В.Е., Лабунь А.Н., Пилипенко Г.Н. Самолазовский тип золоторудных месторождений Центрального Алдана – благоприятный объект для кучного выщелачивания // Горный журнал. 2002. № 2. С. 30–32.
4. Ветлужских В.Г. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 16–24.
5. Ветлужских В.Г. Золотоносность Северо-Становой металлогенической зоны (Южная Якутия, Амурская область) // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 59–71.
6. Добровольская М.Г., Разин М.В., Прокофьев В.Ю. Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 346–366.
7. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В.Г.Ветлужских, В.И.Казанский, А.Я.Кочетков и др. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467–499.
8. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850–864.
9. Кочетков А.Я. Молибден-медно-золото-порфирировое месторождение Рябиновое // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 50–58.
10. Леонтьев В.И., Платонова Н.В. Особенности проявления золотого оруденения лебединского типа в Джекондинском рудном узле (Центрально-Алданский рудный район) // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 84–92.
11. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. Формации эндогенных месторождений золота, колчеданов, свинца, цинка и ртути. – М.: Наука, 1976.
12. Россыпная золотоносность Хатырхайского узла / Е.Г.Глушкова, З.С.Никифорова, А.Г.Каженкина и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII всероссийской научно-практической конференции, 2017. – Т. I. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. С. 64–70.
13. Соколов Е.П. Рудное золото Верхнеамгинского золотоносного района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции, 2015. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 458–462.
14. Типоморфизм самородного золота из кайнозойских отложений руч. Горелый и его связь с коренными источниками в пределах Верхнеамгинского рудно-россыпного узла (Южная Якутия) / А.В.Терехов, А.В.Молчанов, В.В.Шатов и др. // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 93–103.
15. The Kuranakh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia) / S.M.Rodionov, R.S.Fredericksen, N.V. Berdnikov and A.S. Yakubchuk // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 59. P. 55–65.

Реконструкция латеральной зональности типов золотого оруденения в рудно-россыпных узлах Улахан-Сисской зоны (Куларский район)

А.И.СКРЯБИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Показаны особенности размещения россыпей золота и их коренных источников, установлено зональное изменение пробности россыпного золота относительно вскрытых и невскрытых интрузивов. Предлагается реконструкция латеральной зональности типов золотого оруденения, показано возможное различие глубины формирования месторождений.

Ключевые слова: Кулар, Улахан-Сисская зона, рудно-россыпной узел, месторождение, тип оруденения, россыпь, пробность золота, латеральная зональность, реконструкция.

Скрябин Афанасий Иннокентьевич



geo@yakutia.ru

Reconstruction of lateral zoning of the types of gold mineralization in ore-placer clusters of the Ulakhan-Sis zone (Kular region)

A.I.SKRYABIN (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

Features of distribution of gold placers and their primary sources are shown, zonal changes of placer gold fineness near and around exposed and unexposed intrusive are identified. Reconstruction of lateral zoning of the types of gold mineralization is proposed, difference of a depth of their formation is discussed.

Key words: Kular, Ulakhan-Sis, ore-placer cluster, deposit, type of mineralization, placer, gold fineness, lateral zoning, reconstruction.

Улахан-Сисская металлогеническая зона, впервые выделенная Л.А.Мусалитиным [4], расположена в осевой части одноимённой горст-антиклинали и простирается в субмеридиональном направлении к северу от Куларского гранитного пояса. Осадочные породы осевой части складки представлены верхнепермскими алевритами и углистыми сланцами туогучанской и тарбаганнахской свит, а на крыльях – отложениями триаса. Терригенные отложения относятся к хлоритовой фации регионального метаморфизма. Установлено наличие контактово-метаморфизованных пород верхней перми, образующих небольшие цепочки изолированных друг от друга полей над куполами невскрытых plutonov [1]. Эти факты подтверждаются и данными автора настоящей статьи по Бургуатскому и Джуотукскому рудно-россыпным узлам (РРУ) при документации плотика россыпей, разрезов шахт, канав и скважины №311 [11–13]. По геофизическим данным предполагается, что поверхность невскрытого плутона залегает на глубине 1–2 км [6].

Закономерности размещения золотого оруденения и особенности самородного золота Куларского района рассмотрены в публикациях [1–7, 9–13]. Вопрос о

реконструкции размещения месторождений золота на Куларе относительно вскрытых и невскрытых плутонов актуален. Результаты подобных исследований используются при поисках и прогнозировании различных типов оруденения. Особый интерес представляет систематизация и привлечение данных о пробности россыпного золота. Автор использовал результаты 638 определений пробности золота из 53 россыпных объектов, выполненных пробирным анализом в лабораториях Верхнеиндигирской и Янской экспедиций. Минералогические особенности коренных источников россыпей приведены из разных публикаций [1, 4–6], а также из работ В.А.Амузинского, Г.С.Анисимовой, С.Г.Москвитина и др. [2, 3].

В составе Улахан-Сисской зоны Л.А.Мусалитин [4] выделил Бургуатский и Джуотукский РРУ, приуроченные к пересечению северо-восточных и северо-западных глубинных разломов. Наряду с этим в северной части Бургуатского узла выделялся самостоятельный Улахан-Онкучахский РРУ [6]. Учитывая эти представления, автор статьи выделил **Онкучахский, Бургуатский и Джуотукский РРУ** и прилегающие участки **Черча и Правобережье Яны**. Размещение россыпей

золота (№№ 1–53) и их коренных источников (№№ 1–27) на структурно-магматической основе показано на схеме (рис. 1).

Онкучахский РРУ объединяет северную группу россыпей с их коренными источниками: Онкучах, Улахан-Батор-Юрях, Маркой Юрьете, Суор-Уйалах, Кюсентей и Улахан Юрье. Одна из особенностей узла – нахождение части россыпей на границе Приморской низменности, где глубина залегания палеоген-эоценовых отложений в Буор-Ильдикиляхской депрессии достигает более 422 м (скв. 15). Здесь на глубине 45–50 м установлены палеогеновые и неогеновые россыпи. Часть их находится в переходной зоне. В описываемом РРУ обнаружены 24 россыпных объекта и несколько рудопроявлений. По данным 311 пробирных анализов установлен широкий диапазон колебания пробности россыпного золота (605–870‰). Очень низкопробное золото выявлено в небольших водотоках – Коллективном (701–750‰) и Мамуке (609–675‰), приуроченных к полям контактового метаморфизма и куполам поверхности нескрытых интрузивов, что указывает на связь оруденения с магматизмом (рис. 2). В большинстве объектов ($n=17$) пробность золота находится в пределах 605–800‰. В семи россыпных объектах она несколько выше – 801–870‰. Коренным источником россыпей являются кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления. Автор выделяет оруденение трёх минеральных типов: золото-шеелит-арсенопиритового, золото-галенит-сфалеритового и золото-серебряного. Рудопроявление Онкучахское (822‰), а так же, предположительно, рудопроявления Энтузиастов (836‰) и Мунулу (839‰) относятся к первому типу.

Наиболее изучено рудопроявление Онкучахское – коренной источник россыпи Улахан-Онкучах, по долине которой вскрыта мощная крутопадающая зона дробления протяжённостью 1200 м, включающая четыре кварц-сульфидные жилы на расстоянии 5–7 м друг от друга. В жилах присутствует кварц двух генераций: тёмно-серый с пиритом и хрусталивидный. Жила мощностью 3–3,5 м с многочисленными ксенолитами и сульфидами – пиритом, халькопиритом, галенитом, иногда золотом на зальбандах – прослежена бурением по простиранию на 450 м. В 12 м от зоны дробления вскрыта бурением и прослежена горными выработками жила антимонита с высоким (624 г/т) содержанием золота. В кварцевых жилах эмульсионно-вкрапленное золото цементирует антимонит, тонкозернистый арсенопирит, ртутистое золото с антимонитом и киноварью [6]. Ранее рудопроявление Онкучах было отнесено к арсенопиритовому типу [4]. В Улахан-Сисской зоне шеелит, вероятно, более широко распространён. Его присутствие в Джуотукском РРУ впервые было отмечено ещё в 1967 г. В Суордахском РРУ Центрально-Куларской зоны знаки шеелита были обнаружены совместно с касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом в ру-

допроявлениях Новое, Элигер. На основании этих минералогических данных отмечали золото-шеелитовый тип оруденения [6]. Поскольку геолого-минералогические особенности оруденения Улахан-Сисской зоны и Суордахского РРУ очень близки, коренные источники россыпей Онкучахского РРУ могут быть отнесены к золото-шеелит-арсенопиритовому типу золото-кварцевой формации. Рудопроявление Мунулу расположено в контактово-метаморфизованных породах. Рудные тела – кварцевые и кварц-карбонатные жилы протяжённостью до 100–200 м, мощностью до 1 м (в раздувах до 1,5–2 м), северо-восточного простирания. В кварцевых жилах установлены кварц, кальцит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин, касситерит, магнетит. Последние три минерала отражают близость нескрытого гранитного массива. Пробность рудного золота – 839‰ (атомно-абсорбционный анализ). От этого коренного источника наиболее близко расположена россыпь руч. Маркой Юрэгэ, где средняя пробность золота равна 817‰ (12 анализов). Важно отметить, что в головке россыпи она относительно высокая – 870‰, постепенно понижается до 782‰ к хвостовой части. Рудопроявление Иэкийэс обнаружено в бассейне одноимённого ручья. Кроме пирита, арсенопирита и халькопирита, встречаются касситерит (две точки) и турмалин. Рудопроявление Эстакадное золото-галенит-сфалеритового типа расположено на правом водоразделе руч. Улахан-Юрье. Здесь выявлено 6 кварцевых жил с содержанием золота от 5 до 18 г/т. Часть этих жил и зон дробления переходит в мощные (5–8 м) штокверковые тела. В маломощных кварцевых прожилках установлена богатая вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Самородное золото относительно пониженной пробности (776‰).

Рудопроявление Кюсентей, расположенное на левобережье одноимённого ручья, относится к золото-серебряному типу [6] и сопоставляется с аналогичными рудопроявлениями (Мастах и Альфа) Улахан-Сисской зоны, в которых выделены следующие стадии минерализации: арсенопирит-пирит-кварцевая, сульфосольно-полиметаллическая, каолинит-кальцитовая. Пробность рудного золота 823‰, что немного выше россыпного (770‰ по 18 анализам).

Таким образом, выявленное зональное изменение пробности россыпного золота может быть обусловлено минеральным типом оруденения и связано с позицией месторождений относительно гранитоидных массивов [9].

Бургуатский РРУ (средняя группа) Улахан-Сисской зоны включает богатые промышленные россыпи (Бургуат, Батор Юрях, Киенг-Юрях, Кыллах и Этиннях и др.). Они представляют собой россыпи ближнего сноса и тесно связаны с коренными источниками (Кыллахское, Лево-Бургуатское, Право-Бургуатское, Эмисское и др.), которые представлены кварцево-жилными образованиями и минерализованными зонами дробления.

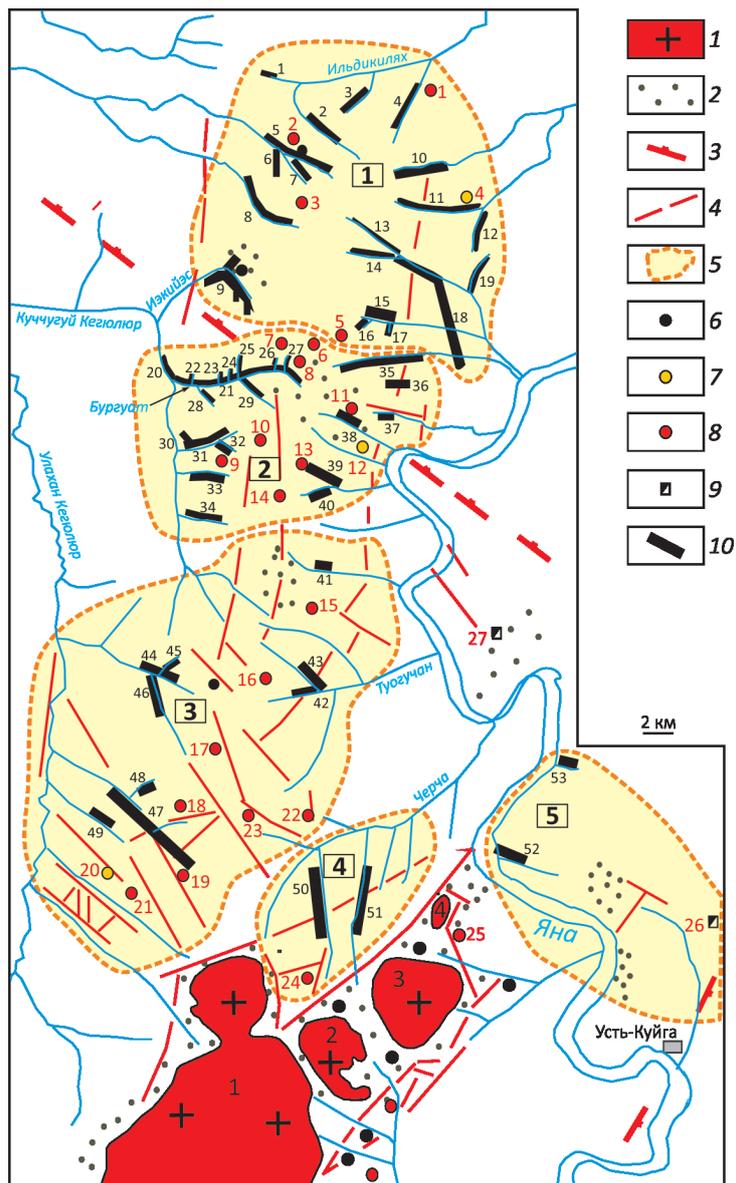


Рис. 1. Размещение россыпей и их коренных источников Улахан-Сисской зоны на структурно-магматической основе:

1 – массивы гранитов: 1 – Кэрэхский, 2 – Кючюсский, 3 – Тирехтяхский, 4 – Хос-Юряхский шток; 2 – контактово-метаморфизованные породы; 3 – крупные разломы; 4 – мелкие разрывные нарушения; 5 – рудно-россыпные узлы (цифры в прямоугольниках): 1 – Онкучахский, 2 – Бургуатский, 3 – Джуотукский, 4 – участки бассейна руч. Черча и 5 – Правобережья р. Яна; 6 – оловорудные проявления; 7–8 – рудопоявления, месторождения (7 – золото-серебряные, 8 – золоторудные) и 9 – точки антимонитовой минерализации по рудно-россыпным районам (красные цифры): **Онкучахский**: 1 – Онкучах, 2 – Энтузиастов, 3 – Мунулу, 4 – Кюсентей, 5 – Эстакадное, **Бургуатский**: 6 – Илистое, 7 – Эмись, 8 – Эмельяновское, Право-Бургуатское, Лево-Бургуатское, 9 – Киенг-Юрях, 10 – Огонёк, 11 – Кыллах, 12 – Альфа, 13 – Тарбаганнахское, 14 – Верхне-Тарбаганнахское, **Джуотукский**: 15 – Туугучан, 16 – Рассвет, Самыр, 17 – Раннее, 18 – Жаркое, 19 – Джуотук, 20 – Мастах, 21 – Вещее, 22 – Хонук, 23 – Позднее, **участок Черча**: 24 – Золотистое, 25 – Хос-Юряхское, **Правобережье р. Яна**: 26 – Байдаха, 27 – Магыл-Хая; 10 – россыпи и их номера: **Онкучахский РРУ**: 1 – Ильдикилях, 2 – Энтузиастов, 3 – Онкучах, 4 – Улахан-Онкучах, 5 – Улахан Батор Юрях, 6 – Светка, 7 – Коллективный, 8 – Маркой Юрьете, 9 – Изкийэс, Ясный и Снежный, 10 – Кюсентей Салаата, 11 – Кюсентей, 12 – Двойной, 13 – РРУ Улахан Юрье, 14 – Мамука, 15 – Аленка, 16 – Погребеный, 17 – Кроткий, 18 – Суор Уйалах, 19 – Конечный, **Бургуатский РРУ**: 20 – Куччугуй Кегюлюр (ниже Бургуат), 21 – Бургуат, 22 – Террасовый, 23 – Аммонитовый, 24 – Безымянный, 25 – Сюрприз, 26 – Эмись, 27 – Илистый, 28 – Керчик, 29 – Нэттик, 30 – Куччугуй Кегюлюр (ниже Киенг-Юрях), 31 – Киенг Юрях, 32 – Огонёк, 33 – Батор Юрях, 34 – Кегюлюр Салаата, 35 – Маманья, 36 – Этиннях, 37 – Кэбиргел Юрэгэ, 38 – Кыллах, 39 – Тарбаганнах, 40 – Верхний Тарбаганнах, **Джуотукский РРУ**: 41 – Кендейбэ Юрэгэ, 42 – Вилка, 43 – Зенит, 44 – Михаил Юрэгэ, 45 – Дерга, 46 – Ранний, 47 – Джуотук, 48 – Жаркий, 49 – Вещий, **участок Черча**: 50 – Золотистый, 51 – Кыстакын-Балаганнах, **Правобережье р. Яна**: 52 – Омега, 53 – Таба

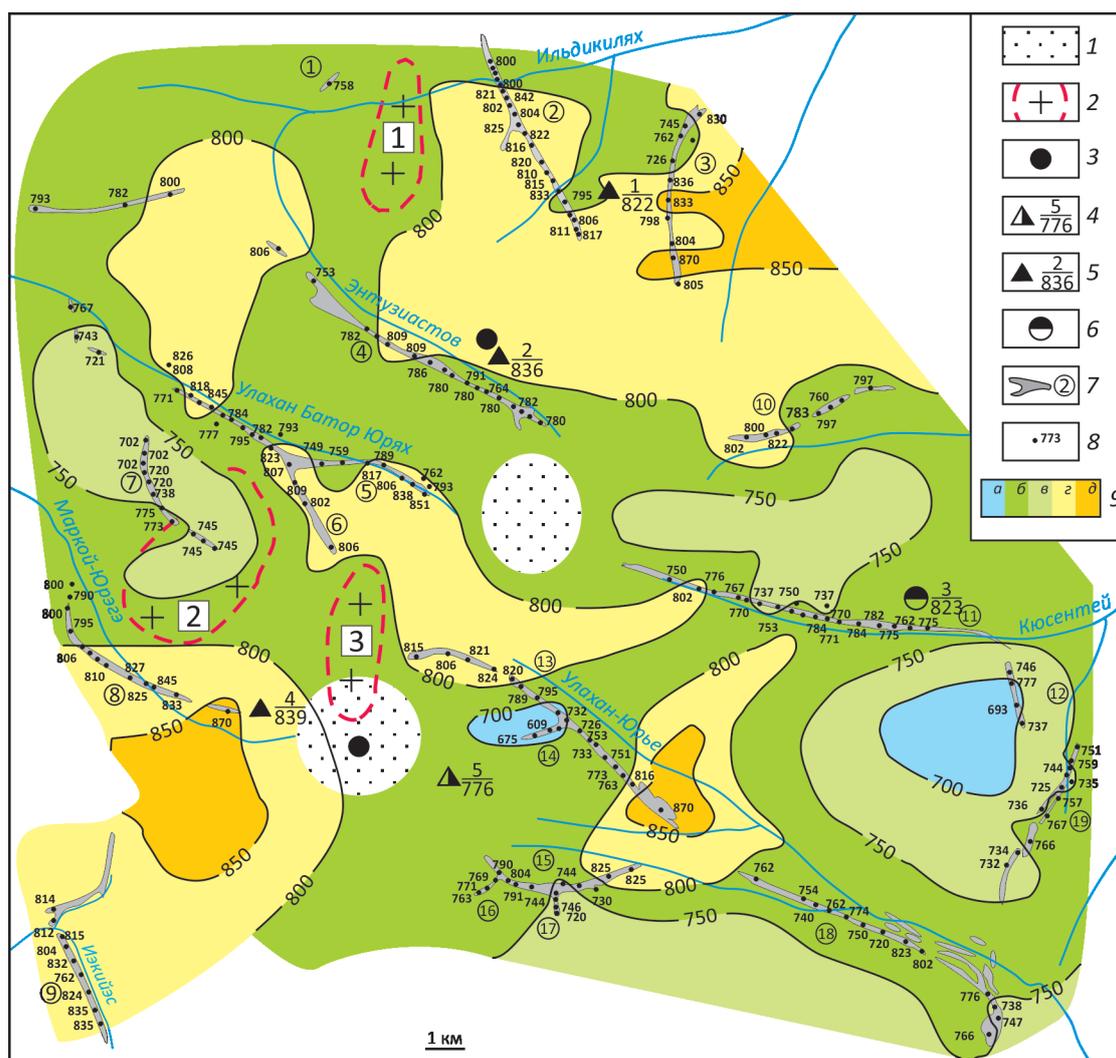


Рис. 2. Зональное изменение пробности золота и минеральных типов оруденения Онкучахского РРУ Улахан-Сисской зоны:

1 – поля контактово-метаморфизованных пород (Г.С.Сонин, 1967); 2 – контуры нескрытых интрузивов по геофизическим данным: 1 – Ильдикиляхский, 2 – Коллективный, 3 – Улахан-Юрье; 3 – находки касситерита в рудопоявлениях; 4–6 – оруденения (числитель – номер рудопоявления, знаменатель – пробность рудного золота): 4 – золото-галенит-сфалеритовое (5 – Эстакадное), 5 – золото-шеелит-арсенипиритовое (1 – Онкучах, 2 – Энтузиастов, 4 – Мунулу), 6 – золото-серебряное (3 – Кюсентей); 7 – россыпи (цифры в кружках): 1 – Ильдикилях, 2 – Кыра-Онкучах, 3 – Улахан-Онкучах, 4 – Энтузиастов, 5 – Улахан Батор-Юрях, 6 – Светка, 7 – Коллективный, 8 – Маркой Юрэгэ, 9 – Иэкийэс, 10 – Кюсентей Салаата, 11 – Кюсентей, 12 – Двойной, 13 – Улахан-Юрье, 14 – Мамука, 15 – Аленка, 16 – Погрбенный, 17 – Кроткий, 18 – Суор-Уйалах, 19 – Конечный; 8 – пробность россыпного золота; 9 – изолинии пробности (в %): а – до 700, б – 701–750, в – 751–800, г – 801–850, д – 851–900

Изучены данные 297 пробирных анализов россыпного золота. В 22 объектах пробность золота варьирует от 653 до 876%, среднее значение которой для 14 объектов находится в пределах 801–850%, а для 8 объектов она <800%. На схеме пробности россыпного золота (рис. 3) тренд зонального изменения пробности золота от двух центров. Первый из них находится на междуречье Бургуат–Иэкийэс (см. рисунки 1 и 3). От него пробность золота возрастает в направлении руч.

Киенг-Юрях (Огонёк). Аналогичное изменение происходит от второго центра (верховье Бургуат–Маманья) до руч. Кыллах. Выявленные закономерности подтверждаются данными по коренному золоту [3]. Кроме того, важно отметить, что названные центры совпадают с полями ороговикования с тонкочешуйчатый биотитом и предполагаемыми нескрытыми плутонами [12].

В Бургуатском РРУ выделяются золото-галенит-сфалеритовый, золото-шеелит-арсенипиритовый и золото-

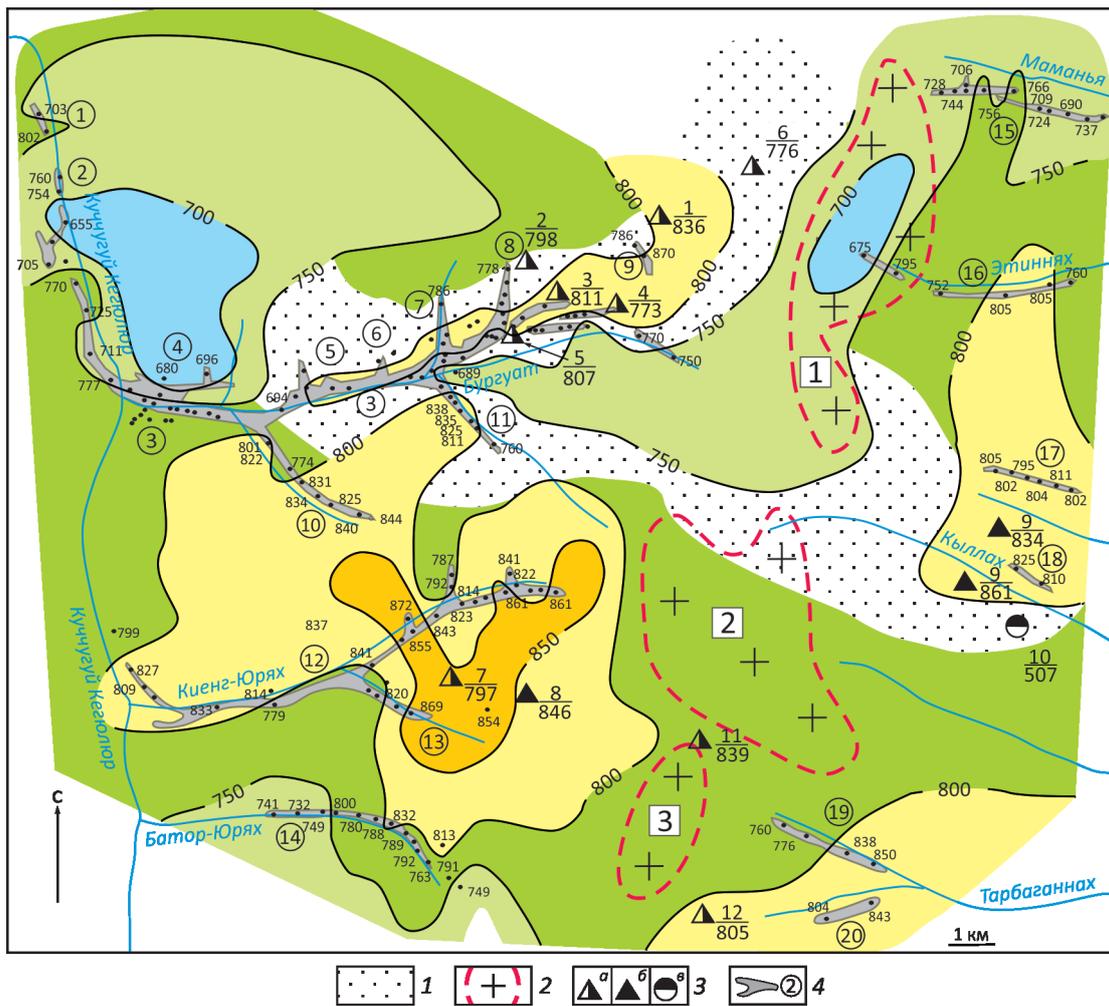


Рис. 3. Зональное изменение пробности золота и типов оруденения Бургуатского РРУ Улахан-Сисской зоны:

1 – контактово-метаморфизованные породы (Г.С.Сонин, 1967) с уточнением автора; 2 – контуры не вскрытых интрузивов по геофизическим данным в верховьях ручьёв: 1 – Этинних, 2 – Киенг-Юрях, 3 – Тарбаганнах; 3 – принятые типы оруденения: а – золото-галенит-сфалеритовый: 1 – Илистое, 2 – Эмись, 3 – Эмельяновское, 4 – Право-Бургуатское, 5 – Лево-Бургуатское, 6 – Эстакадное, 7 – Киенг-Юрях, 11 – Тарбаганнахское, 12 – Верхне-Тарбаганнахское, б – золото-шеелит-арсенопиритовый: 8 – Огонёк, 9 – Кыллах, в – золото-серебряный: 10 – Альфа; 4 – россыпи (цифры в кружках): 1, 2 – Кучугуй Кеюлюр, 3 – Бургуат, 4 – Террасный, 5 – Аммонитовый, 6 – Безымянный, 7 – Сюрприз, 8 – Эмись, 9 – Илистый, 10 – Керчик, 11 – Нэттик, 12 – Киенг-Юрях, 13 – Огонёк, 14 – Батор Юрях, 15 – Маманья, 16 – Этинних, 17 – Кэбиргэл-Юрэгэ, 18 – Кыллах, 19 – Тарбаганнах, 20 – Верхний Тарбаганнах; см. услов. обозн. к рис. 2

серебряный типы оруденения, среди которых преобладает первый: Право-Бургуатское, Лево-Бургуатское, Эмисское, Пологое и др. По И.Я.Некрасову и др. [6], рудные тела представлены кварцевыми жилами и минерализованными зонами с кварцевой, анкерит-кварцевой и хлорит-кварцевой минерализацией. Главные рудные минералы – галенит и сфалерит, реже встречаются арсенопирит, пирит и халькопирит. Золото ассоциирует с кварцем и галенитом, образуя точечные, пластинчатые и неправильной формы выделения. В виде изоморфной примеси оно установлено в галени-

те (до 20 г/т), пирите (до 1 г/т). На Право-Бургуатском месторождении установлены три короткие (240, 180 и 85 м) маломощные жилы с содержанием золота 43, 46 и 35 г/т, соответственно. Среди песчаников и углисто-глинистых сланцев Эмисского рудного поля развиты зоны смятия мощностью до 1,5 м, насыщенные маломощными прожилками кварца с богатой вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и других минералов. Наиболее крупное коренное месторождение Кыллах, в настоящее время разработанное, может быть отнесено к золото-шеелит-арсенопиритовому типу.

Оно приурочено к северо-восточному нарушению, ориентированному по простиранию углисто-битуминозных сланцев. Кварцевые жилы с золотом развиты в зонах межпластовых срывов. Рудные тела тяготеют к местам пересечения жил с зонами крутопадающих нарушений. Длина первой жилы достигает 1100 м, второй и третьей – 870 и 780 м, соответственно. Мощность первой жилы колеблется от 3,8 до 4,1 м, второй и третьей – 2,5–2,7 м. Все они прослежены на глубину 340 м, при этом с глубиной мощность жил возрастает до 4,6 м. Среднее содержание золота до 27 г/т, пробность 834–861%. К золото-шеелит-арсенопиритовому типу могут быть условно отнесены рудопроявления с относительным повышением пробности золота (в ‰): Огонёк – 846, Илистое – 836, Тарбаганнахское – 839, Верхне-Тарбаганнахское – 805.

Наряду с этим выявлено золото-серебряное оруденение Альфа, приуроченное к триасовому горизонту графит-углеродистых сланцев, содержащих от 30 до 80 мг/т золота. Оно протягивается около 3 км при мощности 7–15 м. В углеродистых сланцах фиксируются штокверковые зоны дробления с сериями кварцевых жил, удалённых друг от друга на 3–20 м, мощностью до 2,7 м. Подобные участки представляют собой рудные столбы, где содержания золота и серебра достигают 25–30 г/т и 3 кг/т, соответственно. Жильные минералы – кварц и кальцит с обломками сланцев – составляют около 65–65% их объёма, остальное приходится на долю сульфидов и сульфосолей. Кварц отличается тёмно-серым цветом и содержит включения тонкозернистого арсенопирита и графитизированного углстого вещества, что служит поисковым критерием тонкодисперсного золота. Минералы серебра (кюстелит, айтенбогардит) и позднего золота (петровскит) отложились в низкотемпературную стадию [6].

Приведённые геологические и геофизические данные указывают на существование на глубине нескрытого интрузива, в апикальной части которого, вероятно, размещались россыпи и их источники питания с очень низкопробным золотом, а на удалении – объекты с более повышенной пробностью золота. В описываемом РРУ роль нескрытых плутонов в закономерном зональном размещении золоторудных месторождений является определяющей [11].

В южной части Улахан-Сисской зоны расположены россыпи Джуотукского РРУ и прилегающих площадей (участки Черча, Правобережье р. Яна). Систематизированы 38 анализов золота из 14 россыпных объектов. По этим данным составлена схема зонального изменения пробности золота и типов оруденения на структурно-магматической основе (см. рисунки 1 и 4).

Джуотукский РРУ охватывает ручьи Джуотук, Михаил-Юрэгэ (правый пр. Куччугуй-Кегюлюр) и Туогучан (левый пр. Яны). По данным 17 анализов преобладает весьма низкопробное золото (в ‰): 616–699, 682 (Михаил-Юрэгэ), 594–606 (Зенит, левый пр. Туо-

гучан). Золото в руч. Джуотук обнаружено в 12–22 км от выхода Кэрэхского массива. Имеются 8 анализов золота из трёх долин. В головке россыпи руч. Джуотук установлено весьма низкопробное золото (527, 654, 632 и 664‰). Исключением является золото руч. Жаркий (правый приток руч. Джуотук), где пробность золота по одному анализу повышается до 830‰. Коренные источники этих россыпей, вероятно, золото-редкометалльного типа с низкопробным золотом не сохранились, частично эродированы. Другие рудопроявления, по-видимому, относятся к двум минеральным типам: золото-галенит-сфалеритовому (Вещее – 751 и Жаркое – 799‰) и золото-шеелит-арсенопиритовому (Джуотук – 836, Хонук – 742 и Поздний – 727‰). Эти два типа иногда встречаются в одном месторождении, поэтому оценить преобладание того или другого проблематично. Рудопроявление Джуотук представлено секущими минерализованными зонами дробления и кварцевыми жилами северо-восточного простирания. Здесь выявлено 13 рудных тел мощностью от 0,5 до 6,8 м и протяжённостью до 400 м. В его рудах, кроме кварца и карбоната, присутствует арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, касситерит, шеелит, киноварь и золото (836‰) с содержанием в руде 0,1–20, редко 474 г/т (Г.С.Сонин, 1967). Руды Самырского рудопроявления представлены кварцевыми линзами (мощность от 0,1 до 1,5 м, протяжённость 10–15 м), кварцевыми жилами (до 2,5 м и 350 м, соответственно) и минерализованными дроблениями (2–12 м и до 1400 м), имеющими северо-восточное простирание. В составе руд, кроме кварца и карбоната, были отмечены пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, редко самородное золото (920‰). По Г.С.Сонину, проявление относится к галенит-сфалеритовому типу. Однако, судя по высокопробности золота, его, по-видимому, можно отнести к другому типу, например, к золото-сульфоантимонитовому. С этим оруденением в одной структуре находится рудопроявление Рассвет, золото которого имеет пробность 869‰.

По результатам геолого-съёмочных работ показаны поля развития контактово-ороговикованных пород (Михаил-Юрэгэ, Джуотук, Туогучан), обусловленных залеганием на глубине нескрытого интрузива, в апикальной части которого приурочены коренные источники и связанные с ними россыпи с низкопробным золотом.

Золото-серебряное рудопроявление Мастах приурочено к сдвиговой зоне северо-восточного простирания. Вмещающие породы представлены известковистыми и углстыми алеволитами с повышенным содержанием углерода. Золото низкопробное (586‰), серебристое с примесью мышьяка, сурьмы и ртути.

В бассейне руч. Черча золото выявлено в 6–12 км от выхода Кэрэхского гранитоидного массива. В истоках его левых притоков обнаружены рудопроявления, предположительно, золото-шеелит-арсенопиритового

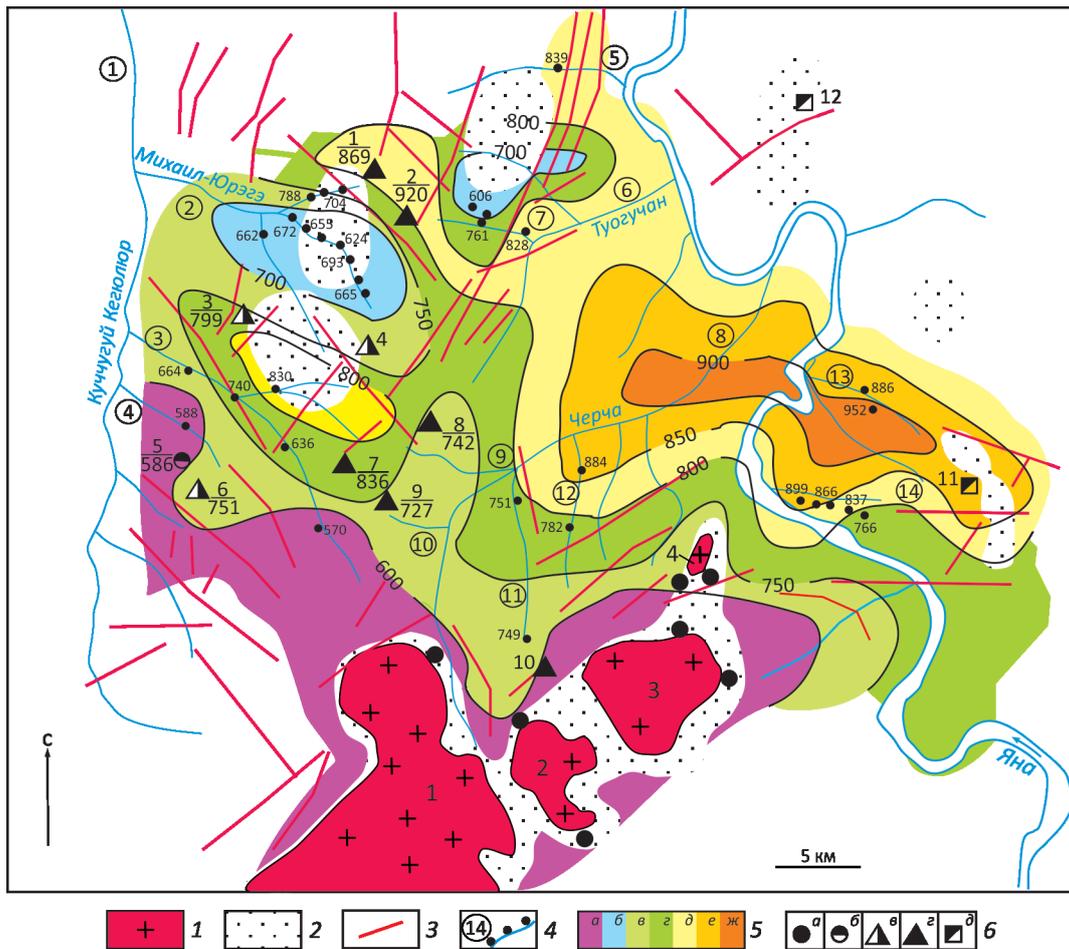


Рис. 4. Зональное изменение пробности золота и типов оруденения Джухотакского РРУ и прилегающих участков:

1 – массивы гранитоидов: 1 – Кэрэхский, 2 – Кючюсский, 3 – Тирехтяхский, 4 – Хос-Юряхский; 2 – контактово-метаморфизованные породы (Г.С.Сонин, 1967); 3 – разрывные нарушения; 4 – водотоки и россыпи (цифры в кружках): 1 – Куччугуй Кюгюлюр, 2 – Михаил-Юрэгэ, 3 – Джухотук, 4 – Вещий, 5 – Кэндэйбэ-Юрэгэ, 6 – Туогучан, 7 – Зенит, 8 – Черча, 9 – Хонук, 10 – Поздний, 11 – Золотистый, 12 – Кыстакын-Балаганнах, 13 – Таба, 14 – Омега; 5 – изолинии пробности золота (в ‰): а – до 600, б – 601–700, в – 701–750, г – 751–800, д – 801–850, е – 851–900, ж – >901; 6 – принятые типы оруденения: а – касситерит-кварцевый [13], б – золото-серебряный, в – золото-галенит-сфалеритовый, г – золото-шеелит-арсенопиритовый, д – антимонитовый; номера и названия рудопроявлений, в числителе: 1 – Рассвет, 2 – Самыр, 3 – Жаркое, 4 – Раннее, 5 – Мастах, 6 – Вещее, 7 – Джухотук, 8 – Хонук, 9 – Позднее, 10 – Золотистое, 11 – Байдах, 12 – Магыл-Хая, в знаменателе – пробность золота; см. услов. обозн. к рис. 2

типа с золотом разной пробности (Хонук – 742 и Позднее – 836‰). Установлена золотоносность двух правых притоков, истоки которых находятся вблизи Кэрэхского и Кючюсского массивов. При этом пробность золота возрастает от верхнего к нижнему течению: от 749 до 771‰ (руч. Золотистый) и от 802 до 897‰ (руч. Кыстакын-Балаганнах). Эти данные свидетельствуют об увеличении пробности золота вдоль долин по мере удаления от гранитоидов.

Рудно-россыпной участок Правобережье р. Яна занимает наиболее удалённое положение от Куларских батолитов, где известно антимонитовое оруденение Ма-

гыл-Хая, тяготеющее к дайкам гранитоидов и контактово-метаморфизованным породам нескрытого интрузива. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления. Выделяют два типа руд: карбонат-кварц-антимонитовый и хлорит-карбонат-кварцевый с редкими вкраплениями антимонита. По результатам спектрального анализа концентрация золота – от следов до 1 г/т. Рядом с горой Магыл-Хая расположена россыпь руч. Омега, которая привлекает внимание тем, что пробность золота возрастает вниз по долине от 766–837‰ на головке до 866–899‰ в хвостовой части.

Причём это происходит по мере удаления от ореолов ороговикования невоскрытого интрузива. В руч. Таба отмечается относительно высокопробное золото (866, 952‰), что позволяет предполагать коренной источник с золото-сульфоантимонитовым типом оруденения.

В целом пробность золота возрастает в северном направлении от выхода гранитоидов Центрально-Куларской зоны (Кэрэхского, Кючюского, Тирехтяхского и Хос-Юрхского), что указывает на их роль в закономерном размещении месторождений золота (см. рис. 4). Рудопроявления касситерит-кварцевой формации (Нагорное, Подгорное, Черчинское, Хос-Юрхское) приурочены к эндо- и экзоконтактным участкам этих массивов, на некотором удалении от которых они сменяются оруденением золото-шеелит-арсенопиритового (Золотистое), затем золото-сульфоантимонитового (предположительно) и антимонитового (Магыл-Хая) типов [13].

В южной части Улахан-Сисской зоны установлены особенности зонального изменения пробности золота и латеральной зональности типов золотого оруденения относительно выхода Куларских гранитоидов и невоскрытых интрузивов (см. рис. 3).

Обсуждение. В рассматриваемых Онкучахском, Бургуатском и Джуотукском РРУ Улахан-Сисской зоны показано зональное изменение пробности россыпного золота, что подтверждается результатами исследований по коренному золоту. Это обусловлено, по-видимому, распределением минеральных типов золотого оруденения. Тренд изменения пробности золота направлен от низкопробных центров, приуроченных по геологическим и геофизическим данным к невоскрытым интрузивам. Богатые россыпи Бургуатского РРУ образовались за счёт коренных источников золото-галенит-сфалеритового типа. Наряду с этим в образовании россыпей Онкучахского и Джуотукского РРУ принимали участие источники золото-шеелит-арсенопиритового типа. В Солурской зоне Куларского района ранее автором [9] была показана отчётливая симметричная зональность типов золотого оруденения относительно Солурского штока адамеллитов, во вмещающих ороговикованных породах которого расположены золото-редкометалльные рудопроявления с низкопробным золотом (Прямой – 552 и Малыш – 788‰). В Центрально-Куларской зоне известны касситерит-вольфрамитовые и золото-редкометалльные рудопроявления. В Суордахском РРУ этой зоны установлена симметричная зональность типов оруденения относительно южной части Ойун-Юрхского гранитоидного массива [10]. В этом же узле особый интерес представляют рудопроявления Новое и Элигер, расположенные в контактово-метаморфизованных породах невоскрытого интрузива. В этих кварцевых рудах преобладает арсенопирит, имеется также шеелит, вольфрамит, касситерит и золото, а рудопроявления как золото-шеелитовые типы были описаны И.Я.Некрасовым [5]. Автор относит их к золото-шеелит-арсенопи-

риту типу [10]. Приведённые данные показывают большое сходство РРУ Улахан-Сисской, Солурской и Центрально-Куларской металлогенических зон.

В Яно-Колымском поясе ранее было приведено множество примеров латеральной зональности типов оруденения относительно гранитоидов [8]. В Восточной Якутии имеется много месторождений с низкопробным золотом, расположенных в гранитоидах или в контакте с ними, например, Якутское в Верхнеиндигирском и Ченкеленья в Верхнеадычанском районах.

В различных типах оруденения пробность золота, вероятно, зависит от глубины их формирования. Изучением этого вопроса занимались известные специалисты по рудным месторождениям М.Б.Бородаевская, И.С.Рожков, В.А.Нарсеев [8].

Так, золото-серебряный тип оруденения с весьма низкопробным золотом (Альфа, Мастах, Вещее) возможно образовался в близповерхностных условиях. Золото-редкометалльные рудопроявления приурочены к гранитоидам и их контактовым ореолам. О небольшой глубине их формирования свидетельствует низкая пробность (650–750‰) золота. По глубине формирования отличаются золото-галенит-сфалеритовые (надинтрузивные) и золото-шеелит-арсенопиритовые (околоинтрузивные) месторождения. Существует мнение [5], что первые образовались на меньшей глубине, чем вторые. Месторождения золото-антимонитового типа (Кючюс), расположенные на удалении от гранитных массивов, могут быть ещё более глубинными [10]. На это указывают данные о том, что в ранней ассоциации с мелкозернистым арсенопиритом наблюдается высокопробное (920–940‰) золото, а в поздней ассоциации с галенитом и карбонатами – низкопробное (720–800‰) [6].

Таким образом, в результате проведённых исследований в различных РРУ Улахан-Сисской зоны установлено зональное изменение пробности россыпного и коренного золота, что может быть обусловлено разными минеральными типами оруденения. Пробность золота возрастает от низкопробных центров, приуроченных по геологическим и геофизическим данным, к куполам невоскрытых интрузивов.

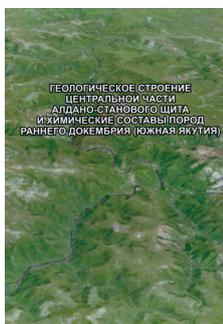
Определённая новизна в изучении этого вопроса получена благодаря топоминералогическому анализу многочисленных данных о пробности золота и отдельных минералов – касситерита, вольфрамита, арсенопирита, шеелита, галенита, сфалерита и антимонита. Совокупность приведённых данных позволяет реконструировать латеральную зональность относительно вскрытых и невоскрытых плутонов в целом для Улахан-Сисской зоны. Это имеет важное практическое значение для целей прогнозирования и выбора направлений геологоразведочных работ.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2016-0004)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. – Новосибирск: Наука, 1975.
2. *Минералогия и геохимия золота Куларского района / Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Баландин В.А. и др.* – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1988.
3. *Москвитин С.Г., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я.* Самородное золото Якутии (*Куларский район*). – Новосибирск: Наука, 1997.
4. *Мусалитин Л.А.* Металлогенические зоны Куларского антиклинория // Советская геология. 1971. № 8. С. 114–125.
5. *Некрасов И.Я.* О соотношении золотого и оловянного оруденения (на примере Северо-Востока СССР) // Геология рудных месторождений. 1973. Т. XV, № 3. С. 702–705.
6. *Особенности геологии, геохимия и генезис Улахан-Сисского, Куларского и Хараулахского золоторудных узлов Верхоянской складчатой области / И.Я.Некрасов, Г.Г.Лихойдов, Л.П.Плюснина, Т.В.Кузьмина* // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 3. С. 79–86.
7. *Самусиков В.П., Сергеенко А.И.* Некоторые особенности самородного золота Куларского района // Вопросы рудоносности Якутии. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 212–230.
8. *Скрябин А.И.* Реконструкция латеральной зональности золотого оруденения. – Якутск. Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2010.
9. *Скрябин А.И.* Зональность золотого оруденения Суордахского рудно-россыпного узла Центрально-Куларской золото-редкометалльной зоны // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы всероссийской научно-практической конференции, 23–30 марта 2012 г). – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2012а. Т. 2. С. 160–164.
10. *Скрябин А.И.* О латеральной зональности золотого оруденения относительно Солурского гранитного штока (Куларского район) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы всероссийской научно-практической конференции, 23–30 марта 2012 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2012б. Т. 2. С. 165–169.
11. *Скрябин А.И.* Роль нескрытого интрузива в размещении месторождений Бургуатского узла Улахан-Сисской зоны Куларского района. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы всероссийской научно-практической конференции, 2–4 апреля 2013 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2013. Т. 2. С. 174–178.
12. *Скрябин А.И.* О зональном размещении типов золотого оруденения Онкучахского рудно-россыпного узла Улахан-Сисской металлогенической зоны Куларского района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы всероссийской научно-практической конференции, 1–3 апреля 2014 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. С. 454–458.
13. *Скрябин А.И.* Зональное изменение пробности золота в южной части Улахан-Сисской зоны (Кулар) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы всероссийской научно-практической конференции, 31 марта–2 апреля 2015 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 449–452.

Вниманию широкого круга специалистов в области наук о Земле, а также потенциальных инвесторов в горнорудную промышленность и строительство объектов инфраструктуры Республики Саха (Якутия) предлагается работа



Березкин В.И., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Кравченко А.А., Попов Н.В., Тимофеев В.Ф., Торопова Л.И. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия) / Отв. ред. А.П.Смелов, В.И.Березкин В.И. [и др.]; ИГАБМ СО РАН, ИНГГ СО РАН. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015. – 459 с. ISBN 978-5-7692-1423-3

Работа является первым обобщением по геологии и химическим составам пород докембрия центральной части Алдано-Станового щита (Южная Якутия). В ней в табличной форме приведены более 2500 анализов на петрогенные компоненты, редкие земли и другие элементы примеси горных пород из коллекции авторов и др. геологов, проводивших совместные работы. Таблицы предваряются краткими геологическими сведениями: обзорными и конкретными к каждому комплексу, серии (свите), массиву. Для каждого анализа указаны авторский номер, приводятся петрографическое определение и минеральный состав породы, географическая и геологическая привязка места и год сбора образца.

Природа особенностей металлогении древних платформ

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Концепция существования глобального магматического океана на ранней стадии эволюции Земли позволяет объяснить главные особенности металлогении древних платформ. Эманационная дифференциация огромного объема магмы этого океана обусловила образование древних, часто гигантских гидротермальных и стратифицированных осадочно-гидротермальных месторождений железистых кварцитов, золота, урана, меди, цинка, свинца, сурьмы. Фракционирование крупных интрузий мафических магм привело к возникновению уникальных древних месторождений платины, хрома, никеля. С процессами накопления в остаточных расплавах глубинных слоёв океана расплавофильных компонентов и углерода связано формирование редкоземельных и редкометалльных карбонатитов и алмазоносных кимберлитов.

Ключевые слова: платформы, магматический океан, стратиформные месторождения, редкоземельные карбонатиты, кимберлиты.

Шкодзинский Владимир Степанович



shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Peculiarities of platform metallogeny

V.S.SHKODZINSKY (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

Conception of a global magma ocean allows to explain main peculiarities of platform metallogeny. Its emanation differentiation caused the formation of giant hydrothermal and sedimentary-hydrothermal stratiform Fe, Au, U, Cu, Zn, Pb, Sb deposits. Differentiation of major intrusions of its mafic magmas caused Pt, Cr, Ni deposits formation. Deep differentiation of its mafic magmas formed deposits of rare-earth carbonatites and diamonds of kimberlites.

Key words: platforms, magma ocean, stratiform deposits, rare-earth carbonatites, diamonds of kimberlites.

На древних платформах находится значительное количество уникальных эндогенных месторождений, имеющих множество загадочных особенностей. Их происхождение давно является предметом дискуссии и остаётся во многом непонятным. Для них характерны часто гигантские запасы рудных компонентов, обычно отсутствие пространственной и генетической связи с конкретными магматическими телами, иногда стратиграфический контроль положения рудных тел и в то же время признаки участия гидротермальных процессов в их образовании. Имеющиеся многочисленные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли и фракционирования на ней глобального магматического океана [10–13] позволяют объяснить особенности этих месторождений.

О фракционировании на Земле глобального магматического океана свидетельствуют тренды магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов и в раннедокембрийских кристаллических комплексах, уменьшение изотопного возраста и темпе-

ратуры кристаллизации различных пород в них в полном соответствии с последовательностью образования этих пород при фракционировании, признаки очень высокой температуры на земной поверхности в раннем архее (до 900–1000°C). На это указывает также существование в раннедокембрийских кристаллических комплексах и в ксенокристаллах клинопироксена из кимберлитов признаков образования в условиях очень низких (2–3,5°/км) геотермических градиентов, близких к адиабатическому градиенту для расплавов (0,3°/км) и резко отличающихся от современных градиентов (до 150°/км). Сильная химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом свидетельствует о том, что силикатные и железные частицы протопланетного диска никогда не были перемешаны в недрах Земли. Они выпадали раздельно: сначала металлические, затем силикатные тела. Следовательно, аккреция была гетерогенной. Эти результаты свидетельствуют об ошибочности широко распространённой гипотезы холодной гомогенной аккреции нашей планеты.

Согласно полученным результатам, земное ядро образовалось раньше силикатной мантии путём быстрого объединения железных частиц в протопланетном диске под влиянием мощных магнитных сил [12, 14]. Быстрая аккреция привела к более высокой температуре ядра (изначально на 1–2 тыс. градусов) по сравнению с позже возникшей мантией. Поэтому ядро постоянно подогревает её, что является причиной возникновения в мантии тепловой конвекции и тектоники плит в литосфере.

Выпадавшие на ядро силикатные частицы плавилась под влиянием импактного тепловыделения и формировали глобальный магматический океан. Его придонная часть кристаллизовалась и фракционировала под влиянием роста давления нагрузки новообразованных аккрецией верхних частей. Кумулаты сформировали мантию. Из-за пониженной силы гравитации на ранней небольшой Земле и ещё незначительного давления слоя расплава в малоглубинном океане фракционирование его придонных частей длительное время происходило при низком (<0,3 ГПа) давлении. Это обусловило формирование огромного объёма кислых остаточных расплавов. Их всплытие и последующая кристаллизация привели к образованию раннедокембрийских кристаллических комплексов и мощной кислой коры древних платформ. Формировавшиеся при аккреции разные по составу расплавы располагались в магматическом океане в соответствии со своей плотностью, что обусловило образование в нём слоистости и его кристаллизацию сверху вниз при остывании.

Затвердевание огромной массы расплавов магматического океана глубиной около 250 км сопровождалось колоссальными процессами эманационной и кристаллизационной дифференциации, обусловившими возникновение загадочных особенностей металлогении древних платформ. Анализ свидетельствует о существовании четырёх генетических типов эндогенных месторождений, связанных с магматическим океаном: гидротермальных, осадочно-гидротермальных, магматических и остаточно-магматических.

Гидротермальные и осадочно-гидротермальные месторождения. Магматический океан содержал огромное количество растворённых в нём летучих компонентов. По космологическим данным [2], Земля и планеты земной группы сформировались в относительно близкой к Солнцу внутренней части протопланетного диска. Летучие компоненты из неё в основном были вытеснены давлением светового излучения возникшего Солнца во внешнюю часть диска, где они вошли в состав огромных газовых планет. В формировавшихся мантию силикатных частицах летучие компоненты находились в химически связанном состоянии и в адсорбированном виде на поверхности кристаллов. Это объясняет резкое отличие гидросферы и атмосферы Земли от состава газов Солнца и внешних газовых планет, в которых преобладают водород и гелий. При импакт-

ном плавлении во время аккреции летучие компоненты растворялись в расплаве. В процессе придонной компрессионной кристаллизации магматического океана они концентрировались в остаточном расплаве вследствие их большой расплавофильности. Магматический океан, таким образом, аккумулировал большую часть летучих компонентов вещества мантии, что объясняет обычно незначительное (0,1–0,2%) содержание воды и углекислоты в мантийных породах.

Из-за очень высокой (>2000°C) начальной температуры поверхности Земли она сначала не могла захватывать и удерживать газы. Способность космических тел удерживать газы иллюстрирует формула $V = mK^{-1}T^{-1}(GMR^{-1} - W^2R^2)$, где V – параметр удержания газов телом, m – средняя масса газовых молекул, K – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура, W – угловая скорость вращения тела, G – ускорение силы тяжести, M – масса тела [17]. Расчёты по этой формуле показали, что вода и азот на Земле начали удерживаться при температуре, соответственно, 1315 К и 1015 К. Это произошло через 100 и 170 млн. лет после окончания аккреции [12]. Постаккреционный магматический океан начал кристаллизоваться примерно через 600 млн. лет после аккреции. Следовательно, выделявшиеся из него газы удерживались Землёй и сформировали на ней гидросферу и атмосферу. Растворение в магматическом океане примерно 0,04% летучих компонентов из вещества мантии и их последующее отделение достаточно для образования современного объёма гидросферы и атмосферы. При этом магматический океан глубиной 250 км при кристаллизации должен был потерять примерно 0,45% воды от его массы. Возможность такой потери вполне реальна, так как содержание этого компонента в природных магмах достигает первых процентов.

Поведение рудных и выносящих их летучих компонентов в кислых магмах отражает диаграмма на рис. 1, рассчитанная по опубликованным экспериментальным данным [11, 12]. Она показывает, что при кристаллизации магм рудные компоненты накапливаются в остаточных расплавах до тех пор, пока не начинается образование фаз, содержащих эти компоненты в большом количестве. Например, касситерита для олова, вольфрамита для вольфрама и др. Параметры их кристаллизации (см. рис. 1, толстые изогнутые линии) отражают условия образования наиболее высоко рудоносных гидротерм. С уменьшением исходного содержания рудного компонента в магмах растёт степень их кристаллизации и уменьшается температура, необходимые для достижения высоких содержаний компонента во флюиде и в сформированных из него гидротермах.

Для магматического океана характерны высокие содержания кремнекислоты и железа. Это объясняет наиболее раннее формирование на всех древних платформах месторождений железистых кварцитов

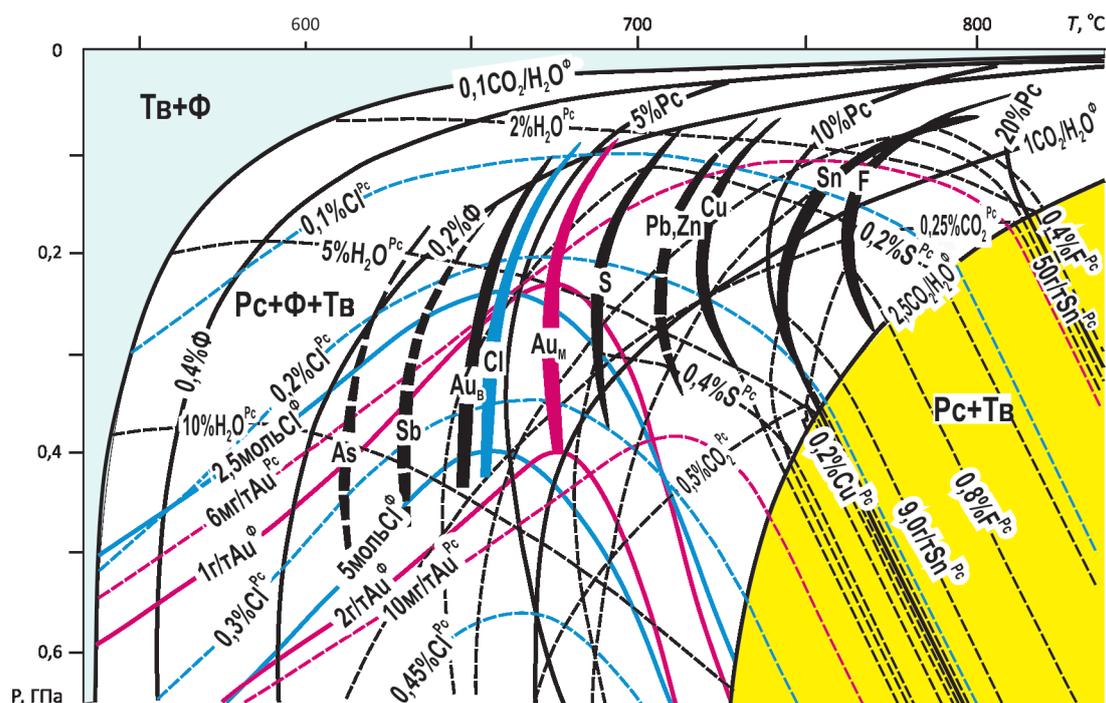


Рис. 1. P-T диаграмма распределения рудных и выносящих их летучих компонентов во фракционирующих кислых магмах:

исходное содержание: H₂O – 1%, CO₂ и F – по 0,1%, Cl – 0,03%, S – 0,05%, Sn – 10 г/т, Au – 0,002 г/т, Cu – 2 г/т, Pb – 2 г/т, Zn – 6 г/т, Sb – 0,2 г/т, As – 0,15 г/т при коэффициентах распределения этих компонентов между расплавом и твёрдыми фазами, соответственно, 2, 2, 10, 2, 4, 5, 1,5, 2, 2, 2, 5, 5 [11]; Pс – расплав, Tв – твёрдые фазы, Ф – флюидная фаза; толстые изогнутые линии – параметры образования высоко рудоносных гидротерм, пунктирные – построенные при недостатке экспериментальных данных

(рис. 2). Как иллюстрирует рис. 3, на хорошо изученной Австралийской платформе их изотопный возраст составляет 3,8–1,8 млрд. лет. Также следует обратить внимание на огромные запасы железа в них, которые на некоторых месторождениях оцениваются в миллиарды–триллионы тонн [1]. Это несопоставимо больше, чем запасы в миллионы тонн, обычно характерные для фанерозойских месторождений этого металла. Суммарная мощность пластов железистых кварцитов на месторождении иногда бывает больше километра. В них тонкие прослои кварцита (обычно толщиной несколько миллиметров) чередуются с прослоями, сложенными в основном магнетитом и гематитом.

Не понятен был источник огромного количества железа и кремнекислоты в этих месторождениях. В них отсутствуют признаки генетической связи с какими-либо конкретными магматическими телами. Чаще всего предполагалось, что кремнекислота и железо привносились из выветривавшихся вмещающих пород. Однако эти породы не имеют признаков протекания грандиозных процессов выветривания, сопоставимых по масштабам с процессами отложения железных руд. Очевидно, что гигантская по масштабам кристаллизация магматичес-

кого океана глубиной около 250 км, сопровождающаяся выносом из него эманациями огромного количества кремнекислоты и железа, и объясняет большой размер месторождений железистых кварцитов.

До настоящего времени была непонятной очень высокая окисленность железа в месторождениях железистых кварцитов. Известно, что присутствие в древнейших осадочных породах окатанных зёрен легко окисляющихся пирита и уранинита указывает на бедность ранней атмосферы кислородом. Между тем в главных железосодержащих минералах рассматриваемых месторождений – магнетите и гематите – железо является высокоокисленным, что отвергает возможность осадочного происхождения железистых кварцитов. Однако оно вполне согласуется с их гидротермальной природой, поскольку известно, что гематит и магнетит являются обычными минералами гидротермально изменённых пород [15]. Поэтому они должны были кристаллизоваться и из эманаций, отделявшихся из океана магмы.

Высокопластичное состояние полужатвердевшей кристаллической коры приводило к невозможности возникновения в ней трещин, что объясняет обычно

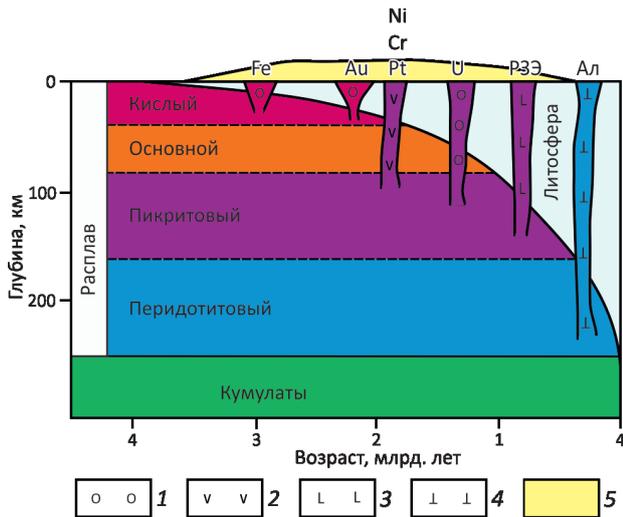


Рис. 2. Схема кристаллизации слоистого океана магмы и образования различных эндогенных месторождений:

подъём: 1 – рудоносных гидротерм, 2 – мафических магм, 3 – редкоземельных карбонатитовых расплавов, 4 – алмазонасных (Ал) кимберлитовых магм; 5 – высокоминерализованные бассейны, исходные для осадочно-гидротермальных месторождений

отсутствие на месторождениях железистых кварцитов выполненных ими жил. Их исходные гидротермы поднимались в магматическом океане, вероятно, в виде пузырей, которые растекались по земной поверхности и выполняли понижения. Интенсивное испарение воды под влиянием горячего основания приводило к ритмичному осаждению из них кремнекислоты и минералов железа с образованием тонких железистых и кремнистых слоёв и сложенных ими пластов, перекрывшихся различными осадками. Это объясняет присутствие чёткого стратиграфического контроля размещения рудных тел на месторождениях при гидротермальном генезисе оруденения. Такие месторождения, по-видимому, целесообразно называть осадочно-гидротермальными. С гидротермальными процессами связано образование в некоторых железистых кварцитах промышленных содержания золота.

Другой продукт гидротермальной деятельности глобального магматического океана – золоторудные и другие стратиформные месторождения, широко распространённые в слабо метаморфизованных породах. Наиболее уникальным является золото-урановое месторождение Витватерсранд в Африке с гигантскими запасами рудного компонента [1, 7]. Если фанерозойские месторождения считаются уникально крупными при запасах золота в сотни тонн, то на месторождении Витватерсранд к настоящему времени его добыто уже около сорока тысяч тонн, а оставшиеся запасы оцени-

ваются в десятки тысяч тонн. Из него уже извлечено около 40% золота, добытого человечеством, которое главным образом содержится в прослоях конгломератов среди песчанико-сланцевых толщ.

В настоящее время наиболее распространёнными являются гипотезы россыпного и гидротермального генезиса золота этого месторождения. Отсутствие в кристаллическом фундаменте крупных коренных золотоносных тел, которые могли бы быть источником россыпного золота, наличие признаков замещения золотом окаменелых микроводорослей, значительная (до 4%) примесь ртути в золоте, постоянно высокое содержание урана и сульфидов в золотоносных слоях свидетельствуют в пользу гидротермальной гипотезы. Однако в ней оставались непонятными причины гигантского количества золота на месторождении. Образование из эманаций магматического океана это объясняет.

Концентрация золота в кислых магмах очень мала – обычно первые миллиграммы на тонну. Поэтому богатые золотом гидротермы формировались лишь в поздних затвердевавших, относительно глубинных частях

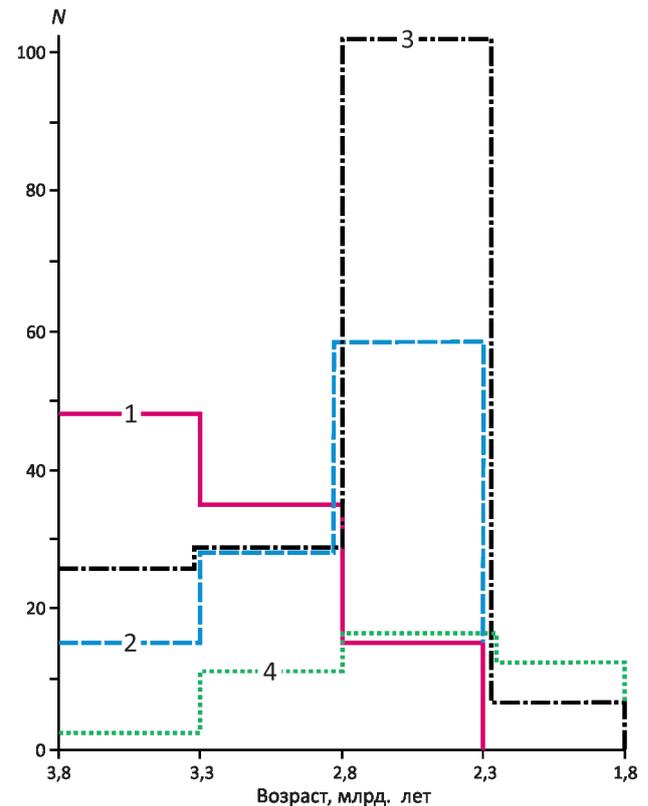


Рис. 3. Гистограммы уран-свинцовых возрастов гнейсов (1), гранитоидов (2), зеленокаменных комплексов (3) и железистых кварцитов (4) раннего докембрия Австралии. Построены по данным работы [15]:

N – число использованных определений

кислого слоя магматического океана (см. рис. 2). Этим объясняется в среднем более молодой возраст месторождения (около 1,9 млрд. лет) по сравнению с железистыми кварцитами (в среднем 2,8 млрд. лет), а также присутствие секущих золото кварцевых жил в железистых кварцитах Австралии [15].

На месторождении Витватерсранд проявлен чёткий стратиграфический контроль размещения золотоносных конгломератов. Поэтому оно, по-видимому, осадочно-гидротермальное. Золото содержащие растворы, возможно, в повышенном количестве содержались в прослоях конгломератов из-за их высокой пористости. В западной Австралии широко распространены золоторудные месторождения, сложенные золото-кварцевыми жилами и штокверками в зеленокаменных толщах [15]. Такие жилы изредка присутствуют и в гранитном фундаменте зеленокаменных толщ. Подобные месторождения, имеющие признаки образования непосредственно из гидротерм магматического океана, являются гидротермальными.

Месторождения железистых кварцитов и золота приурочены к гранит-зеленокаменным областям и обычно отсутствуют в гранулит-гнейсовых регионах. Это связано с намного большим содержанием в гранитных магмах летучих компонентов по сравнению с исходными магмами гранулит-гнейсовых толщ.

Сформировавшаяся из эманаций магматического океана оболочка сначала имела очень высокую температуру (рис. 4) и находилась преимущественно в газовой-паровой состоянии. Под мощной газовой-паровой оболочкой располагались горячие бассейны, заполненные сильно минерализованными растворами. Они являлись зародышами гидросферы Земли. Эти растворы пропитывали накапливавшиеся в бассейнах осадки. По мере остывания увеличивалось количество этих бассейнов. При постепенном снижении температуры растворимость содержащихся в них рудных компонентов уменьшалась, и они выделялись в поровом пространстве осадочных пород или замещали их минералы. По-видимому, с этим связано формирование в протерозое, реже в палеозое большого числа стратиформных осадочно-гидротермальных месторождений меди, свинца, цинка, урана, сурьмы, не имеющих связи с конкретными магматическими телами.

Ещё одним продуктом эманационной дифференциации океана магмы являются урановые месторождения типа «несогласия». Наиболее крупные находятся в Северной Австралии и в Канаде в провинциях Саскачеван и Северо-Западных территорий. Для них характерен контроль оруденения поверхностями стратиграфического несогласия между раннепротерозойским фундаментом и осадочным чехлом и связь с крупными тектоническими нарушениями. Наиболее уникальным является месторождение Мак-Артур-Ривер в Канаде. Его подтверждённые запасы на январь 2001 г. составляли 161 300 т U_3O_8 при среднем содержании последнего

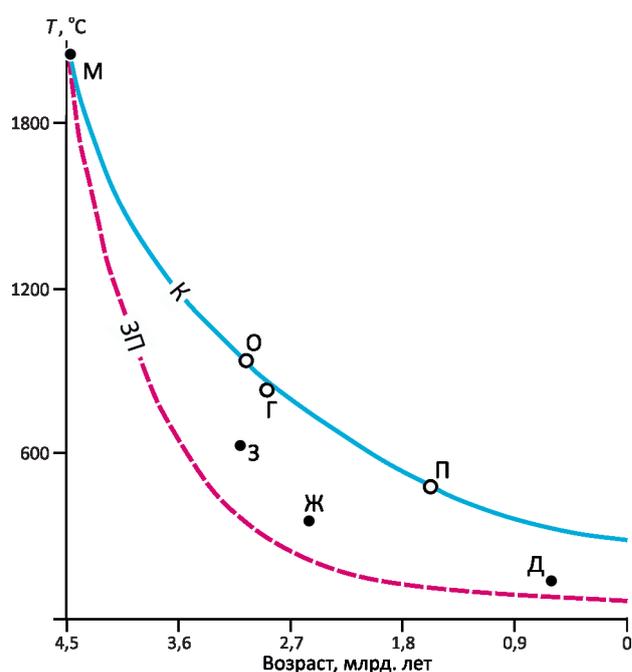


Рис. 4. Эволюция средней температуры:

К – земной коры, ЗП – земной поверхности, Г – кристаллизации гнейсов, З – зеленокаменных комплексов, О – основных кристаллических сланцев, П – пегматитов Алданского щита [11], Д – руд Джезказганского стратиформного месторождения [5], Ж – железистых кварцитов [8]; М – исходная температура поверхности Земли после завершения аккреции [12]

21% [3], а в зоне вторичного обогащения на месторождении Раббит-Лейк – 82%. Это уникально высокие содержания, если учесть, что на месторождениях других генетических типов они обычно составляют доли процента.

Месторождения расположены в кристаллическом фундаменте под перекрывающей осадочной формацией Атабаска и в её нижней части. Её возраст ранний и средний рифей (1,5–1 млрд. лет). Следовательно, урановое оруденение должно быть ещё моложе. Такой относительно молодой возраст обусловлен небольшими концентрациями урана в первичных магмах. Поэтому высокоурановые гидротермы возникали в очень глубоких частях магматического океана, которые кристаллизовались наиболее поздно. Высокие содержания никеля и кобальта в рудах указывают на образование ураноносных гидротерм в остаточных расплавах пикритового слоя магматического океана на глубине, по-видимому, во многие десятки километров (см. рис. 2). Рудоносные эманации поднимались по зонам тектонических нарушений в земной коре. Это объясняет связь с ними месторождений.

Магматические и остатчно-магматические месторождения. Расчёты [13] свидетельствуют о том, что после затвердевания верхнего кислого слоя магматического океана его плотность становилась иногда больше, чем ещё жидких подстилавших основного и пикритового слоёв. Это приводило к всплыванию из них в земную кору огромных объёмов мафических расплавов. Данное явление объясняет формирование на ранних стадиях эволюции древних платформ очень крупных интрузий основных и ультраосновных магматических пород. Например, крупнейший Бушвельдский комплекс возрастом около 2 млрд. лет в Африке обнажается на площади около 66 000 км². Дифференциация при кристаллизации таких комплексов приводила к образованию крупных месторождений платины, хрома, никеля. Это объясняет очень раннее образование крупных месторождений этих металлов в истории Земли (рис. 5). Например, Бушвельдский комплекс содержит более 80% мировых запасов платины.

Дифференциация с накоплением рудных компонентов в остаточных расплавах происходила и в глубинных слоях магматического океана. Особенно интенсивно накапливались очень расплавофильные редкие и редкоземельные элементы. Подъём таких расплавов приводил к образованию крупных месторождений этих элементов. Такое происхождение имеют редкоземельные карбонатиты месторождения Томтор в Якутии и многие подобные месторождения в других регионах (Арбарастах, Горное озеро на Алданском щите; Боян-Обо, Гвандонг, Кунгу в Китае; Минас-Жерайс в Бразилии) [4].

Затвердевание наиболее глубинного перидотитового слоя магматического океана сопровождалось образованием кимберлитовых остаточных расплавов в результате накопления в них углекислоты, воды и других расплавофильных компонентов [12]. Отсадка породообразующих минералов приводила к возникновению гарцбургитовых, лерцолитовых, пироксенитовых

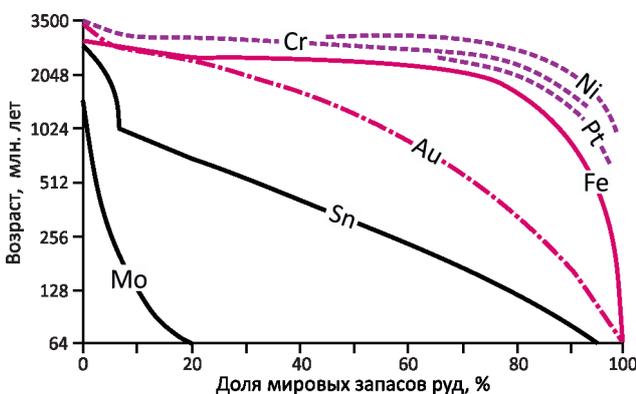


Рис. 5. Распределение мировых запасов руд различных металлов в месторождениях разного возраста. По работе [16] с добавлениями

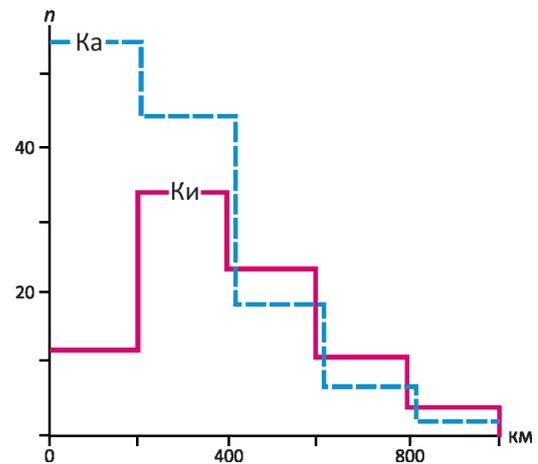


Рис. 6. Гистограммы распределения карбонатитовых интрузий (Ka) и кимберлитовых полей (Ки) в зависимости от расстояния до ближайшего края платформы. Построены по данным работы [9]:

n – число интрузий и полей

и эклогитовых кумулатов, что объясняет постоянное присутствие ксенолитов этих пород в кимберлитах. Возрастание концентрации углерода в остаточных расплавах обусловило кристаллизацию в них алмазов. Увеличение вязкости остаточных расплавов из-за накопления в них кремнекислоты, глинозёма и оксидов других многозарядных элементов вызывало уменьшение скорости диффузии углерода и увеличение степени пересыщения им расплавов. Это определило смену послыйного роста алмазов радиальным и октаэдрической морфологии образующихся кристаллов ромбододекаэдрической и кубической. Медленное остывание нижних слоёв магматического океана является причиной позднего образования в них остаточных расплавов – в среднем 688 млн. лет назад для карбонатитовых и 236 млн. лет для кимберлитовых [12].

Большинство (54%) карбонатитовых массивов расположено в интервале 0–200 км от ближайшего края платформ, тогда как кимберлитовые поля максимально (33%) распространены на расстоянии 200–400 км от краёв (рис. 6). Это, по-видимому, обусловлено наиболее широким развитием на краях платформ глубинных разломов, необходимых для подъёма больших объёмов карбонатитосодержащих щелочно-ультраосновных магм. Кимберлитовые магмы формировались чаще всего в областях повышенной мощности литосферы (в литосферных кляях), которые обычно находятся на удалении от краёв платформ.

Таким образом, многочисленные, казалось бы, загадочные особенности уникальных месторождений на древних платформах объясняются ведущей ролью

магматического океана в их образовании. Это позволяет выделить в классификации эндогенных месторождений большой новый генетический класс.

Автор выражает благодарность рецензенту А.В.Округину за ряд полезных замечаний, способствовавших улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Актуальные проблемы металлогении золота* / Ю.Г.Сафонов, В.В.Попов, А.А.Волков и др. // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 1257–1275.
2. *Александров Ю.А.* Докембрийские железорудные формации СССР / Докембрийские железорудные формации Мира. – М.: Мир, 1975. С. 172–204.
3. *Додд Р.Т.* Метеориты – петрология и геохимия. – М.: Мир, 1986.
4. *К проблеме поисков месторождений урана в Якутии* / И.Н.Истомин, В.М.Мишнин, А.Н.Колтин, Б.Н.Ложников // Вестник Госкомгеологии Якутии. 2003. № 2. С. 3–27.
5. *Михайлов В.А.* Редкоземельные руды Мира. – Киев: Изд-во Киевского ун-та, 2010.
6. *Рыженко Б.И., Черкасов Е.В.* Модель геохимических процессов при формировании месторождения Джеккаган // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 3. С. 229–236.
7. *Старостин В.И., Сакия Д.Р.* Эволюция взглядов на происхождение месторождения Витватерсранд // Вестник МГУ. 2015. Серия 4. Геология. С. 32–38.
8. *Френч М.* Ассоциации минералов в диагенетических и слабо метаморфизованных железорудных формациях / Докембрийские железорудные формации Мира. – М.: Мир, 1975. С. 172–204.
9. *Фролов Ф.А., Лапин А.В., Толстов А.В.* Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). – М.: НИИ-Природа, 2005.
10. *Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. – М.: Наука, 1985.
11. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
12. *Шкодзинский В.С.* Генезис литосферы и алмазов. Модель горячей гетерогенной аккреции Земли. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 2015.
13. *Шкодзинский В.С.* Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. – Якутск: Изд-во СВФУ, 2018.
14. *Harris P.G., Tozer D.C.* Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. Vol. 215. P. 1449–1451.
15. *Larnicka P.* Development of nonferrous metal deposits in geological time // Canad. J. Earth Sci. 1973. Vol. 10. № 1. P. 17–28.
16. *Opik E.J.* Selective escape of gases // Geophys. J. 1963. Vol. 7. P. 490–509.
17. *Third international archaean symposium, Perth, 1990* / S.E.Ho, J.S.Glover, J.S.Myers, J.R.Muhling // Excursion guidebook. 1990.

Вышли в свет монографии:



Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли: монография / В.С.Шкодзинский. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. – 244 с.

В монографии приведены многочисленные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли. На их основе получено принципиально новое решение главных проблем петрологии. Автор ставит задачу кратко обобщить все полученные результаты и разработать единую всеобъемлющую систему новых петрологических представлений. В монографии впервые широко использованы материалы по геологии планет земной группы, которые позволяют лучше понять природу земных процессов. Приведены доказательства существования обратного геотермического градиента (уменьшения температуры мантии с глубиной) и невозможности процессов плитной тектоники на ранней стадии геологической эволюции нашей планеты. Рассмотрена роль гетерогенной аккреции в формировании многообразия состава магматических, мантийных и коровых пород.

Месторождение Прогноз – уникальное месторождение серебра Восточной Якутии: монография / Г.Н. Гамянин. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. – 370 с.

В монографии приводится геологическая характеристика серебро-полиметаллического месторождения Прогноз, представляющего пример полигенного и полихронного оруденения. В основу положен массив данных многолетних работ автора, детальных минералогических минералого-геохимических и изотопных исследований, анализ флюидных включений, внесён вклад в решение дискуссионной проблемы генезиса месторождений серебра.

Работа представляет большой интерес для широкого круга геологов, минералогов и геохимиков, занимающихся рудными месторождениями, и рекомендована студентам высших учебных заведений геологического профиля в качестве дополнительной литературы.



Микровключения минеральных фаз в алмазе из россыпи Холомолоох

С.С.УГАПЬЕВА, А.Д.ПАВЛУШИН, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, А.Е.МОЛОТКОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приводятся результаты изучения микровключений и минеральных фаз на поверхности, во внутренних полостях и по трещинам кривогранного додекаэдроида алмаза из россыпи Холомолоох с целью получения генетической информации о природе их мантийного источника и транспортёра к поверхности земной коры. Изученный авторами данной статьи округлый кристалл «уральского» типа характеризуется низкой концентрацией суммарного азота в виде дефектов А и В1, а также наличием полифазных микровключений в периферийной области. В их составе методом рамановской спектроскопии идентифицированы микровключения сульфидов, калиевого полевого шпата, оливина, пироксена, рутила, которые заполняют ограниченные полости. Уникальная ассоциация микровключений минеральных фаз (калиевый полевой шпат, пироксен, оливин, рутил) предполагает докристаллизацию алмаза в расплаве транспортёра, возможно лампроитового состава.

Ключевые слова: алмаз, микровключение, ИК спектроскопия, рамановская спектроскопия, Якутская кимберлитовая провинция, Сибирская платформа.

Угапьева Саргылана Семёновна
Павлушин Антон Дмитриевич
Олейников Олег Борисович
Молотков Андрей Евгеньевич



sargylana-ugapeva@yandex.ru
pavlushin@diamond.ysn.ru
olei-oleg@yandex.ru
aemolotkov@mail.ru

Micro-inclusions of mineral phases in the diamond crystal from the Kholomolookh placer

S.S.UGAPEVA, A.D.PAVLUSHIN, O.B.OLEINIKOV, A.E.MOLOTKOV (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The results of studying of micro-inclusions and mineral phases on the surface, in the inner cavities and cracks of the diamond from the Kholomolookh placer to obtain genetic information about the nature of their mantle source and transporter to the crust surface are presented. The studied rounded diamond crystal of «Uralian» type is characterized by a low concentration of total nitrogen defects A and B1, and the presence of polyphase micro-inclusions that are located in the peripheral zone of host crystal. Sulphides, potassium feldspar, olivine, pyroxene and rutile micro-inclusions filling in faceted cavities were identified by Raman spectroscopy in the diamond periphery zone. The presence of unusual mineral micro-inclusions association (potassium feldspar, pyroxene, olivine, rutile) assumes pre-crystallization of diamond in the melt of the transporter with a possible lamproite composition.

Key words: diamond, micro-inclusion, IR spectroscopy, Raman spectroscopy, Yakutian kimberlite province, The Siberian Platform.

Северо-восток Сибирской платформы – уникальная по масштабам проявления кимберлитового вулканизма область. Здесь сконцентрировано около 70% запасов алмазов россыпных месторождений, в которых наряду с типичными кимберлитовыми присутствуют алмазы, нехарактерные для установленных типов коренных источников [2, 11, 13]: округлые кристаллы алмаза «уральского» типа I и V разновидностей по минералогической классификации Ю.Л.Орлова [7]. Округлые алмазы широко распространены также в россыпях с

неизвестными коренными источниками в Индии, Бразилии, Южной Африке, Австралии, на Урале. В качестве их коренных источников предлагаются лампроиты [11, 14, 16] или туффиты [5, 8]. Микровключения минеральных фаз, закапсулированные в алмазе-хозяине во время его кристаллизации, несут в себе наиболее полную информацию о генезисе алмаза. Ранее авторы изучили минеральные фазы на поверхности, в полостях скола, во внутренних трещинах и пустотах растворения кристалла алмаза V разновидности из россыпного

месторождения Холомолоох. Было установлено присутствие микростёкол, самородных металлов и разнообразных минералов (рутил, ильменит, титаномагнетит, циркон, полевой шпат, кальцит, оливин), являющихся постгенетическими по отношению к алмазу, и высказано предположение, что среда-транспортёр кристаллов алмаза V разновидности была флюидонасыщенной и могла иметь некимберлитовую природу [6].

В данной работе представлены результаты изучения дефектно-примесного состава, микровключений и минеральных фаз на поверхности, во внутренних полостях и по трещинам ещё одного кристалла из этой россыпи (№ обр. 7253, коллекция ИГАБМ СО РАН). На первом этапе были изучены особенности морфологии и минеральные фазы, расположенные на поверхности кристалла. Затем кристалл алмаза подвергся распиловке, в ходе которой он раскололся на четыре блока, что дало возможность изучить минеральные фазы во внутренних трещинах и полостях. Из двух крупных обломков выпилены пластины, которые захватывают центральную часть и периферию кристалла алмаза.

Методы исследования. Особенности морфологии алмаза изучены методами оптической микроскопии на стереоскопическом микроскопе Olympus SZX. Микроморфология поверхности кристалла алмаза и химический состав минеральных фаз, выведенных на поверхность, исследованы на сканирующем электронном анализаторе Jeol JSM-6480LV с энергетической приставкой INCA Energy 350 Oxford Instruments (ИГАБМ СО РАН).

Изучение дефектно-примесного состава кристалла алмаза проводилось с помощью ИК Фурье-спектрометра FT 801 в комплексе с ИК микроскопом МИКРАН-2. Спектральное разрешение 2 см^{-1} , в диапазоне $700\text{--}5000 \text{ см}^{-1}$. Обработка и анализ спектров проводились с помощью специализированного программного обеспечения, разработанного О.Е.Ковальчуком (НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) [3].

Спектры КР регистрировались на измерительном комплексе ИНТЕГРА СПЕКТРА в Аналитическом центре СВФУ им. М.К.Аммосова, г. Якутск. При этом использовался объектив с увеличением 100х, численной апертурой $NA=0,7$. КР спектры регистрировались низкошумящей CCD камерой с охлаждением до -70°C . Для проведения измерений выбран режим со временем накопления сигнала в каждой точке 50 с, длиной волны возбуждающего излучения твердотельного неодимового лазера 532 нм и гелий-неонового газового лазера 632,8 нм, мощностью в пучке диаметром $<1 \text{ мкм}$ – $\sim 3,5 \text{ мВт}$ и $\sim 3 \text{ мВт}$, соответственно. Перед каждой серией измерений проводилась калибровка прибора по спектральной линии Si $520,7 \text{ см}^{-1}$.

Морфология и дефектно-примесный состав. Кристалл представляет собой прозрачный криногранный додекаэдр алмаза желтовато-серого цвета. В его внешней морфологии доминируют связанные с про-

цессами растворения отрицательные формы микро-рельефа, характерные для округлых кристаллов алмазов «уральского» типа. К ним относятся широко распространённые на кристаллах обратноориентированные треугольные ямки травления, покрывающие реликтовые поверхности растворённых граней октаэдра. Кривогранные поверхности додекаэдроидов имеют ламинарное строение и покрыты веерообразной и шестовой штриховкой, по мере удаления от октаэдрических граней постепенно переходящей к шагреневому и матовому микро-рельефу поверхности. На поверхности рёбер додекаэдроидов и выступающих поверхностях рельефа отчётливо видны следы механического износа. Такие же особенности наблюдаются на другом кристалле из этой россыпи [6]. Фотолуминесценция алмаза слабая, сиреневого цвета. Наблюдение плоскопараллельной пластины, полученной из крупного блока алмаза, в проходящем поляризованном свете показывает сложную картину внутренних напряжений, связанных с множественными включениями (рис. 1, А).

Данная пластина исследована методом просвечивающей ИК Фурье-спектроскопии. С шагом и апертурой 80 мкм выполнена съёмка профиля по линии от края до края пластины (см. рис. 1, Б). Обработка полученных спектров показала наличие микропримесного азота, находящегося преимущественно в форме А-дефектов, что по физической классификации алмаза, предложенной в работе [12], позволяет отнести этот кристалл к типу IaA. Вместе с тем в части спектров профиля присутствует небольшое, но заметное количество В1 дефектов, на что указывают разложение спектра на основные компоненты и перегибы на линии 1010 см^{-1} . Результаты представлены в виде графика, где по горизонтали отложена последовательность точек профиля, а по вертикали – концентрация азотных дефектов в ppm (см. рис. 1, В).

Содержание азота в форме А-дефектов в образце имеет диапазон $40\text{--}138 \text{ ppm}$ (см. рис. 1, В). При этом в распределении по ростовому профилю от центра к периферии пластины можно выделить три части. Центральная область с наибольшим количеством включений характеризуется низкой концентрацией А-центров 70 ppm , стремительно увеличивающейся в ближайших областях до 100 ppm слева и до 120 ppm справа. Далее, в срединных зонах кристалла, динамика становится различной для левой и правой частей профиля (относительно центра). Слева наблюдается постепенный рост до 147 ppm , а справа – концентрация медленно снижается до $105\text{--}100 \text{ ppm}$. Переход к периферийной области кристалла сопровождается ступенчатым понижением содержания азота в левой части графика до 75 ppm и более динамичным понижением в правой до 40 ppm .

Небольшое содержание В1 дефектов наблюдается в центре и большей части левой стороны профиля. Диапазон концентраций этих центров от 1 до 18 ppm , при этом динамика изменения концентрации монотонно-волнообразная (см. рис. 1, В). Среднее значение

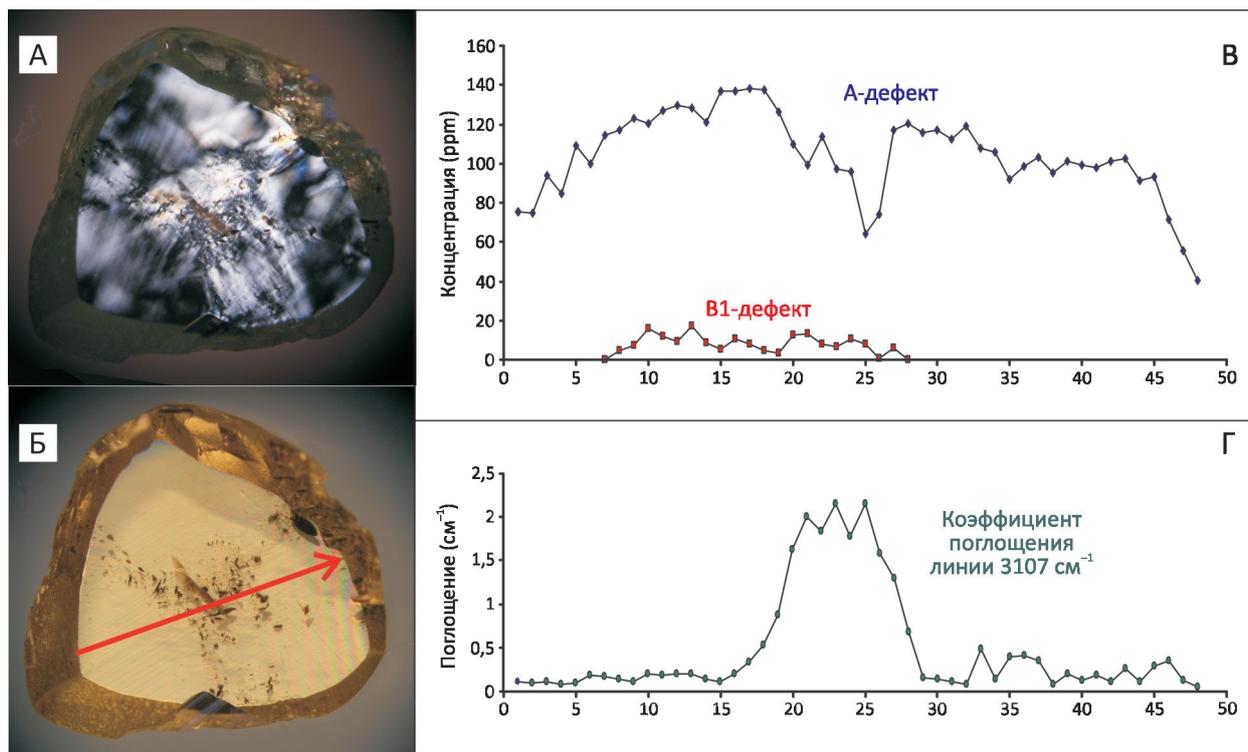


Рис. 1. Пластина из кристалла алмаза 7253 (россыпи Холомолоох):

А – картина двойного лучепреломления; Б – при комбинированном освещении (стрелка – направление и линия профиля ИК съёмки); В – концентрация азотных дефектов А и V1 (ppm) в точках профиля съёмки; Г – интенсивность линии 3107cm^{-1} в точках профиля съёмки

агрегированности микропримесного азота в V1 дефект, в части, где он проявлен, составляет 7%. Кроме линий азотных центров в ИК спектрах центральной части пластины заметно присутствие малого пика линии 3107cm^{-1} , указывающего на присутствие винилиденовой группы $>\text{C}=\text{N}_2$ [17]. Имея диапазон интенсивности поглощения от $0,4$ до $2,2\text{cm}^{-1}$, данная линия появляется слева от центра, выходит на небольшое плато в центре и также быстро убывает симметрично справа от центра (см. рис. 1, Г).

Учитывая, что концентрация азотных дефектов мала и падает от центра к периферии пластины, можно отметить схожесть проявления микропримесного азота в данном индивиду с проявлением его в комбинационных кристаллах переходной формы из трубки Зарница, минеральные включения в которых отнесены к перидитовому парагенезису [9].

Минеральные фазы. Изученный авторами кристалл содержит значительное количество микровключений. Скопления включений распределены особым образом – секториально (см. рис. 1, А). По-видимому, они приурочены к октаэдрическим секторам кристалла, фиксируя передвижение граней октаэдра в процессе их

роста. Избирательное поглощение механических примесей центральными частями октаэдрических граней кристалла алмаза, возможно, происходило по механизму «частокола Кабреры» [1]. Большинство включений окружено микротрещинами вдоль спайности алмаза, появление которых может быть связано с релаксацией упругих напряжений в кристалле-хозяине.

По данным оптической микроскопии и КР спектроскопии включения различаются по морфологии и составу. Большинство микровключений имеет октаэдрическую огранку, их размеры варьируют от 3 до 30мкм . Среди них присутствуют бесцветные прозрачные включения с характерным точечным КР спектром оливина в центре (рис. 2, А). При этом раман-картирование таких включений показало наличие в объёме нескольких минеральных фаз. Центральная область включения представлена оливином, периферическая характеризуется сложным КР спектром. Также методом КР спектроскопии на периферии алмаза in-situ идентифицированы сульфидные включения (халькопирит), калиевые полевые шпаты, пироксен, представленные в разной степени искажёнными кристаллами октаэдрической формы (см. рис. 2, Б–Г) и в меньшем количестве

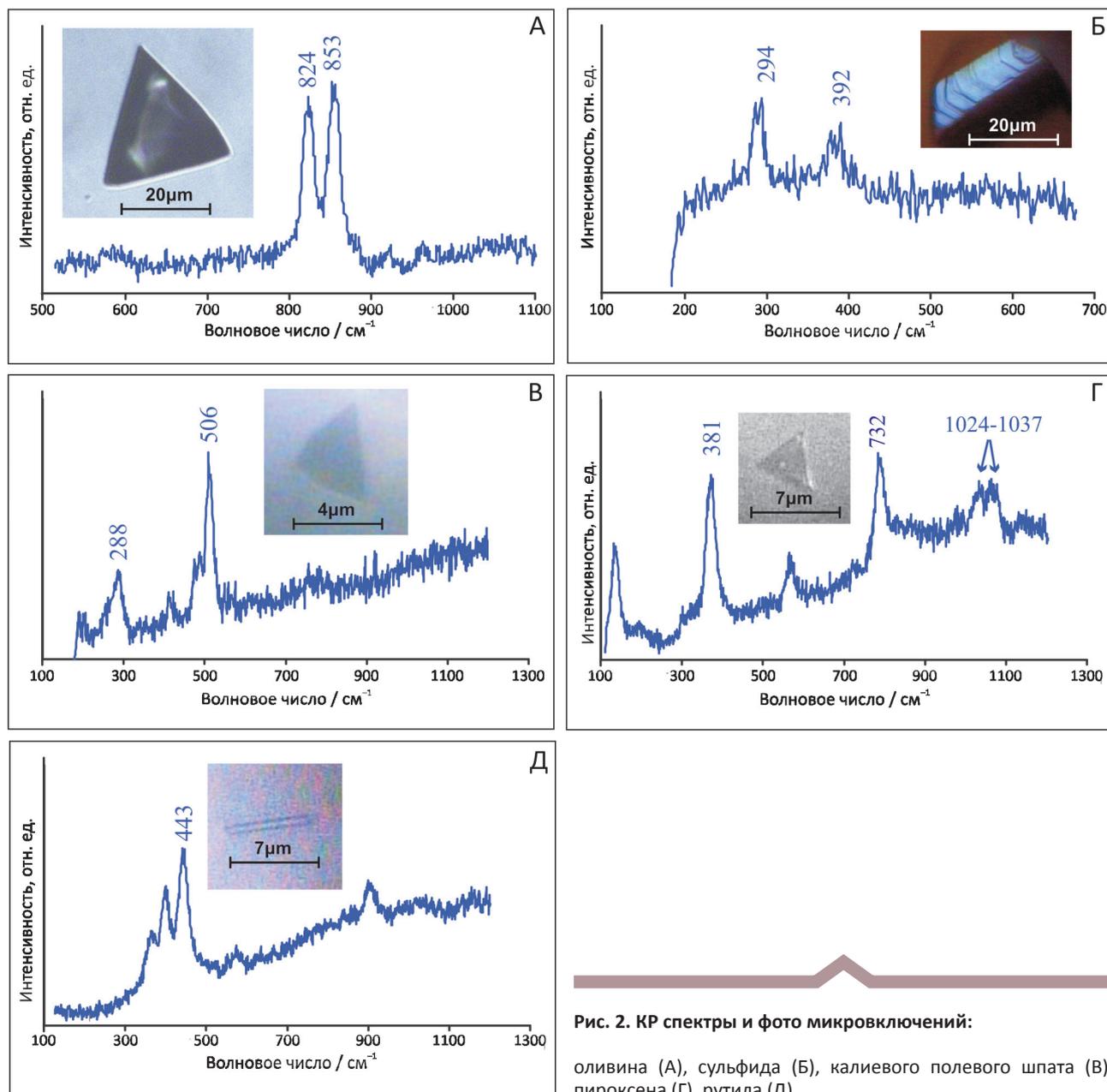


Рис. 2. КР спектры и фото микровключений:

оливина (А), сульфида (Б), калиевого полевого шпата (В), пироксена (Г), рутила (Д)

призматические, игольчатые включения рутила (см. рис. 2, Д). Размеры индивидов не превышают 30 мкм. Также в изученном кристалле присутствуют микровключения, схожие по морфологии с флюидными, представленными в работах [10, 15].

Описанная выше октаэдрическая форма микровключений, нетипичная для собственной огранки минералов, скорее всего, связана с тем, что минеральные фазы, полностью заполняющие огранённые полости, очевидно, образовались в процессе кристаллизации алмаза [4]. Представляется вероятным следующий механизм их формирования. Механические примеси, адсорбированные на поверхности октаэдрической грани, значительно превышающие размеры ступеней слоёв роста, препятствовали их дальнейшему тангенциальному пе-

ремещению. Торцы слоёв роста огибали механическое препятствие, образуя пустоты, огранённые внутри плоскостями октаэдра (111) и заполняемые посторонней минеральной фазой. Таким образом, с большой степенью вероятности минералы, унаследовавшие октаэдрическую форму алмаза, следует отнести к сингенетическим включениям (см. рис. 2, А–Г). Включения минералов, сохранившие собственную морфологию (рутил и некоторые включения сульфидов), были захвачены алмазом во время его роста (см. рис. 2, Д). Их следует отнести к протогенетическим включениям.

В начале детального исследования кристалла 7253 проводилось изучение минеральных фаз, присутствующих на поверхности, а после разрушения при распиловке – во внутренних полостях и по микротрещинам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

На поверхности объектов исследования обнаружены недиагностированные силикатные полифазные образования в виде тонких пластинок, наростов, а также зёрна полевого шпата, часто заполняющие ямки растворения. Во внутренних полостях и трещинах, расположенных на границах блоков, вскрытых при расколе кристаллов, обнаружены зёрна пикроильменита, сульфата кальция, кальцита и циркона. Зёрна пикроильменита пластинчатые с неровными краями, плотно прилегающими к стенке трещин. Размер крупных выделений не превышает 50 мкм. Следует отметить, что недиагностированные силикатные полифазные образования, полевой шпат, кальцит и пикроильменит в основном находятся в тесной ассоциации с сульфатом кальция (гипс?), который часто заполняет полости трещин в виде агрегата с зернистой структурой. Циркон призматической формы размером 20×50 мкм обнаружен во внутренней трещине. Поверхность зерна неровная, примеси не установлены.

В заключение отметим следующее. Изученный округлый кристалл «уральского» типа характеризуется низкой концентрацией суммарного азота в виде дефектов А и В1, а также наличием полифазных микровключений в периферийной области. Идентифицированные методом КР спектроскопии включения (сульфиды, калиевый полевой шпат, пироксен, оливин) полностью заполняют полости октаэдрической формы, которые, очевидно, образовались в процессе кристаллизации алмаза. Механизм их образования позволяет полагать, что микровключения, проецирующие алмазную октаэдрическую огранку, являются сингенетическими. Включения, имеющие собственную морфологию (рутил, сульфиды), были захвачены алмазом во время кристаллизации как механические примеси.

Присутствие в периферии округлого кристалла алмаза «уральского» типа уникальной ассоциации минеральных включений (оливин, калиевый полевой шпат, пироксен, рутил), которые невозможно отнести к чисто перидотитовому или эклогитовому парагенезисам, позволяет предположить докристаллизацию алмаза в транспортирующем кристалл расплаве, вероятно, лампроитового состава. Обнаружение недиагностированных силикатных полифазных образований и зёрен полевых шпатов на поверхности кристалла из россыпи Холомолоох и установление циркона, пикроильменита, кальцита, сульфата кальция по полостям его микротрещин расширяют видовое разнообразие постгенетических минералов и формы их проявлений в алмазах, не имеющих установленных коренных источников [6]. Присутствие постгенетических эндогенных минералов в ассоциации с алмазом также позволяет подойти к решению вопроса о генетической природе транспортёра кристаллов северных россыпей Якутской кимберлитовой провинции.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0003.

1. *Бартон В., Кабрера Н., Франк Ф.* Рост кристаллов и равновесная структура их поверхности // *Элементарные процессы роста кристаллов.* – М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1959. С. 11–109.
2. *Включения* коэзита в округлых алмазах из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы / А.Л.Рагозин, В.С.Шацкий, Г.М.Рылов, С.В.Горайнов // *Доклады РАН.* 2002. Т. 384. № 4. С. 509–513.
3. *Ковальчук О.Е., Свирдова Н.О., В.И. Коптиль.* База данных по алмазам и программно-аппаратный комплекс их обработки // *Геология алмаза – настоящее и будущее.* – Воронеж, 2005. С. 1535–1548.
4. *Кристаллические* включения с октаэдрической огранкой в алмазах / Н.В.Соболев, А.И.Боткунов, И.Т.Бакуменко, В.С.Соболев // *Доклады АН СССР.* 1972. № 1. С. 192–195.
5. *Новый тип* коренных источников алмазов Якутии / С.А.Граханов, А.П.Смелов, К.Н.Егоров и др. // *Наука и образование.* 2013. № 4. С. 12–18.
6. *Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Попов А.В.* Постгенетические минералы и микроструктура кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолоох и их генезис // *Отечественная геология.* 2007. № 5. С. 77–83.
7. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. 2-е изд. – М.: Изд-во Наука, 1984.
8. *Осадочно-вулканогенная* природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы / С.А.Граханов, А.П.Смелов, К.Н.Егоров, Ю.К.Голубев // *Отечественная геология.* 2010. № 5. С. 3–12.
9. *Особенности* образования мозаично-блочных алмазов из кимберлитовой трубки Зарница / А.Л.Рагозин, Д.А.Зедгенизов, В.С.Шацкий, К.Э.Купер // *Геология и геофизика.* 2018. Т. 59 (5). С. 606–622.
10. *Особенности* фазового состава наноразмерных флюидных включений в аллювиальных алмазах северо-востока Сибирской платформы / А.М.Логвинова, Р.Вирт, А.А.Томиленко и др. // *Геология и геофизика.* 2011. Т. 52 (11). С. 1634–1648.
11. *Полигенез* алмазов Сибирской платформы / В.П.Афанасьев, С.С.Лобанов, Н.П.Похиленко и др. // *Геология и геофизика.* 2011. Т. 52. №3. С. 335–353.
12. *Природные* и синтетические алмазы / Г.Б.Бокий, Г.Н.Безруков, Ю.А.Клюев и др. – М.: Изд-во Наука, 1986.
13. *Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А.* Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // *Доклады РАН.* 2009. Т. 425. № 4. С. 527–531.
14. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лаценов В.А.* Докембрийские лампроиты Присаянья // *Доклады РАН.* 1993. Т. 329. № 3. С. 328–331.
15. *Fluid inclusions in Ebelyakh diamonds: Evidence of CO₂ liberation in eclogite and the effect of H₂O on diamond habit* / E.M.Smith, M.G.Kopylova, M.L.Frezzotti et al. // *Lithos.* 2015. Vol. 216–217. P. 106–117.
16. *Re-Os and 40Ar/39Ar isotope measurements of inclusions in alluvial diamonds from Ural Mountains: constraints on diamond genesis and eruption ages* / F.Laiginhas, D.G.Pearson, D.Phillips et al. // *Lithos.* 2009. Vol. 112S. P. 714–723.
17. *Woods G.S., Collins A.T.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in type I diamonds // *J. Phys. Chem. Solids.* 1983. Vol. 44. № 5. P. 471–475.

Хромшпинелиды из трубок Хомпу-Майского кимберлитового поля (Центральная Якутия)

Н.А.ОПАРИН, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приведены результаты изучения хромшпинелидов из кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия). Хромистая шпинель установлена в виде макрокристаллов и акцессорных микрокристаллов основной массы. Шпинелиды трубок различаются по составу. При исследовании макрокристаллов было выделено два тренда эволюции минерала: железо-титановый для хромшпинелей из трубки Манчары и кимберлитовый для хромистой шпинели из трубки Апрельская. Установлено, что шпинелиды мезостаза кимберлитовых пород трубки Манчары кристаллизовались в два этапа – до образования флогопита и одновременно со слюдой основной массы. Хромшпинелиды основной массы кимберлитовых пород трубки Апрельской отличаются более высоким содержанием алюминия и, вероятно, кристаллизовались до слюды основной массы. Таким образом, в особенностях химического состава хромшпинелидов отражена последовательность кристаллизации кимберлитовых пород.

Ключевые слова: хромшпинелиды, макрокристаллы, микрокристаллы, кимберлитовая трубка, Хомпу-Майское поле, Центральная Якутия.

Опарин Николай Александрович
Олейников Олег Борисович



nik3256-1989@yandex.ru
olei-oleg@yandex.ru

Chromospinelides from kimberlite pipes of the Khompu-May field (Central Yakutia)

N.A.OPARIN, O.B.OLEINIKOV (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The study results of chromospinelides from kimberlites of the Manchary and Aprelskaya pipes (Khompu-May kimberlite field, Central Yakutia) are presented. Chromospinelides are diagnosed in the form of macrocrysts and rock-forming mineral of groundmass. Chromospinelides ensemble of each pipe is individual. In the study of macrocrystals, two trends in the mineral evolution were identified: iron-titanium for chromospinelides from the Manchary pipe and «kimberlite» for chromian spinel from the Aprelskaya pipe. It is established that spinel of the Manchary pipes mesostasis crystallized in two stages – before phlogopite crystallization and simultaneously with groundmass mica taking aluminum and magnesium from melt. Groundmass chromospinelides of kimberlite rocks from the Aprelskaya pipe are distinguished by a higher content of aluminum and, probably, they crystallized before groundmass mica. Thus, crystallization sequence of kimberlite rocks is reflected in the chemical composition of chromospinelides.

Key words: chromospinelides, macrocrysts, microcrysts, kimberlite pipe, Khompu-May field, Central Yakutia.

В Центральной Якутии первая трубка Манчары Хомпу-Майского кимберлитового поля была открыта в 2007 г. [2], а в последующем на удалении не более 25 км установлены ещё несколько кимберлитовых тел [5], в том числе и трубка Апрельская (рис. 1). К настоящему времени в публикациях охарактеризованы только особенности состава пород этих тел [2, 5] и более детально представлены результаты изучения флогопита [4]. Данное исследование посвящено изучению макро-

микрокристаллов хромистых шпинелей, которые были диагностированы в составе протоочных проб и в аншлифах слабоизменённых кимберлитовых пород, слагающих трубки Манчары и Апрельская, расположенные в пределах Хомпу-Майского кимберлитового поля. По петрографическому составу породы этих трубок однотипны и представлены кимберлитовой брекчией и порфировым кимберлитом, в котором содержание обломков серпентинитов, изменённых метаморфических

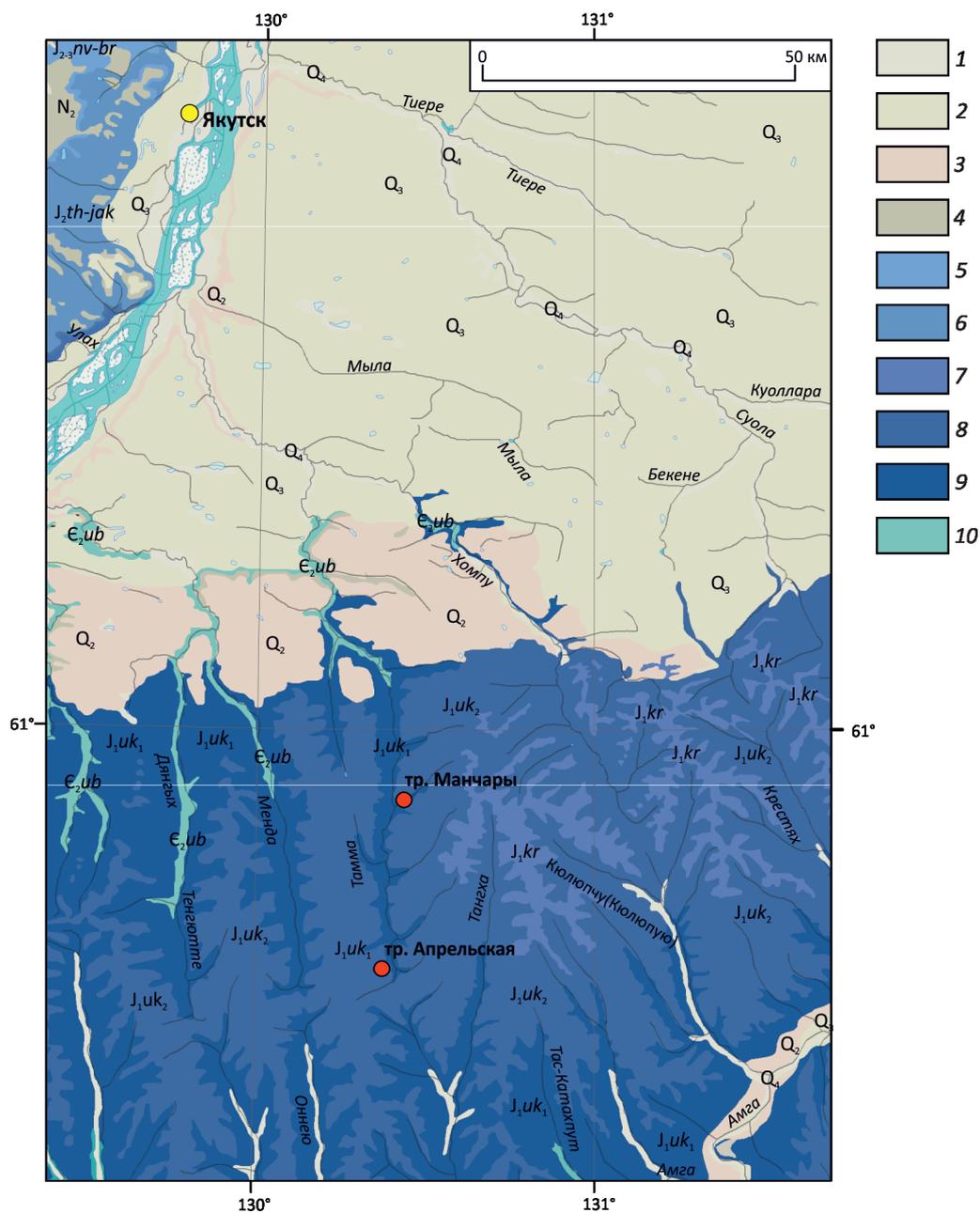


Рис. 1. Геологическая позиция трубок Центральной Якутии:

1 – голоцен, Q_4 ; плейстоцен: 2 – верхнее, Q_3 и 3 – среднее, Q_2 звенья; 4 – отложения неогена, N_2 ; 5–9 – юрские отложения: 5 – средний отдел, келовейский ярус, нижневилуйская свита–верхний отдел, кимериджский–волжский ярусы, берегинская свита, $J_{2-3}nv-br$, 6 – ааленский ярус, верхний подъярус–батский ярус, лохаинские слои (J_2lh)–якутская свита, J_2jak , 7–9 – плинсбахский ярус: 7 – красноалданская свита, J_1kr , 8 – укугитская свита, верхняя подсвита, J_1uk_2 , 9 – укугитская свита, нижняя подсвита, J_1uk_1 ; 10 – карбонатные отложения кембрия, E_2ub

и осадочных пород не превышает первых процентов. Между породами существуют постепенные переходы. В обеих трубках установлены макрокристаллы пирропа, пикроильменита и хромшпинелида. Породы верхних горизонтов трубок сильно карбонатизированы и гипер-

генно изменены. Порфиновые выделения представлены карбонатизированными псевдоморфозами серпентина по макро-, мегакристаллам и вкрапленникам оливина. Кроме того, только в трубке Манчары присутствуют ксенолиты слюдитов, мега- и макрокристаллы

Представительные анализы хромшпинелидов кимберлитовых пород трубок Хомпу-Майского поля (в %)

Компоненты	Макрокристаллы хромшпинелидов										Хромшпинелиды основной массы														
	Манчары					Апрельская					Трубки					Манчары					Апрельская				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20					
Cr ₂ O ₃	60,30	61,25	52,33	55,14	45,04	20,95	45,15	62,47	25,62	59,77	54,25	21,74	38,56	52,20	57,83	36,92	37,94	31,51	38,24	36,86					
TiO ₂	2,28	1,21	0,03	2,51	4,15	2,81	1,09	7,43	7,43	0,03	1,07	11,49	7,65	3,27	2,08	8,20	6,17	7,63	5,14	4,93					
Al ₂ O ₃	1,24	1,04	13,8	5,11	2,11	12,75	13,71	5,10	14,85	10,16	11,72	4,98	3,58	4,39	2,35	8,83	13,11	13,74	16,00	17,58					
FeO	19,92	19,85	16,20	17,73	23,73	15,41	12,31	14,09	15,80	15,08	13,89	10,89	9,85	16,91	18,32	18,35	16,95	17,56	15,82	13,84					
Fe ₂ O ₃	7,01	8,60	6,01	8,44	18,64	36,14	12,13	6,02	20,93	3,63	5,93	30,74	22,06	11,11	10,36	11,49	12,56	12,60	10,91	10,88					
MnO	0,35	0,42	0,30	0,34	0,32	0,21	0,26	0,32	0,19	0,20	0,00	1,04	1,36	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
MgO	9,17	8,65	11,62	11,16	8,17	14,28	14,81	12,5	16,82	12,18	12,95	20,39	18,63	11,61	10,70	14,16	15,13	15,82	15,53	16,68					
Сумма	99,58	100,11	99,7	99,60	100,28	99,31	99,42	100,38	100,17	100,78	99,92	101,27	99,48	99,41	101,65	97,95	100,60	98,85	101,64	100,77					

Примечание. Анализы 1–10 выполнены в ИГАБМ СО РАН в отделе физико-химических методов анализа на микронзонде Camebax-micro (аналитик Н.В.Христофорова), анализы 11–20 на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV (аналитик С.К.Попова).

флогопита [4]. Основная масса наименее изменённых участков микрозернистая и сложена преимущественно флогопитом с ксеноморфными выделениями кальцита и серпентина. Первичные минералы мезостазиса представлены хромшпинелидами, апатитом, флогопитом, Ва-флогопитом.

Методика исследования. Макрокристаллы хромистой шпинели были отобраны из протолок наименее изменённых кимберлитовых пород, затем заключены в шашки и отполированы (трубка Апрельская – n=300 и трубка Манчары – n=84 зёрен). Микровыделения хромшпинелидов основной массы изучались в аншлифах. Исследование состава хромшпинелидов проводилось по стандартной методике на микронзонде Camebax-micro и сканирующем электронном микроскопе JSM6480LV с энергетическим спектрометром INCA-Energy 350 при напряжении на катоде 20 кВ и токе электронов 1 нА. Поверхности полированных шашек и аншлифов напылялись проводящим углеродным слоем (до синего цвета). При съёмке использовались следующие стандарты для линий: Al Ka – гранат O-145, Mg Ka – гранат O-145, Mn Ka – марганцевый гранат ИГЕМ, Ti Ka и Fe Ka – пикроильменит ГФ-55, Cr Ka – хромит 531-M8.

Макрокристаллы хромшпинелидов были выделены из кимберлитовых пород. Зёрна размером от 0,25 до 2 мм обычно неправильной, округлой и реже октаэдрической форм. Для хромшпинелидов из трубки Апрельская характерны повышенные содержания MgO (от 11,4 до 16,0%) и Al₂O₃ (от 5,1 до 14,85%) по сравнению с минералом из трубки Манчары, где содержания этих оксидов колеблются от 8,2 до 12,2% и

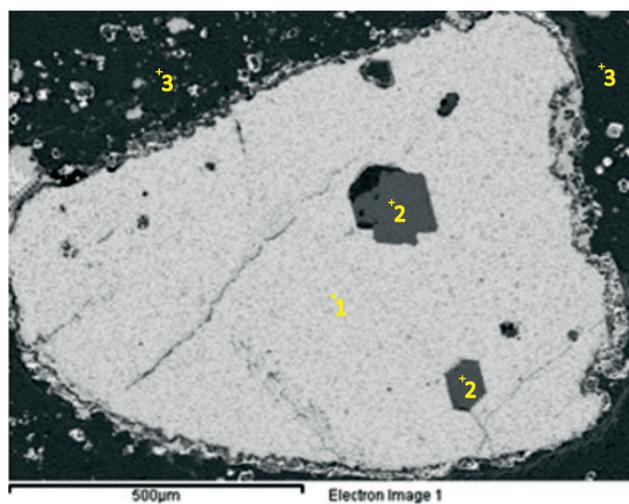


Рис. 2. Макрокристалл хромистой шпинели из кимберлитовой брекчии трубки Манчары:

1 – хромшпинелид; 2 – кальцит; 3 – серпентин

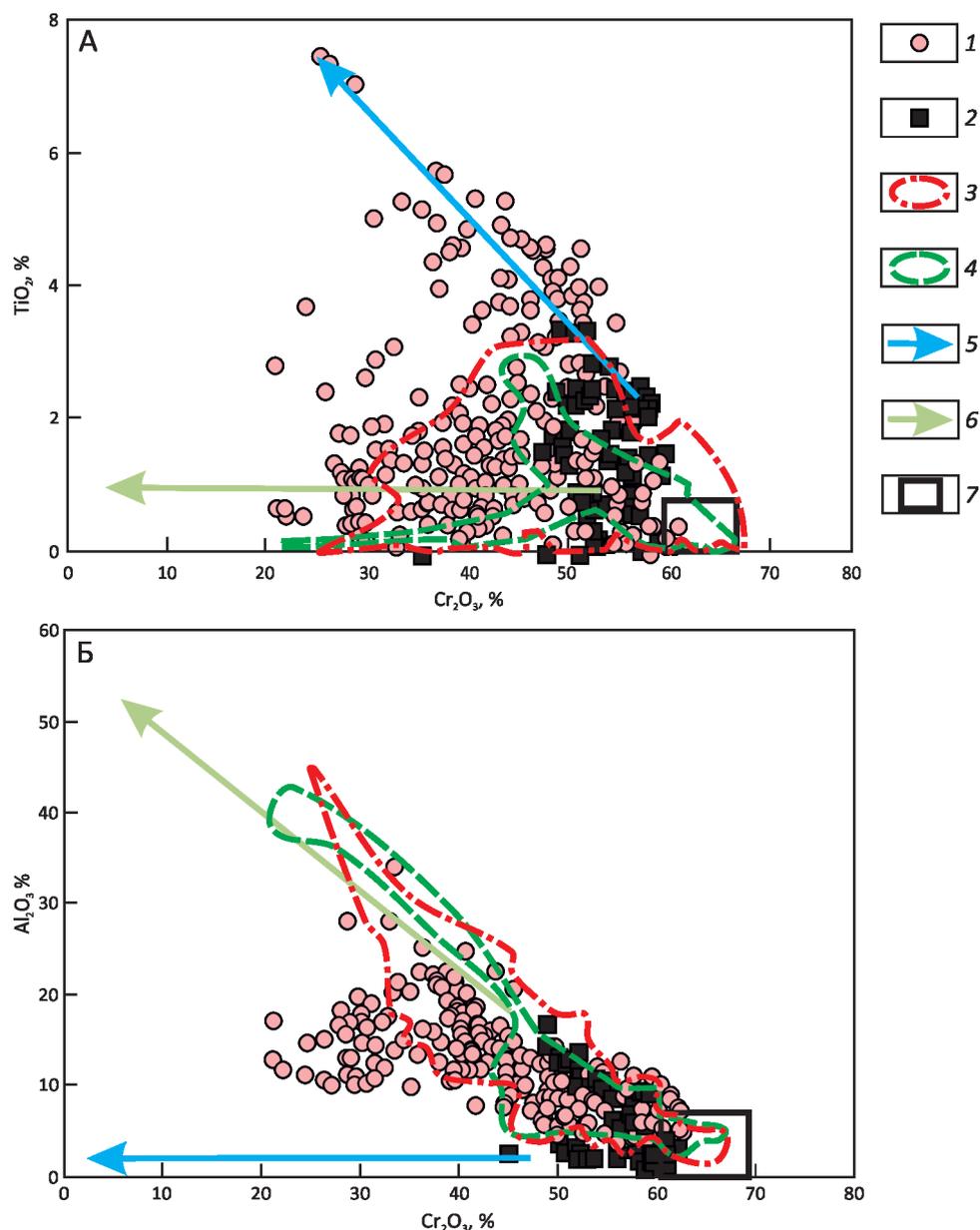


Рис. 3. Особенности составов макрокристаллов хромшпинелидов из кимберлитовых пород на диаграммах Cr_2O_3 - TiO_2 (А) и Cr_2O_3 - Al_2O_3 (Б) [6]:

макрокристаллы шпинели из трубок: 1 – Апрельская, 2 – Манчары, 3 – Юбилейная, 4 – Удачная; тренды: 5 – пикритовый, 6 – перидотитовый; 7 – включения в алмазах

от 1,0 до 11,1%, соответственно (см. таблицу). В то же время большая часть макрокристаллов из трубки Манчары характеризуется более высокими содержаниями Cr_2O_3 (от 45,0 до 61,3%) по сравнению с таковыми из трубки Апрельская (от 20,9 до 62,5%) (см. таблицу). Все проанализированные зёрна содержат TiO_2 , концентрации которого не зависят от количества в минерале Cr_2O_3 .

В шпинелидах из трубки Манчары содержания этого оксида находятся в диапазоне от 0,03 до 4,2%, из трубки Апрельская – от 0,03 до 7,4% (см. таблицу).

Единичные макрокристаллы, установленные в шлифах (трубка Манчары), окружены каймой до 16 мкм с пониженным содержанием Al_2O_3 (2,53%) по сравнению с центральной частью зерна (11,08%)

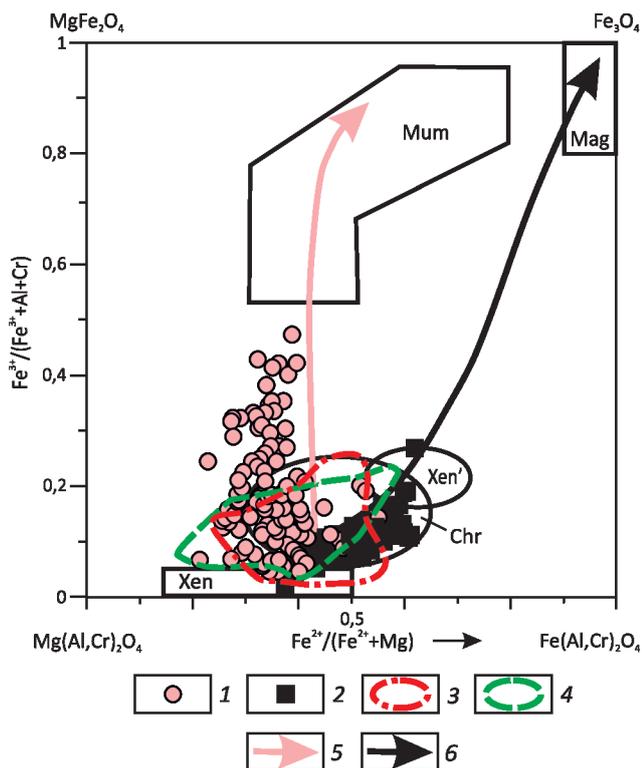


Рис. 4. Особенности эволюции составов макрокристаллов хромшпинелидов из кимберлитов на диаграмме $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)-Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ [8]:

макрокристаллы шпинели из трубок: 1 – Апрельская, 2 – Манчары, 3 – Юбилейная, 4 – Удачная; тренды: 5 – кимберлитовый и 6 – Fe-Ti; Xen – ксенокристы шпинели из перидотитов; Chr – хромиты; Xen' – метасоматизированные ксенокристы шпинели из перидотитов; Mag – магнетит; Mum – магнезио-ульвошпинель-магнетит

при постоянном содержании Cr_2O_3 56%. В одном зерне хромистой шпинели (Cr_2O_3 53,74%) в аншлифе кимберлитовой брекчии трубки Манчары встречены идиоморфные включения кальцита (рис. 2), который был захвачен в процессе образования макрокристалла хромшпинелида, что свидетельствует о кимберлитовой магматической природе этих минералов и насыщенности расплава CO_2 на раннем этапе его кристаллизации.

Изучение макрокристаллов хромшпинелидов из кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская показало широкий диапазон изменений содержаний всех основных компонентов минерала (см. таблицу). В обеих трубках присутствуют единичные зёрна с содержанием Cr_2O_3 >60%. На диаграммах $Cr_2O_3-TiO_2$ и $Cr_2O_3-Al_2O_3$ (рис. 3) несколько точек составов хромшпинелидов из этих трубок попадают в поле составов включений в алмазах [6]. Количество таких зёрен в трубках Апрельская и Манчары составляет 1 и 4,5%, соответственно, что существенно меньше, чем среди проанализирован-

ных авторами зёрен шпинелей из алмазоносных трубок Юбилейная (40,5%, $n=126$) и Удачная (50%, $n=59$). Для макрокристаллов из трубок Манчары и Апрельская характерно наличие двух основных трендов кристаллизации хромшпинелидов, типичных для кимберлитовых пород, – перидотитового и пикритового [6]. Первый обусловлен изоморфизмом Cr^{3+} и Al^{3+} на фоне низкого количества титана, второй связан с уменьшением содержания хрома и увеличением суммарного железа при выдержанном содержании оксида титана и низких концентрациях оксида алюминия.

Рассматривая составы изученных макрокристаллов в координатах $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)-Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$, можно отметить, что почти все фигуративные точки шпинелей ложатся в область хромитов (рис. 4), которые кристаллизовались из кимберлитовой магмы [8]. Шпинелиды из трубки Манчары находятся в пределах выделенного П.Роздером железо-титанового тренда, который обусловлен сокристаллизацией шпинелей и обогащённых магнием и алюминием силикатных минералов (оливин и флогопит в кимберлитах) [8], что соответствует составу кимберлитовой брекчии из трубки Манчары, в которой обнаружены фенокристаллы слюды [4].

Фигуративные точки составов шпинелей трубки Апрельская образуют протяжённый (см. рис. 4), близкий к «кимберлитовому» тренд эволюции минерала от хромита до магнезио-ульвошпинель-магнетита [8]. Предполагается, что такой магнезиальный тренд обусловлен влиянием высокого содержания карбонатов в кимберлитах группы I и быстрой кристаллизацией минералов в процессе эволюции летучих веществ [8].

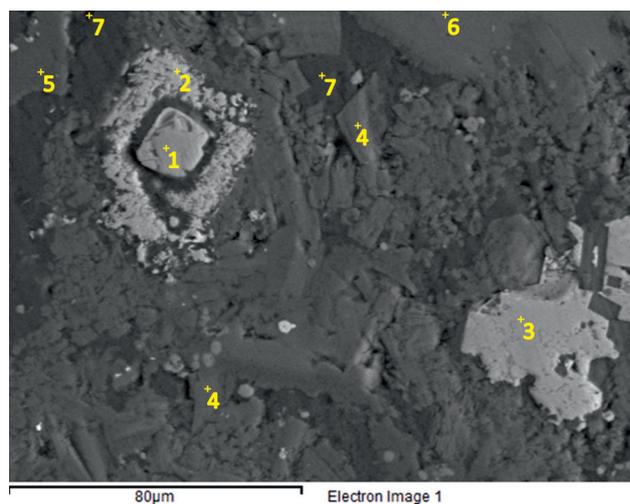


Рис. 5. Атоллвидный агрегат (трубка Апрельская):

1 – ядро, сложенное хромшпинелидом; 2 – кайма, выполненная магнетитом; 3 – ильменит; 4 – изменённый флогопит; 5 – доломит; 6 – кальцит; 7 – серпентин; SEI (изображение во вторичных электронах)

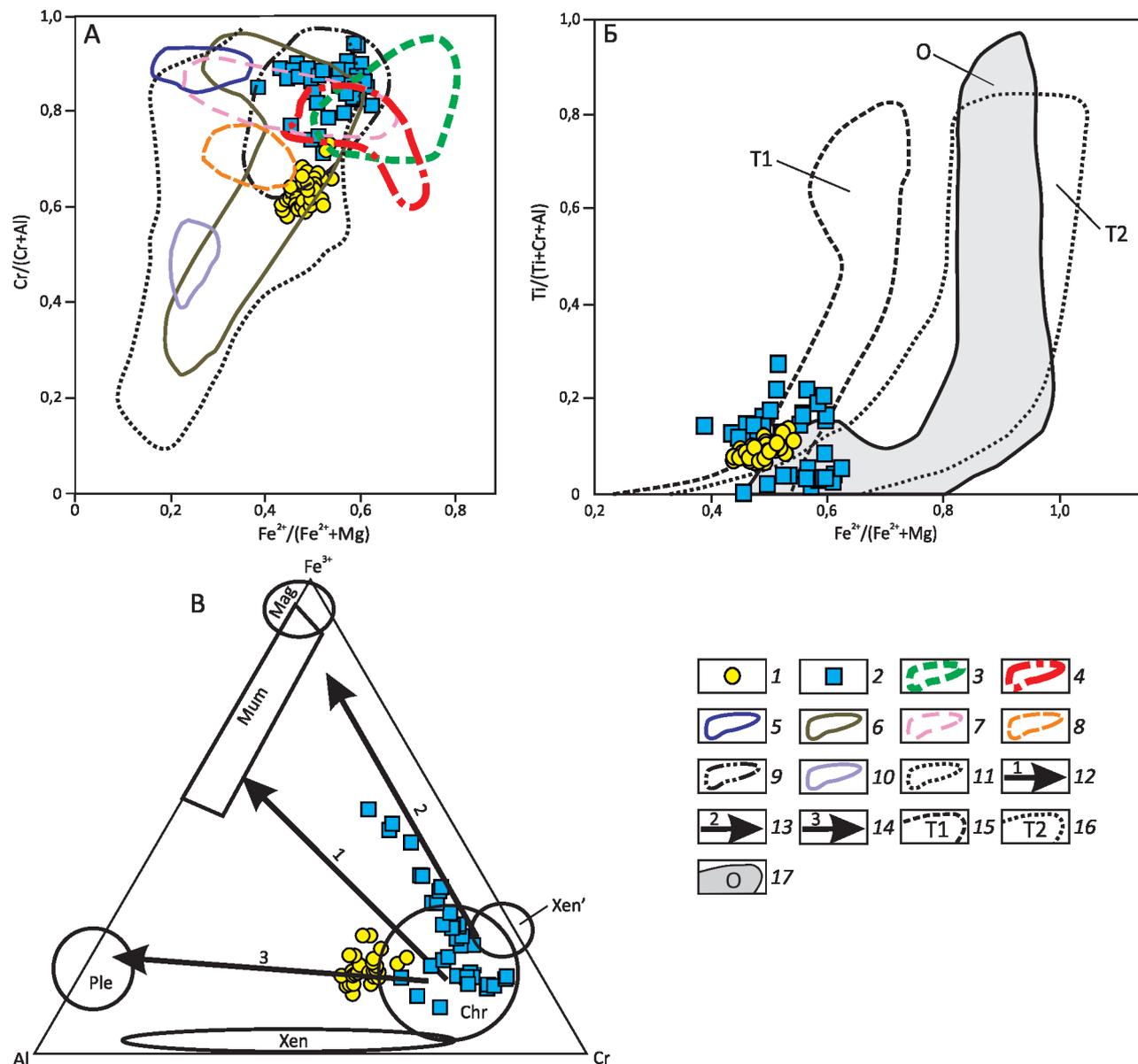


Рис. 6. Тренды и поля составов микрокристаллов хромшпинелидов основной массы кимберлитовых пород Хомпу-Майского поля на диаграммах: $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)-Cr/(Cr+Al)$ (А) [1], $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)-Ti/(Ti+Cr+Al)$ (Б) [7], $Fe^{3+}-Al-Cr$ (В) [8]:

шпинели: 1 – трубки Апрельская, 2 – трубки Манчары, 3–4 – основной массы трубок Удачная и Юбилейная, соответственно, по работе [3]; 5 – включения в алмазах; 6 – кимберлиты; 7 – меймечиты; 8 – коматиты; 9 – хромшпинелиды курунгского типа; 10 – базальты СОХ; 11 – ксенолиты из кимберлитов; 12–14 – кимберлитовый (1), Fe-Ti (2) и Cr-Al (3) тренды, соответственно, [8]; 15–17 – ульвошпинелевый, титано-магнетитовый и оранжевый тренды, соответственно, по работе [7]; Ple – цейлонит; см. услов. обозн. к рис. 4

Хромшпинелиды основной массы. В основной массе кимберлитовых пород трубок Манчары и Апрельская хромистая шпинель встречается в виде ядер (до 25 мкм), расположенных внутри атоловоидных агрегатов (рис. 5), образованных губчатыми или пластинчатыми скелетными кристаллами магнетита (до 100 мкм). Промежуточная зона таких образований выполнена до-

ломитом, магнезиально-железистым кальцитом, в редких случаях андрадитом. Магнетит присутствует также в виде ксеноморфных зёрен (до 30 мкм) и губчатых агрегатов (до 50 мкм). Для этого минерала характерно содержание FeO_{tot} от 87,0 до 91,0%, TiO_2 от 1,2 до 1,5%, MgO от 1,5 до 4,0% и небольшое количество Cr_2O_3 от 0,4 до 0,9%.

При одном уровне содержания Cr_2O_3 концентрация Al_2O_3 в шпинелидах трубки Манчары более низкая, чем в минерале трубки Апрельская (см. таблицу). Микрокристаллы обоих тел содержат значительное количество TiO_2 – от 1,07 до 11,49% (трубка Манчары) и от 4,9 до 8,2% (трубка Апрельская). Фигуративные точки шпинелидов из трубок Апрельская и Манчары на диаграмме в координатах $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})-\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ [1] образуют обособленные поля (рис. 6, А). Это обусловлено в целом более низкими содержаниями Cr_2O_3 в минерале из трубки Апрельская. Шпинелиды мезостаза кимберлитов трубки Манчары на диаграмме, предложенной Р.Митчеллом (см. рис. 6, Б), образуют две самостоятельные группы [7]. Часть точек принадлежит ульвошпинелевому тренду, а часть – титаномагнетитовому. Для первой группы характерны содержания TiO_2 от 7,7 до 11,5%, для второй – от 1,1 до 3,3%. Хромшпинелиды первой группы с пониженными концентрациями Al_2O_3 от 3,6 до 4,9% (см. таблицу) кристаллизовались одновременно или после образования флогопита основной массы. Вторая группа зёрен кристаллизовалась до слюды мезостаза, о чём свидетельствуют повышенные содержания в них алюминия – от 2,4 до 11,7%. Шпинелиды из трубки Апрельская принадлежат ульвошпинелевому (см. рис. 6, Б) и $\text{Cr}-\text{Al}$ тренду (см. рис. 6, В) [8]. Проведённое сравнение микровыделений шпинелидов из трубок Хомпу-Майского поля с подобными из промышленно алмазоносных трубок Удачная и Юбилейная [2] показало, что изученные шпинели в целом содержат меньше Cr_2O_3 и только часть зёрен из трубки Манчары попадают в поля зёрен из этих тел (см. рис. 6, А). Такая особенность содержания хрома в шпинелидах из трубок Манчары и Апрельская находится в соответствии с их минералогической алмазоносностью.

В результате проведённого исследования в макрокристалле хромшпинелида трубки Манчары установлено присутствие включений кальцита, что указывает на магматическую и кимберлитовую природу и минерала-узника, и минерала-хозяина. Изучение макрокристаллов хромшпинелидов показало различие составов минерала из трубок Манчары и Апрельская по содержанию Al_2O_3 , что, по-видимому, обусловлено сокристаллизацией макрокристаллов хромшпинелидов и флогопита [4], мегакристаллы которого установлены только в кимберлитовых породах трубки Манчары. Проведённое исследование также показало, что среди изученных хромшпинелидов количество зёрен, относящихся к алмазной ассоциации, на порядок меньше, чем среди индивидов из промышленно алмазоносных трубок Удачная и Юбилейная, что коррелирует с минералогической алмазоносностью пород изученных тел. В трубках Манчары и Апрельская микрокристал-

лы в целом содержат меньше Cr_2O_3 (от 21,7 до 57,83%) и больше TiO_2 (от 1,1 до 8,2%), чем макрокристаллы, содержания оксидов в которых составляют от 20,95 до 62,47% и от 0,03 до 7,4%, соответственно.

Установлены различия в составах хромистых шпинелей основной массы из трубок Манчары и Апрельская. В первом случае они образовались в два этапа: зёрна с повышенным содержанием Al_2O_3 до кристаллизации флогопита основной массы и с пониженным одновременно или после слюды, забирающей из расплава алюминий и магний [7]. В трубке Апрельская установлены хромшпинелиды только с высоким содержанием алюминия, которые кристаллизовались до флогопита мезостаза. Таким образом, трубки Манчары и Апрельская Хомпу-Майского поля характеризуются индивидуальными особенностями шпинелевого ансамбля, то есть пути кристаллизации кимберлитового расплава в обоих телах различались.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (№0381-2016-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001.
2. *Кимберлиты* трубки Манчары: новое кимберлитовое поле центральной Якутии / А.П.Смелов, А.П.Андреев, З.А.Алтухова и др. // Геология и геофизика. 2010. № 1. С. 153–159.
3. *Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России* / В.К.Гаранин, А.В.Бовкун, К.В.Гаранин и др. – М.: ГЕОС, 2009.
4. *Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А.* Флогопит из трубок Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия) // Отечественная геология. № 5. 2017. С. 37–44.
5. *Особенности состава кимберлитовых пород трубок Дабан и Апрельская* / Н.А.Опарин, В.М.Мишнин, А.П.Андреев и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы VI всероссийской научно-практической конференции. – Якутск, 2016. С. 247–250.
6. *Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г.* Особенности составов хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7–24.
7. *Mitchell R.H.* Kimberlite, orangite and related Rocks. – N.-Y.: Plenum Press, 1995.
8. *Roeder P.L., Schulze D.J.* Crystallization of Groundmass Spinel in Kimberlite // Journal of Petrology. Vol. 49. Issue 8. 1 August 2008. P. 1473–1495.

Минералого-геохимические критерии сходства траппов северо-восточного склона Анабарской антеклизы

А.Е.ВАСИЛЬЕВА, А.Г.КОПЫЛОВА, М.Д.ТОМШИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Проведено исследование субвулканических маломощных трапповых силлов, протянувшихся широкой полосой вдоль северо-восточного борта Анабарской антеклизы на 450 км. Интрузивы имеют однотипное строение, близкие минералогический, петрохимический и геохимический составы. Во всех изученных телах установлены две ассоциации породообразующих минералов – более ранняя глубинная (докамерная) и внутрикамерная. Для исследуемых объектов характерно умеренное содержание ΣREE (57,9–77,1 г/т) и их слабое фракционирование – отношение La/Yb_n варьирует в интервале 2,3–3,6. Спектры распределения составов некогерентных элементов для всех тел расположены параллельно, характеризуются наличием Ta-Nb минимума и отчетливо выраженным стронциевым максимумом. Территориальная сопряженность, однотипность строения тел, тождественность вещественного состава позволяют сделать вывод о том, что все исследуемые тела связаны с единым магматическим источником.

Ключевые слова: силлы траппов, долериты, северо-восточный борт Анабарской антеклизы, Сибирская платформа.

Васильева Александра Ефимовна
Копылова Альбина Георгиевна
Томшин Михаил Дмитриевич



lexy_v@rambler.ru
kopylova@diamond.ysn.ru
tmd@diamond.ysn.ru

Mineralogical-geochemical criteria for the similarity of traps in the northeastern slope of the Anabar antecline

A.E.VASILEVA, A.G.KOPYLOVA, M.D.TOMSHIN (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The paper presents the results of studying low-thickness trap subvolcanic sills extending as a wide band for 450 km along the northeastern side of the Anabar antecline. The intrusives have a similar structure and close mineralogical, petrochemical and geochemical compositions. In all studied bodies two associations of rock-forming minerals are found – the early deep (pre-chamber) and intra-chamber. The intrusions are characterized by a moderate ΣREE content (57,9–77,7 g/t) and a slight fractionation (La/Yb_n varies from 2,3–3,6). The distribution spectra of compositions of incoherent elements for all bodies are parallel, they show the presence of a Ta-Nb minimum and a clearly expressed Sr maximum. Spatial association, similar structure of the bodies and identical composition suggest that they had the same magmatic source.

Key words: trap sills, dolerites, northeastern side of the Anabar antecline, Siberian platform.

Вдоль северо-восточного склона Анабарской антеклизы на протяжении 450 км наблюдаются выходы трапповых интрузий. Наиболее крупные имеют собственные имена – Уджинский силл, Сектеляхская и Муогданская интрузии, Барыйский хонолит. Большая их часть фиксируется в виде отдельных выходов некогда более крупных объектов, расчленённых в настоящее время современной гидросетью. Преобладающая форма тел – пластовая, дайки встречаются реже, являясь подводящими каналами для силлов. Магматиты приурочены к Куойкско-Эбеляхской системе разломов северо-запад-

ного простирания, вытянутой практически на 600 км при ширине полосы до 200 км [1]. В её состав входят такие мощные разломы, как Молодинский, Куойкский, Харабыйский, играющие роль магмовыводящих каналов (рис. 1). Заложение разломов происходило в раннем протерозое, а в среднепалеозойское и ранне-мезозойское время чётко фиксируется их активизация. В первом случае это связано со становлением в среднем палеозое Оленёкского палеорифта, развившегося на месте Кютюндинского грабена, а во втором, с Оленёкской трапповой синеклизой [3], некогда

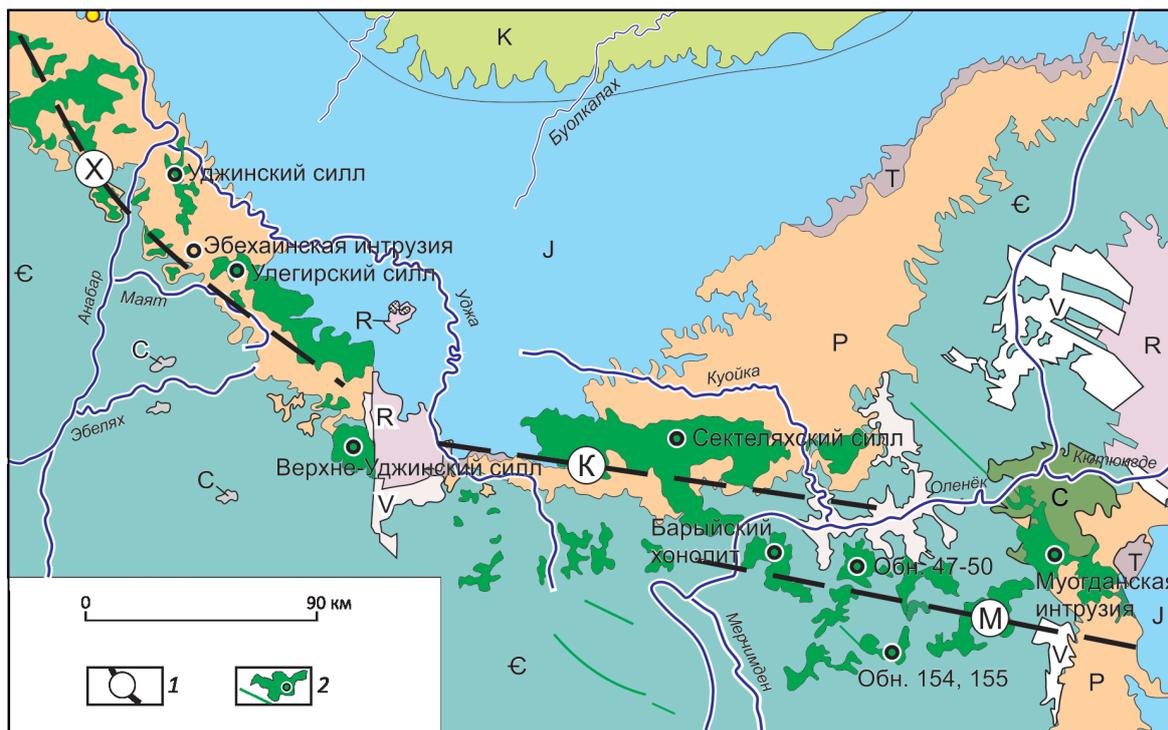


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-восточного борта Анабарской антеклизы:

1 – разломы (буквы в кружках): X – Харабыйский, К – Куойкский, М – Молодинский; 2 – интрузивы и их названия

существовавшей на месте современного Оленёкского поднятия. Именно с Оленёкской трапповой синеклизой связаны интрузии основного состава, которым посвящена данная работа.

Геологическая характеристика. Исследуемые трапповые силлы контактируют в основном с осадочными образованиями не моложе раннего триаса. Постоянно сопровождающие силловую фацию траппов комагматичные им туфы также участвуют в сложении раннетриасовых отложений, поэтому верхняя возрастная граница магматитов определяется как низы среднего триаса. Имеющиеся К-Аг определения изотопного возраста (данные авторов) дают значительный разброс значений (259–234 млн. лет), но большая их часть в целом отвечает раннему триасу. Имея значительную протяжённость (иногда достигающую 80 км), силлы характеризуются небольшими мощностями, которые в основном колеблются от 20 до 30 м, редко превышая эти пределы. Перепады мощности связаны с формой кровли, в которой нередки западины, выполненные туфогенным материалом. В кровле силлов часто отмечаются агломератные образования, представляющие собой обломки долеритов кровли, сцементированные базальтовым расплавом, отжатым из центральных частей тела. Этот же расплав нередко выходит на поверхность, формируя маломощные (до 0,5 м) инъекции в

туфах. Всё это говорит о близповерхностном становлении интрузивов, которое сопровождалось выходом магмы на поверхность, образованием маломощных лавовых потоков, выбросом пирокластического материала, формировавшего туфы, и интрузией в них маломощных инъекций. Перечисленный комплекс магматитов базитового состава вместе с подводящими дайкообразными телами объединены в нерасчленённый интрузивно-эффузивный комплекс траппов раннетриасового возраста. Большая часть трапповых тел расположена по межформационной границе между пермскими и триасовыми образованиями. В среднекембрийских отложениях находятся интрузивы траппов самой восточной части территории по правобережью р. Оленёк, а также вскрытые скважинами под мощными четвертичными образованиями силлы и дайки западного фланга бассейна р. Удья [4].

Изученные магматиты представляют собой один тип трапповых тел – практически недифференцированные во внутрикамерной обстановке интрузивы пойкилофитовых долеритов. На примере наиболее крупных интрузивов приведена характеристика траппов данной обширной территории.

Интрузивы Харабыйского разлома. Разрозненные тела траппов, тяготеющие к Харабыйскому магмоподводящему разлому, обнажаются в основном в

долине р. Уджа и её крупных притоков как, например, Уджинский и Улегорский силлы [5]. В остальных случаях они перекрыты мощными четвертичными образованиями на водоразделе рек Уджа и Анабар. Установленные здесь по магнитным аномалиям дайки и силлообразные тела вскрыты многочисленными скважинами, пройденными в рамках поисковых работ на алмазы, и объединены в группу Эбеляхских интрузий [4]. Все трапповые интрузивы Анабаро-Уджинского пространства выполнены однообразными мелко- и среднезернистыми пойкилоофитовыми долеритами. Мощность пластовых тел составляет 10–15 м (в хонолитах может достигать 30–35 м). Мощность даек до 20 м, протяжённость – первые километры. Небольшие мощности интрузивов и их близповерхностное становление обусловили значительное количество (до 20%) слабораскристаллизованного стекловатого мезостазиса. Постоянное присутствие порфирированного плагиоклаза лабрадор-битовнитового состава (An_{86-78}) и магнезиального хризолита (Fa_{18-21}) как в тонкозернистых, так и в раскристаллизованных разностях пород говорит о том, что магматический расплав претерпел раннюю кристаллизацию в докамерной обстановке. В условиях гипабиссальной камеры кристаллизовались более кислый плагиоклаз (An_{75-57}) вплоть до андезина (An_{37}) и авгитовый клинопироксен ($Wo_{35-43}En_{39-48}Fs_{15-21}$), создающие пойкилоофитовую структуру долеритов. Во внутрикамерной обстановке кристаллизуются оливин (Fa_{40-48}) и титаномagnetит, образующий игольчатые, скелетные и ксеноморфные выделения. Иногда наблюдаются редкие кальцитовые миндалины, выполненные по периферии хлорофейтовым агрегатом. Вторичные минералы развиты незначительно и представлены хлоритом, актинолитом и боулингитом.

Интрузивы Куойкского разлома. Наиболее крупным интрузивом, связанным с Куойкским разломом, является Сектеяхский силл, обнажающийся в береговых выходах рек Куойка и Сектеях практически на протяжении 80 км [3]. На западном окончании разлома расположен Верхне-Уджинский пластовый интрузив. Трапповые интрузивы, приуроченные к Куойкскому разлому, протянулись более чем на 100 км. Интрузия магмы происходила в основном по межформационной границе пермских образований. Подошва силлов, как правило, ровная, а все изменения мощности связаны с перепадами кровли, в которой постоянны пониженные участки, заполненные туфами. Мощность силлов изменяется от 25 до 40 м. В интрузивах с наибольшей мощностью отмечаются процессы внутрикамерной дифференциации, связанной с формированием разрозненных, изолированных линз оливинсодержащих (до 10% оливина) габбро-долеритов. Особенность пород интрузивов – постоянное присутствие в сложении долеритов слабораскристаллизованного стекла (до 10–16%), подчёркивающего близповерхностное становление интрузивов.

Структура пород пойкилоофитовая, в оливиновых разностях такситоофитовая, в эндоконтактных зонах офитовая. Среди породообразующих минералов чётко фиксируются две ассоциации. Ранняя докамерная представлена слабозональными таблицами битовнита (An_{85-75}), железистым хризолитом (Fa_{22-29}) и магнезиальным клинопироксеном ($Wo_{39-41}En_{40-52}Fs_{9-19}$). Плагиоклаз ранней генерации часто образует гломеровые скопления. Наиболее магнезиальная разность клинопироксена обладает бурой окраской со слабым зеленоватым оттенком. Для него характерны изометричные, реже призматические кристаллы. Внутрикамерная ассоциация минералов состоит из зонального плагиоклаза лабрадор-андезинового состава (An_{69-35}), клинопироксена ($Wo_{44-43}En_{41-38}Fs_{16-18}$), вплоть до железистого авгита ($Wo_{34}En_{33}Fs_{33}$), гиалосидерита (Fa_{38-46}) и скелетных выделений титаномagnetита. Клинопироксен внутрикамерного этапа кристаллизации имеет более тёмный цвет и образует широкие пойкилитовые таблицы. Кроме этого, в интерстиционном мезостазисе среди продуктов раскристаллизации стекла наблюдается третья морфологическая группа кристаллов клинопироксена скелетного габитуса, отвечающая ферроавгиту ($Wo_{8-11}En_{30-34}Fs_{55-60}$).

Трапповые интрузивы, расположенные на восточном фланге территории, приурочены к **Молодинской системе разломов**. Это многочисленные разрозненные интрузивы, обнажающиеся по правобережью р. Оленёк от устьев её правых притоков рек Мерчимден и Кютюнгде и протянувшиеся далее на восток в район долины р. Муогдан.

Барыйский интрузив, расположенный на правом берегу р. Оленёк [2], состоит из крупного хонолита (площадь не менее 80 км²) и дайкообразного подводящего канала. Видимая мощность хонолита изменяется в пределах 15–20 м, ширина дайки 15–20 м. Сложен интрузив преимущественно оливиновыми пойкилоофитовыми долеритами, в составе которых выявлены две ассоциации минералов, неравновесные к физико-химическим условиям гипабиссального петрогенезиса. Первая представлена муассанитом, анортит-битовнитом (An_{95-85}), магнезиальным хризолитом (Fa_{17-19}) и ярко-зелёным клинопироксеном. Вторая неравновесная ассоциация включает битовнит (An_{80-75}) и более железистый хризолит (Fa_{27-29}). В гипабиссальной камере интрузива кристаллизовалась третья ассоциация минералов – плагиоклаз лабрадор-андезинового состава (An_{70-43}) и гиалосидерит (Fa_{30-41}), клинопироксен авгитового состава и титаномagnetит. Таким образом, Барыйский интрузив представляет собой пример тела, сформированного расплавом, в котором кристаллизация началась задолго до прихода его в камеру.

Предполагается, что единое тело с Барыйским хонолитом образует хонолит водораздела Оленёк–Молодо (Ол-47-50), выполняющий пологую возвышенность по левому борту р. Барья. Максимально вскрытая

мощность тела не превышает 40 м, площадь хонолита около 50 км². Он сложен долеритами, аналогичными по составу и структурно-текстурным признакам Барыйского хонолита.

На водораздельном участке р. Молодо и руч. Хангас-Тас-Юреге, восточнее рассмотренной полосы траппов, находится ещё одно пластовое тело долеритов (обнажения Ол-154, 155) мощностью до 15 м. Оно сложено однообразными мелко-среднезернистыми оливиновыми долеритами, имеющими пойкилоофитовую структуру. Мезостазиальные участки, выполненные слабораскристаллизованным буроватым стеклом, наиболее характерны для прикровлевых частей интрузии. В остальных частях разреза силла они отсутствуют. Плаггиоклаз битовнит-лабрадоритового состава (An_{75-50}) – основной минерал, слагающий долериты. Клинопироксен образует таблитчатые ойкокристаллы, наполненные лейстами плаггиоклаза. По составу он отвечает маложелезистому авгиту ($Wo_{40-42}En_{46-49}Fs_{11-12}$). Оливин представлен железистым хризолитом (Fa_{25-28}) и магнезиальным гиалосидеритом (Fa_{33-35}). Титаномагнетит образует скелетные кристаллы, равномерно распределённые в породе.

Муогданская пластовая интрузия, обнажающаяся в междуречье Маас-Юрях и Далдын, сложена породами офитовой структуры в сочетании с пойкилоофитовой. Постоянное присутствие оливина в породе в количестве 5–7% позволяет называть их оливинсодержащими долеритами. Основной породообразующий минерал – плаггиоклаз (49–51%). Чётко фиксируется первая генерация плаггиоклаза в виде крупных зональных оплавленных таблиц битовнитового состава (An_{85-75}), часто в гломеровых скоплениях. Плаггиоклаз внутрикамерного этапа кристаллизации образует лейсты или короткие призмы лабрадоритового (An_{71-57}), реже андезинового состава (An_{38-47}). Оливин представлен гломеровыми скоплениями изометричных округлых зёрен. Ранний оливин имеет хризолитовый состав (Fa_{25-27}), но более распространён гиалосидерит (Fa_{33-47}), часто замещённый боулингитом. На последних стадиях кристаллизации появляется более железистый гортонолит (Fa_{59-62}). Доля умеренно железистого клинопироксена ($Wo_{34-35}En_{40-42}Fs_{23-37}$) в долеритах силла составляет 30–35%. Окиснорудные минералы представлены табличками ильменита и кристаллами титаномагнетита разнообразной формы. Интерстиционные участки выполнены бурым слабораскристаллизованным стеклом с игольчатым титаномагнетитом и хлорит-слюдястым агрегатом.

Поскольку на всём протяжении северо-восточного склона Анабарской антеклизы дайки имеют однотипное строение, для них даётся общая характеристика. Основная часть даек сложена однообразными мелко- и среднезернистыми оливиновыми и оливинсодержащими долеритами, которые в приконтактных зонах сменяются тонкозернистыми разностями. Структура пород офитовая, долеритовая и пойкилоофитовая. Долериты

имеют порфиновый облик за счёт гломеровых скоплений таблиц плаггиоклаза (An_{82-78}). К раннемагматическим минералам относится и магнезиальный оливин (Fa_{18-20}). Основная масса долеритов сложена лейстами и призмами плаггиоклаза андезин-лабрадоритового состава, таблитчатым авгитом, мелкими округлыми зёрнами оливина и игольчатым титаномагнетитом. Кроме этого в породе постоянно присутствуют вторичные минералы – илдингсит, хлорит, тальк, кальцит, серпентин.

Обобщая характеристику интрузивов северо-восточного склона Анабарского массива, можно сделать выводы, что все трапповые силлы в рассматриваемом районе, локализованные в разных магмоподводящих зонах, имеют однотипное строение. Они представлены маломощными, но достаточно протяжёнными телами, становление которых происходило в приповерхностных условиях. Формировавшая их базальтовая магма претерпела докамерную кристаллизацию, в результате которой в составе пород практически всегда присутствуют две ассоциации породообразующих минералов. К протофазе относятся битовнит An_{85-75} , реже An_{95-85} , хризолит (Fa_{17-25} и Fa_{25-27}) и даже муассанит; в некоторых интрузиях фиксируется низкожелезистый пироксен ($Wo_{39-41}En_{40-52}Fs_{9-19}$). Внутрикамерный парагенезис включает плаггиоклаз более кислого лабрадоритового (An_{71-57}) и даже андезинового (An_{47-38}) составов, оливин представлен гиалосидеритом и гортонолитом (Fa_{38-48} и Fa_{47-62}), основная масса клинопироксена по составу отвечает авгиту ($Wo_{34-35}En_{40-42}Fs_{23-37}$). Окиснорудные минералы представлены табличками ильменита и кристаллами титаномагнетита разнообразной формы.

Геохимическая характеристика. Петрографическая однотипность рассматриваемых интрузивов подчёркивается также близостью их химических и геохимических составов (таблицы 1, 2). На дискриминантных диаграммах Дж.Пирса [8] по соотношению редких элементов Zr-Zr/Y фигуративные точки пород располагаются в поле внутриплитных базальтов и MORB, а на петрохимической AFM-диаграмме (Na_2O+K_2O)– FeO_{tot} – MgO) [7] их средние составы образуют компактную группу в поле пород толеитового состава (рис. 2, А–Б). Судя по умеренному значению индекса магнезиальности ($Mg\#=51-56$), инициальные расплавы долеритов силлов не претерпели существенного фракционирования. В вертикальных каналах некоторых даек за счёт потери части кристаллов оливина снижается содержание магния до значений $Mg\#=40-51$. Незначительные мощности силлов не благоприятствовали процессам внутрикамерной дифференциации. По содержанию большинства петрогенных элементов химические составы исследуемых магматитов существенно не различаются между собой, а все их незначительные вариации связаны, вероятно, с локализацией интрузивов в разных магмоподводящих зонах. Для главных элементов в силлах характерен узкий диапазон средних значений (в вес. %): содержания SiO_2 находятся

1. Средние содержания главных (в мас.%) и редких (в г/т) элементов в базитах северо-восточного борта Анабарской антеклизы

Компоненты	Разломы																	
	Харабийский						Куойкский						Молодинский					
	Удзинский			Эбеляхские тела			Улетирский		Верхне-Уджинский		Сектеяхский		Барыйский		Хонолит водораздела рек Оленёк-Молодо		Муогданский	
	Хонолит	Дайка	Хонолит	Дайка	Силл	Дайки	Силл	Дайка	Силл	Дайка	Силл	Дайка	Хонолит	Дайка	Силл	Дайка	Силл	Дайка
SiO ₂	49,30	48,56	48,23	48,94	49,68	48,17	48,82	49,06	49,12	49,07	49,62	48,69	49,34	48,45	48,42			
TiO ₂	1,16	1,46	1,52	1,46	1,12	1,42	1,29	1,26	1,25	1,23	1,21	1,99	1,47	1,35	1,90			
Al ₂ O ₃	15,56	15,32	15,69	16,78	15,26	15,17	14,79	14,90	15,44	15,53	14,57	13,42	14,08	15,45	14,76			
Fe ₂ O ₃	1,62	2,24	3,44	7,12	2,31	3,14	4,79	4,03	3,26	3,31	3,62	6,44	4,60	4,45	5,68			
FeO	9,26	10,11	9,26	4,83	8,98	9,24	7,68	8,77	8,72	8,71	8,70	7,91	7,76	7,60	6,76			
MnO	0,21	0,22	0,20	0,12	0,17	0,19	0,34	0,26	0,18	0,21	0,12	0,09	0,16	0,19	0,19			
MgO	7,76	7,29	6,36	4,23	6,96	6,95	6,96	6,57	7,60	7,31	7,50	6,29	6,91	6,95	5,88			
CaO	10,56	10,35	10,81	11,22	11,04	11,24	10,96	10,99	10,69	10,97	10,78	11,05	10,89	11,41	11,50			
Na ₂ O	2,26	2,39	2,37	2,35	2,01	2,07	2,43	2,48	2,10	2,14	2,31	2,28	2,24	2,16	2,39			
K ₂ O	0,58	0,53	0,50	0,48	0,59	0,51	0,43	0,33	0,42	0,42	0,51	0,28	0,49	0,26	0,34			
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,17	0,18	0,11	0,17	0,14	0,12	0,13	0,13	0,24	0,27	0,28	0,14	0,16			
H ₂ O+	1,16	0,99	0,94	2,07	1,16	1,10	0,95	0,81	0,96	0,93	0,64	0,86	1,51	1,39	1,45			
Сумма	99,60	99,69	99,69	99,78	99,39	99,69	99,90	99,58	99,86	99,96	99,81	99,57	99,72	99,85	99,73			
Mg#	56	52	51	40	53	51	51	49	54	53	53	45	51	52	48			
n	6	3	11	4	15	7	6	2	18	22	5	2	5	3	10			
Ni	144	135			135	141	130	138	136	128	147	93	146	138				
Co	42	41			53	59	46	48	54	56	50	54	53	51				
Cr	172	175			176	171	290	302	240	241	180	137	205	260				
V	280	315			237	342	320	340	272	267	280	459	264	290				
Sc	39	42			42	51	46	40	42	44	41	42	43	53				
n	10	2			20	14	12	4	15	15	42	6	20	1				

Примечание. Главные элементы определены классическим методом мокрой химии, редкие – атомно-эмиссионным спектральным анализом на приборе PGS-2 с приставкой МАЭС в ОФХМА ИГАБМ СО РАН; Mg# = $Mg^{2+} \times 100 / (Mg^{2+} + Fe^{2+} \text{tot})$; n – число анализов; пустая клетка – нет данных.

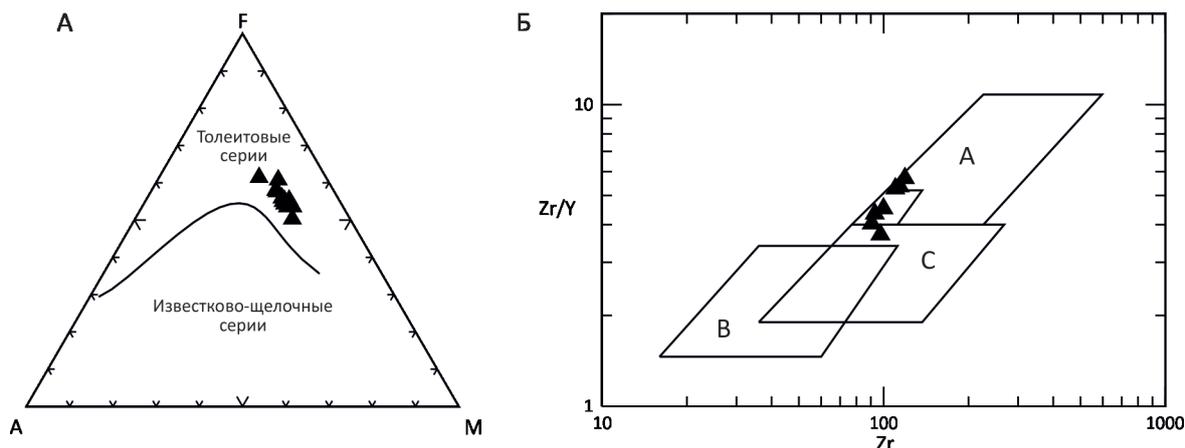


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для долеритов трапповых интрузивов северо-восточного борта Анабарской антеклизы:

А – AFM $[(Na_2O+K_2O)-FeO_{tot}-MgO]$ [7]; Б – $Zr/Y-Zr$ [8] (базальты: А – внутриплитные, В – островных дуг, С – срединно-океанических хребтов)

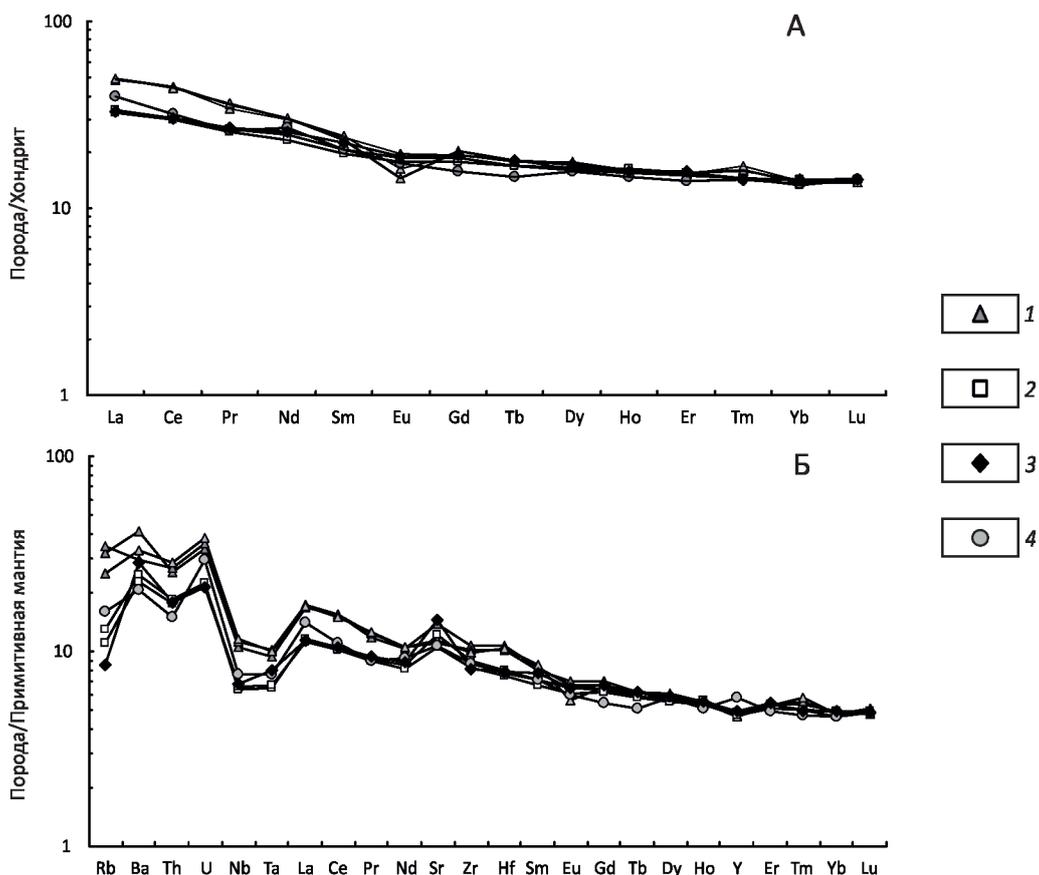


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов и мультиэлементная диаграмма для долеритов силлов северо-восточного борта Анабарской антеклизы, нормированных: А – по хондриту и Б – примитивной мантии [9]:

силлы: 1 – Улегирский, 2 – Сектеляхский, 3 – Муогданский; 4 – интрузив водораздела р. Молодо-руч. Хангас-Юреге

2. Содержание главных (в мас. %) и редких (в г/т) элементов в представительных пробах базитов северо-восточного борта Анабарской антеклизы

Компоненты	Пробы						
	ОЛ-64/8	ОЛ-66/8	ОЛ- 201-4	ОЛ-155-3	УД-72-2	УД-74-2	УД-58-10
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,09	48,86	48,57	48,71	50,13	49,42	49,50
TiO ₂	1,37	1,24	1,41	1,31	1,12	1,12	1,15
Al ₂ O ₃	15,11	15,37	15,25	14,69	15,20	15,49	15,58
Fe ₂ O ₃	3,99	4,96	6,24	3,21	4,11	2,86	2,38
FeO	7,9	6,86	5,92	9,44	7,31	8,45	8,90
MnO	0,21	0,21	0,2	0,27	0,19	0,19	0,17
MgO	7,81	8,19	7,14	7,30	7,39	7,17	7,36
CaO	11,24	11,39	11,08	10,61	10,31	10,86	11,32
Na ₂ O	2,05	2,15	2,34	3,04	2,01	1,44	1,92
K ₂ O	0,13	0,3	0,26	0,54	0,71	0,57	0,44
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,12	0,12	0,12	0,14	0,12
H ₂ O ⁺	1,9	1,2	0,94	0,53	1,12	0,86	1,14
Сумма	100,9	100,8	99,89	99,91	99,78	99,41	100,5
Mg#	55	56	52	51	54	54	54
Rb	8,19	6,98	5,43	10,20	22,05	15,88	20,18
Ba	173	159	200	144	205	230	290
Th	2,35	2,23	1,52	1,28	2,27	2,44	2,17
U	0,47	0,47	0,45	0,62	0,75	0,80	0,70
Nb	4,57	4,66	4,50	5,39	7,96	8,21	7,45
Ta	0,28	0,26	0,32	0,31	0,42	0,41	0,38
Sr	257	221	306	224	231	241	290
Zr	99,9	93,0	90,7	97,37	114	110	119
Hf	2,48	2,32	2,41	2,39	3,16	3,19	3,32
Y	22,1	21,4	22,5	26,27	21,3	20,9	20,9
Pb	3,2	11	2,80	3,7	5,44	4,52	4,28
La	7,98	7,72	7,81	9,56	11,79	11,62	11,57
Ce	18,6	18,1	18,6	19,68	27,48	26,67	27,30
Pr	2,51	2,45	2,58	2,48	3,40	3,47	3,24
Nd	11,5	10,9	12,0	12,56	14,21	14,17	14,02
Sm	3,17	2,98	3,43	3,15	3,57	3,76	3,66
Eu	1,08	1,02	1,09	1,01	1,20	0,94	1,13
Gd	3,8	3,65	3,99	3,24	4,17	3,94	3,96
Tb	0,63	0,629	0,67	0,55	0,67	0,66	0,67
Dy	4,19	4,06	4,34	4,24	4,45	4,49	4,17
Ho	0,917	0,88	0,90	0,83	0,89	0,91	0,89
Er	2,56	2,46	2,61	2,36	2,57	2,53	2,57
Tm	0,37	0,37	0,36	0,35	0,41	0,43	0,40
Yb	2,41	2,27	2,42	2,29	2,34	2,36	2,41
Lu	0,36	0,36	0,36	0,36	0,35	0,37	0,37
∑REE	60,1	57,9	61,2	62,6	77,1	76,3	76,4
(La/Yb) _n	2,37	2,44	2,31	2,79	3,61	3,53	3,44
Eu/Eu*	0,95	0,94	0,90	0,95	0,67	0,74	0,90
Nb/Nb*	0,38	0,41	0,47	0,56	0,56	0,56	0,54
(Tb/Yb) _{pm}	1,19	1,26	1,26	1,10	1,30	1,27	1,27
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7084	0,7088			0,7089	0,7084	0,7085

Примечание. Силл: 1–2 – Сектеляхский, 3 – Муогданский; 4 – интрузив водораздела р. Молодо–руч. Хангас-Юреге; 5–7 – Улегирский силл; редкие элементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Elan 6100 DRC (ИМГРЭ, аналитик Д.З.Журавлев); pm – значения нормализованы по составу примитивной мантии, n – по составу хондрита [4]; Eu/Eu* = $Eu_n / 0,5(Sm+Gd)_n$, Nb/Nb* = $0,3618 \times Nb / \sqrt{Th \times La}$.

в пределах 48,23–49,7, TiO_2 – 1,12–1,52, сумма щелочей 2,4–2,9, P_2O_5 – 0,11–0,28, суммарная железистость 10,9–12,5 $FeO_{\text{общ}}$. О близости вещественных составов свидетельствуют и содержания микроэлементов. Средние содержания сидерофильных элементов Ni, Co, Cr, V, Sc в разных интрузивах очень близки (см. табл. 1). Для долеритов характерно умеренное содержание суммы REE, незначительный диапазон её изменения (57,9–77,1 г/т) и слабое фракционирование их распределения – отношение $(La/Yb)_n$ варьирует в интервале 2,3–3,6. Спектры распределения составов некогерентных элементов характеризуются наличием Ta-Nb минимума ($Nb/Nb^*=0,38–0,56$) и отчётливо выраженным стронциевым максимумом, связанным с наличием раннего основного плагиоклаза (рис. 3, Б). Параллельное расположение трендов распределения элементов (незначительный разброс наблюдается только для флюидозависимых элементов – Rb, Ba, U, Th) можно рассматривать как результат формирования интрузивов из единого магматического расплава (см. рис. 3, А–Б). Об этом же свидетельствуют и данные по изотопному составу стронция, согласно которому, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в долеритах колеблются в достаточно узких пределах – 0,70802–0,70796. Низкие (1,10–1,30) значения отношения $(Tb/Yb)_{\text{pm}}$, установленные в долеритах, свидетельствуют о том, что магматический источник располагался в области глубин, отвечающих стабильности шпинели [6].

Таким образом, приведённое петрографическое, минералогическое и геохимическое сравнение изученных разрозненных трапповых интрузий даёт основание говорить об их едином источнике, связанном с формированием Оленёкской трапповой синеклизы в нижне-триасовое время.

Авторы благодарны О.В.Королевой и А.В.Округину за высказанные замечания, которые были учтены при написании статьи.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0003) и при финансовой поддержке грантом РФФИ 18-45-140043 р_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горнштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. – Якутск, 1976. С. 10–63.
2. Олейников Б.В., Саввинов В.Т. Петрология и геохимия фанерозойских базитов Оленёкского и Билиро-Уджинского поднятий (северо-восток Сибирской платформы) // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленёкского поднятия. – Якутск, 1980. С. 120–144.
3. Томшин М.Д., Копылова А.Г. Траппы северо-востока Тунгусской синеклизы и Оленёкского поднятия // Наука и образование. 2017. № 4. С. 34–40.
4. Томшин М.Д., Орлов А.Н. Формационная принадлежность Эбеляхских нескрытых интрузий // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленёкского поднятия. – Якутск, 1980. С. 145–151.
5. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы / М.Д.Томшин, А.В.Округин, В.Т.Саввинов, Л.И.Шахотько // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1475–1483.
6. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA / K.Wang, T.Plank, J.D.Walker, E.L.Smith // Journal Of Geophysical Research. 2002. Vol. 107. № B1. 10.1029/2001JB000209.
7. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
8. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
9. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Ed. A.D.Saunders, M.J.Norry // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (Северо-Восток России)

А.И.ЗАЙЦЕВ, В.Ю.ФРИДОВСКИЙ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),

А.Е.ВЕРНИКОВСКАЯ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, д. 3; Новосибирский государственный университет (НГУ), 630090, Новосибирск, ул. Пирогова),

М.В.КУДРИН, К.Ю.ЯКОВЛЕВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),

П.И.КАДИЛЬНИКОВ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, д. 3; Новосибирский государственный университет (НГУ), 630090, Новосибирск, ул. Пирогова)

Рассмотрена специфика петрографического и химического составов и возраст даек базитов Мало-Тарынского месторождения. Показано, что становление даек имело место в интервале 145–150 млн. лет. Определены *P-T* параметры кристаллизации даек. Породы формировались при повышенных значениях окислительного потенциала кислорода, в пределах магнетит-гематитового буфера с последующей редукцией при снижении температуры. Показана перспективность дайкового комплекса на формирование золоторудной минерализации.

Ключевые слова: базальты, Rb-Sr изотопный возраст, физико-химические параметры формирования, Мало-Тарынное месторождение.

Зайцев Альберт Иванович
Фридовский Валерий Юрьевич
Верниковская Антонина Евгеньевна
Кудрин Максим Васильевич
Яковлева Кюнной Юрьевна
Кадильников Павел Игоревич



a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru
fridovsky@diamond.ysn.ru
VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru
kudrinmv@mail.ru
aykyunney@mail.ru

Rb-Sr isotope study of the basitic dyke complex of the Taryn ore-magmatic system (northeastern Russia)

A.I.ZAITSEV, V.Yu.FRIDOVSKY (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences),

A.E.VERNIKOVSKAYA (A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences; Novosibirsk State University),

M.V.KUDRIN, K.Yu.YAKOVLEVA (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences),

P.I.KADILNIKOV (A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences; Novosibirsk State University)

The nature of the petrographic and chemical compositions and the age of the basitic dykes of the Malo-Taryn ore field are considered. It is shown that dyke formation took place in 145–150 Ma range. The *P-T* crystallization parameters of andesite porphyrites are determined. The rocks were formed at elevated values of oxygen oxidation potential, within the magnetite-hematite buffer, followed by reduction as temperature decreased. The prospects of the dike complex for the formation of gold-sulfide mineralization within the ore field are shown.

Key words: basalts, Rb-Sr isotope age, physiochemical formation parameters, Malo-Taryn ore field.

В статье представлены результаты дальнейших исследований, направленных на выявление минерагенического потенциала магматизма Тарынской рудно-магматической системы, расположенной на юго-восточном фланге Тас-Кыстабытского пояса Верхояно-Колымской складчатой области [4]. Если гранитоиды плутонов Тарынской рудно-магматической системы относительно неплохо изучены и для них имеются датировки, полученные различными изотопными методами (K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr), определяющие их возраст в 142–145 млн. лет [4], то дайки практически не исследовались. В то же время знание последовательности формирования магматизма в геологической истории района и место в ней процессов рудообразования имеют определённое значение для оценки перспектив района при поисковых работах. Кроме того, изучение петрогенезиса даек позволяет оценить роль магматических процессов в гидротермальном рудообразовании и формировании золотой минерализации. Золотоносность даек довольно хорошо изучена в магаданской ветви Яно-Колымского пояса, где дайки были объектами промышленного освоения с середины 1930-х годов [2, 5, 6, 8, 9]. В начальный период изучения оруденение в дайках относили к золотокварцевому типу, в последние годы установлены его тесная связь с интрузивами («in-trusion-related») и участие магматических процессов в рудообразовании [5].

Дайковый комплекс Тарынской рудно-магматической системы авторы данной статьи изучали на примере Мало-Тарынского месторождения (МТМ), расположенного на границе Верхоянского складчато-надвигового и Кулар-Нерского сланцевого поясов. Положение месторождения контролируется Мало-Тарыньским разломом длительного развития [7] (рис. 1). В пределах МТМ развиты терригенные отложения триасового возраста (норий), представленные переслаиванием песчаников и алевролитов с прослоями песчаников, песчаных алевролитов и аргиллитов. В структурном плане МТМ расположено на юго-западном крыле Мало-Тарыньской синклинали Тарыно-Эльгинского синклинория. В отличие от других месторождений Тарыньского рудного узла, на северо-западе МТМ известны небольшие гранодиорит-гранитные плутоны (Самырский и Курдатский), а в пределах месторождения встречаются мелкие единичные дайкообразные тела.

Данная работа посвящена изучению Rb-Sr систематики пород дайкового комплекса и оценке возраста его формирования в пределах МТМ, дайки которого представлены единичными телами, прорывающими терригенные породы триаса. Петрографические и петрохимические исследования проведены для даек участка Зелёный (рис. 2). Ряд даек приурочен к минерализованным зонам дробления Мало-Тарыньского разлома, где отмечается их интенсивное изменение и будинирование (см. рис. 2). Дайки северо-западной и север-северо-западной ориентировки, протяжённостью до первых десятков метров и мощностью 0,1–2,0 м.

Петрография и химический состав даек. Породы даек по минеральному составу, текстурным и структурным особенностям достаточно однотипны и относятся к семейству трахибазальтов. Идентификация минералогического состава пород дайкового комплекса затруднена в связи с их сильным гидротермальным изменением. Породы имеют серовато-зелёный цвет и массивный облик. Первичные минералы в них практически замещены тонкой смесью вторичных образований, среди которых рентгенофазовым анализом установлены серицит (от 21 до 33 об.%), хлорит (от 0 до 28 об.%), актинолит, карбонат (от 12 до 27 об.%) и кварц. Карбонат в основном представлен доломитом (от 12 до 26%), отдельными зёрнами сидерита до 1,5% и единичными зёрнами кальцита.

Краевые (МТД-6-16, МТД-7-16, МТД-10-16) и центральные зоны дайки (МТД 8-16, МТД 9-16) из вреза 3 (правый борт руч. Зелёный) отличаются по структурным и текстурным особенностям. Центральные зоны сложены неравномернозеристыми породами с венцовой структурой, массивной и порфирированной текстурой. Для них характерны вкрапленники оливина (Ol) (до 10 мм), окружённые каймами амфибол+биотит+пироксен+серпентин (до 2 мм). Основная масса пород представлена агрегатом мелких зёрен калиевого полевого шпата (Fsp) и плагиоклаза (Pl) (до 1 мм). Присутствуют фрагменты долеритовой текстуры (рис. 3, А и Б). Краевые части дайки сложены породой с афировой и гиалопилитовой структурой, с флюидальной и миндалекаменной текстурой. Они содержат микролиты калишпата (Fsp) и плагиоклаза (Pl) размером до 0,2–0,5 мм, равномерно распределённые в породе (до 20 об.%). Породообразующие минералы часто замещены кальцит-серицит-хлорит-эпидотовым (Cal-Ser-Chl-Ep) агрегатом. В краевых зонах в отдельных шлифах установлены реликты порфирированных вкрапленников Ol, Kfs и Crx (до 3–5 мм), а в основной массе выявлены плагиоклаз (Pl), калиевый полевой шпат (Kfs) и клинопироксен (Crx) (см. рис. 3, В и Г). Миндалины выполнены кальцитом. Акцессорные минералы представлены апатитом (Ap), сфеном (Sph), цирконом (Zrn), а рудные – гематитом (Hem), ильменитом (Ilm) и пирротинном (Pyr).

В породах дайки из канавы 181 (левой борт руч. Зелёный) установлена гломеропорфирированная структура (см. рис. 3, Д). Для них характерно присутствие идиоморфных зёрен калиевого полевого шпата и пироксена, образующих скопления размером до 3 мм. Размер отдельных минеральных индивидов в скоплениях не превышает 0,25 мм. Калиевый шпат полностью замещён агрегатом серицита и глинистых минералов, а клинопироксен – биотит-хлоритовым агрегатом. Выделяются отдельные реликтовые зёрна изометричной и овальной форм, вероятно отвечающие оливину, замещённые агрегатом кварца и магнетита (см. рис. 3, Е). Основную массу породы образуют игольчатые выделения

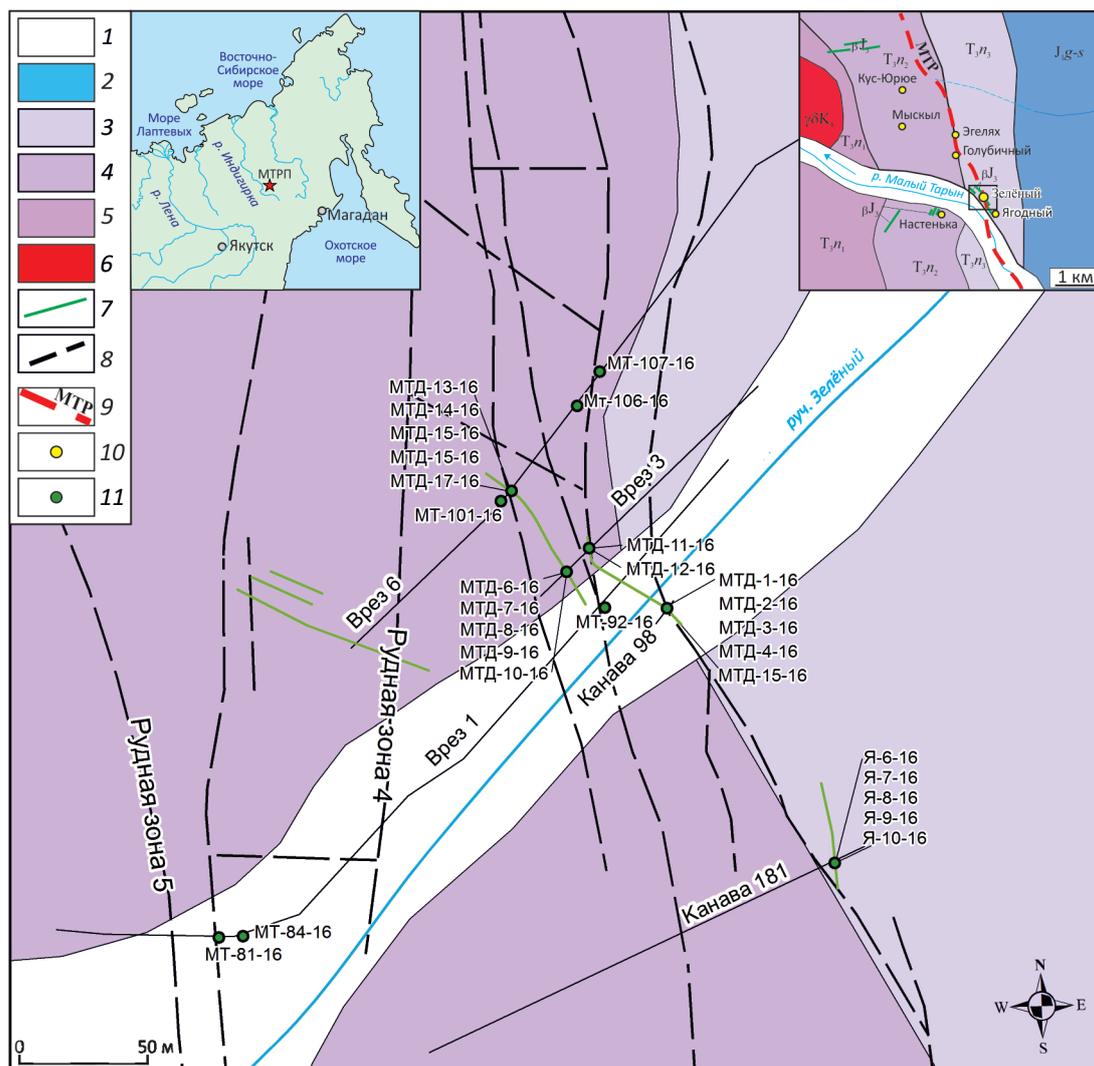


Рис. 1. Схема геологического строения южной части участка Зелёный Мало-Тарынского месторождения. Геологическая основа по А.В.Крючкову, 2006, с изменениями и дополнениями:

1–5 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – нижнеюрские, 3–5 – верхнетриасовые, норийский ярус: 3 – верхний, 4 – средний и 5 – нижний подъярусы; 6 – Самырский массив гранитоидов; 7 – дайки базитов; 8 – разломы и рудные зоны; 9 – Мало-Тарынский разлом; 10 – золоторудные проявления Мало-Тарынского рудного поля; 11 – пробы и их номера

хлоритизированного биотита и тонкозернистый серицит-эпидот-карбонатный агрегат. Из рудных и акцессорных минералов присутствуют ильменит, сфен и циркон.

На классификационной диаграмме $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ фигуративные точки химических составов пород (табл. 1) формируют поле между основными и средними породами, в пределах составов андезибазальтов (габбро-диоритов). По химическому составу они представляют собой щелочноземельную серию на границе с толеитовой серией, и по отношению K_2O к SiO_2 они относятся к шошонитовой серии. Для пород характерна сильная вариация величин индекса глинозёмистости

(ASI) от металюминиевых до сильно пералюминиевых значений (0,81–1,81). В целом породы носят металюминиевый характер ($ASI=0,90\pm 0,08$, $n=16$), а отдельные образцы даек из контакта с рудными зонами имеют сильно пералюминиевую специфику ($ASI=1,56\pm 0,13$, $n=6$). Для образцов даек в рудных зонах и на контакте с ними также характерны повышенные значения отношения K_2O/Na_2O (24,09–38,38) при общей вариации величины этого параметра пород в значительных пределах (0,57–38,38). Сумма щелочных элементов (K_2O+Na_2O) в целом для пород даек колеблется в интервале 2,35–3,97%. Между величинами K_2O/Na_2O и (K_2O+Na_2O)

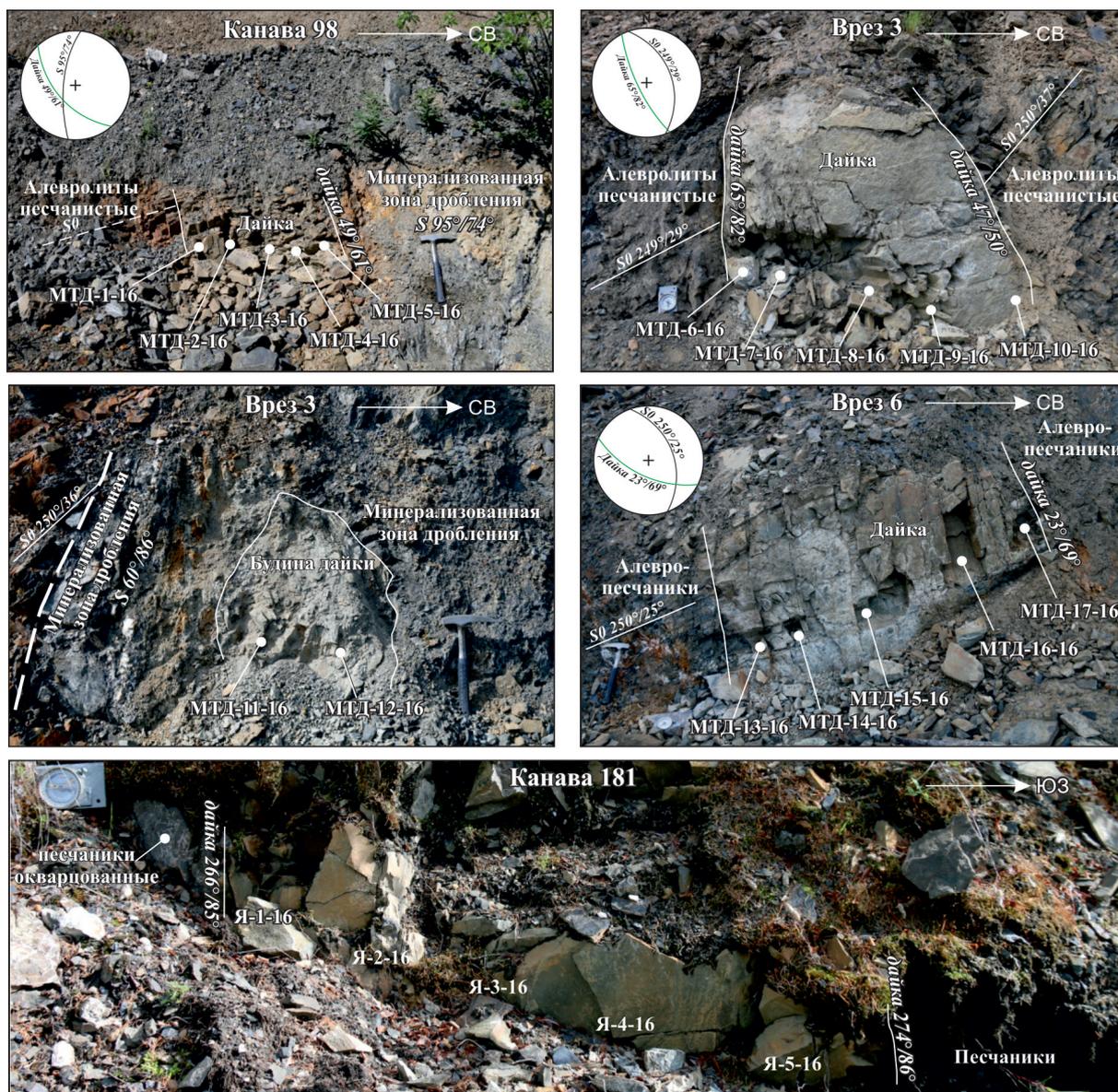


Рис. 2. Схема опробования даек базитов участка Зелёный Мало-Тарынского месторождения:

S0 – залегание слоистости; S – залегание разломов и рудных зон; построения выполнены на верхней полусфере сетки Вульфа

отмечается отрицательная зависимость ($r=-0,442$), а между K_2O/Na_2O и ASI – значимая положительная корреляция ($r=0,842$). Значительная вариация индекса глинозёмистости пород, величин отношения K_2O/Na_2O и характер корреляции между этими параметрами имеют непосредственную связь с воздействием на породы поздних гидротермальных процессов.

Rb-Sr изотопное изучение даек. Возраст даек по геологическим данным является позднеюрским, и они относятся к неро-бохачинскому комплексу [3]. Дайки сходного состава за пределами МТМ метаморфизованы вследствие гранодиоритового магматизма Самыр-

ского и Курдатского массивов, формирование которых, по данным изотопного датирования, имело место не позднее 140–145 млн. лет [4]. Ранние K-Ar датировки даек диоритовых порфиритов и андезитовых порфиритов из окрестностей Курдатского массива, определённые по пяти образцам, характеризуют их возраст в интервале 136–169 млн. лет (неопубликованные данные, архив Лаборатории МСМА ИГ СО РАН, г. Якутск) и в среднем равны 148 ± 12 млн. лет. Сильная изменённость пород ограничивает достоверность значений K-Ar изотопных дат и требует дополнительных изотопных исследований. Авторами проведено Rb-Sr изотопное

1. Химический состав даек базитов Мало-Тарынского месторождения

Компоненты	Образцы									
	Я-6-16	Я-7-16	Я-8-16	Я-9-16	Я-10-16	МТД-1-16	МТД-2-16	МТД-3-16	МТД-4-16	МТД-5-16
	Место отбора									
	Канавка 181					Канавка 98				
SiO ₂	46,47	45,5	46,63	45,74	44,96	49,43	47,66	48,12	48,25	47,81
TiO ₂	0,91	0,97	0,84	0,89	0,89	1,08	0,94	1,05	1,17	1,13
Al ₂ O ₃	15,4	14,74	13,96	13,91	15,18	16,18	14,78	16,84	17,79	17,6
Fe ₂ O ₃	2,76	2,59	1,91	2,49	2,22	2,03	0,99	2,13	2,66	3,11
FeO	4,97	5,00	4,75	4,90	5,59	5,4	5,61	5,17	5,69	5,12
MnO	0,04	0,04	0,09	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03
MgO	6,15	6,51	6,26	6,62	6,59	5,94	6,87	6,71	6,6	6,06
CaO	5,9	6,74	7,25	7,17	6,74	4,57	6,44	4,54	3,83	4,38
Na ₂ O	1,01	0,52	0,91	0,77	0,55	0,11	0,63	0,37	0,09	0,07
K ₂ O	2,53	2,52	2,41	2,19	2,54	2,65	2,04	2,51	2,49	2,78
H ₂ O ⁻	0,08	0,2	0,16	0,24	0,2	0,24	0,06	0,2	0,24	0,46
H ₂ O ⁺	3,34	3,45	3,06	3,10	3,57	4,97	3,98	4,77	4,95	4,78
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0,33	0,22	0,25	0,26	0	0
CO ₂	9,85	11,28	11,26	11,7	10,84	6,74	9,58	6,72	5,77	6,29
S	0,01	0	0,01	0,04	0,04	0,07	0,04	0,08	0	0,34
F	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,03	0,01	0,04	0,04	0,05
Σ	99,4	99,89	99,39	99,55	100,09	99,46	99,86	99,33	99,36	99,54
Cr	350	240	350	350	340	310	300	300	310	270
Ni	49	34	47	60	43	45	36	35	50	43
V	110	87	120	120	120	130	110	100	130	110
Sc	33	26	30	23	32	33	23	34	35	27
Co	17	14	21	34	16	22	14	18	22	22
Ba	440	380	400	390	590	380	290	310	350	380
Rb	83,1	84,5	79,1	74,5	78,9	90,6	76,2	92,8	96,3	98,3
Sr	560	533	586	651	587	405	660	474	361	400
Nb	8,6	32	5,9	8,5	11	15	12	17	16	24
Zr	130	150	110	110	130	150	120	130	140	160
Y	17	21	16	15	19	18	18	19	18	21
Yb	2,5	2,9	2,2	2,4	2,7	3,0	2,5	2,4	2,8	3,1
Fe ₂ O ₃ +FeO	7,73	7,59	6,06	7,39	7,81	7,43	6,60	7,30	8,35	8,23
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,56	0,52	0,46	0,51	0,40	0,38	0,18	0,41	0,47	0,61
ASI	1,08	0,93	0,81	0,83	0,95	1,42	0,99	1,45	1,81	1,59
Rb/ Sr	0,149	0,158	0,135	0,114	0,134	0,224	0,115	0,196	0,267	0,246
K/Rb	254	248	254	245	268	244	223	225	215	236
K ₂ O+Na ₂ O	3,54	3,04	3,32	2,96	3,09	2,76	2,67	2,88	2,58	2,85
K ₂ O/Na ₂ O	2,50	4,85	5,88	2,84	4,70	24,09	3,24	6,78	27,67	39,71

Примечание. Анализы выполнены в отделе физико-химических методов исследований ИГАБМ СО РАН под руководством

изучение пород даек в пределах МТМ. Учитывая значительную степень изменённости (карбонатизация и др.) пород, для ряда образцов была использована дополнительная методика мягкой кислотной обработки пород, что позволило измерять параметры Rb-Sr системы пород в трёх аликвотах (валовая проба, силикатная и карбонатная фракции). Детально методика кислотного выщелачивания описана в работе [1]. Для валовой по-

роды и силикатной фракции породы анализировалось содержание в них ⁸⁷Rb и ⁸⁶Sr и изотопный состав Sr, а для карбонатной фракции определялось только содержание ⁸⁶Sr и изотопный состав Sr. При кислотной обработке проб определялся вес карбонатной фракции и его доля в породе (в %). Следует отметить, что величина карбонатной фракции в породе, определённая при выщелачивании образцов, достаточно близко совпадает

Компоненты	Образцы											
	МТД-6-16	МТД-7-16	МТД-8-16	МТД-9-16	МТД-10-16	МТД-11-16	МТД-12-16	МТД-13-16	МТД-14-16	МТД-15-16	МТД-16-16	МТД-17-16
	Место отбора											
	Врез 3						Врез 6					
SiO ₂	46,45	47,26	46,07	44,14	42,51	49,19	50,82	46,86	48,75	46,04	47,34	48,22
TiO ₂	0,96	0,89	0,9	1,04	0,86	1,08	1,00	0,86	0,97	0,9	0,96	0,91
Al ₂ O ₃	13,88	14,56	14,55	15,17	13,86	16,95	17,07	14,29	14,51	14,79	14,29	14,91
Fe ₂ O ₃	1,85	2,15	1,49	2,32	2,54	2,86	2,92	1,96	1,93	2,89	0,91	2,61
FeO	4,56	4,46	4,71	4,46	6,00	5,70	4,83	4,14	4,08	4,55	4,74	4,71
MnO	0,03	0,08	0,10	0,07	0,03	0,03	0,04	0,1	0,03	0,05	0,03	0,08
MgO	6,34	6,60	6,16	6,09	6,47	6,23	5,12	5,33	5,6	6,91	6,03	5,94
CaO	7,50	6,67	6,71	6,99	6,34	4,13	4,43	7,37	7,01	6,48	7,69	6,19
Na ₂ O	0,78	0,89	2,00	1,61	0,52	0,07	0,08	0,83	0,59	1,96	0,19	0,1
K ₂ O	2,13	2,02	1,97	2,21	2,54	2,63	3,07	2,57	2,3	1,5	2,22	2,34
H ₂ O ⁻	0,04	0,04	0,10	0,08	0,22	0	0,18	0,24	0,06	0,22	0,06	0,24
H ₂ O ⁺	2,98	3,35	2,82	2,81	3,83	4,46	4,29	3,99	3,19	3,43	3,20	3,68
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0,04	0,03	0	0	0	0	0,01	0
CO ₂	11,91	10,38	11,83	12,68	13,78	6,18	5,66	10,98	10,7	9,81	11,81	9,65
S	0,06	0,03	0,07	0,04	0,02	0,01	0	0,04	0,11	0,02	0	0,01
F	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
Σ	99,47	99,38	99,42	99,67	99,38	99,58	99,36	99,36	99,81	99,37	99,46	99,38
Cr	290	280	280	280	390	320	240	310	240	260	260	350
Ni	37	33	29	34	82	36	58	33	35	36	29	48
V	120	110	100	120	110	120	130	120	97	130	100	110
Sc	23	29	23	29	30	31	25	25	36	26	25	24
Co	24	15	14	20	26	18	25	16	9,2	18	19	19
Ba	350	350	310	300	440	430	560	550	430	410	340	530
Rb	76,3	69,6	68,4	80,9	85,9	87,0	100,7	94,0	88,8	92,4	85,1	91,6
Sr	676	636	757	788	532	298	385	738	584	984	646	521
Nb	8,2	24	8,9	7,8	6,8	14	12	15	23	6,9	9,2	16
Zr	110	160	110	130	120	140	150	110	150	110	110	130
Y	14	18	19	16	18	17	19	15	19	16	14	17
Yb	2,1	2,6	2,2	2,6	2,9	2,5	2,4	2,3	2,3	2,3	2,3	2,6
Fe ₂ O ₃ +FeO	6,21	6,31	6,20	6,78	8,54	8,56	7,75	6,10	6,01	7,44	5,65	7,32
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,41	0,48	0,32	0,52	0,42	0,50	0,60	0,47	0,47	0,64	0,19	0,55
ASI	0,81	0,92	0,83	0,86	0,92	1,62	1,48	0,82	0,90	0,89	0,86	1,07
Rb/Sr	0,113	0,109	0,090	0,103	0,160	0,293	0,262	0,127	0,152	0,094	0,132	0,146
K/Rb	232	242	240	228	246	252	254	228	216	135	217	213
K ₂ O+Na ₂ O	2,91	2,91	3,97	3,82	3,06	2,70	3,15	3,40	2,89	3,46	2,41	2,35
K ₂ O/Na ₂ O	2,73	2,27	0,98	1,37	4,88	37,57	38,38	3,10	3,90	7,65	11,68	23,40

Л.Т.Галенчиковой, ASI – индекс алюминиевого насыщения ($ASI=Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$).

с данными, полученными при их рентгенофазовом анализе (табл. 2).

Результаты Rb-Sr изотопных исследований пород приведены в таблице 3. Вариация величин содержаний ⁸⁷Rb пород относительно незначительная (от 19,38 до 26,31 мкг/г) и положительно коррелируется с величинами отношений K/Na ($r=0,66$) и индекса глинозёмистости (ASI) ($r=0,64$), подразумевая, что часть рубидия,

вероятно, связана с поздними наложенными процессами. В силикатной фракции пород содержание рубидия в целом более высокое (21,08–43,88 мкг/г).

Для пород характерно значительное колебание содержаний стронция (от 28,82 до 95,44 мкг/г), при этом его концентрация в породе в первую очередь определяется наличием здесь карбонатных минералов и содержанием в них этого элемента. По данным

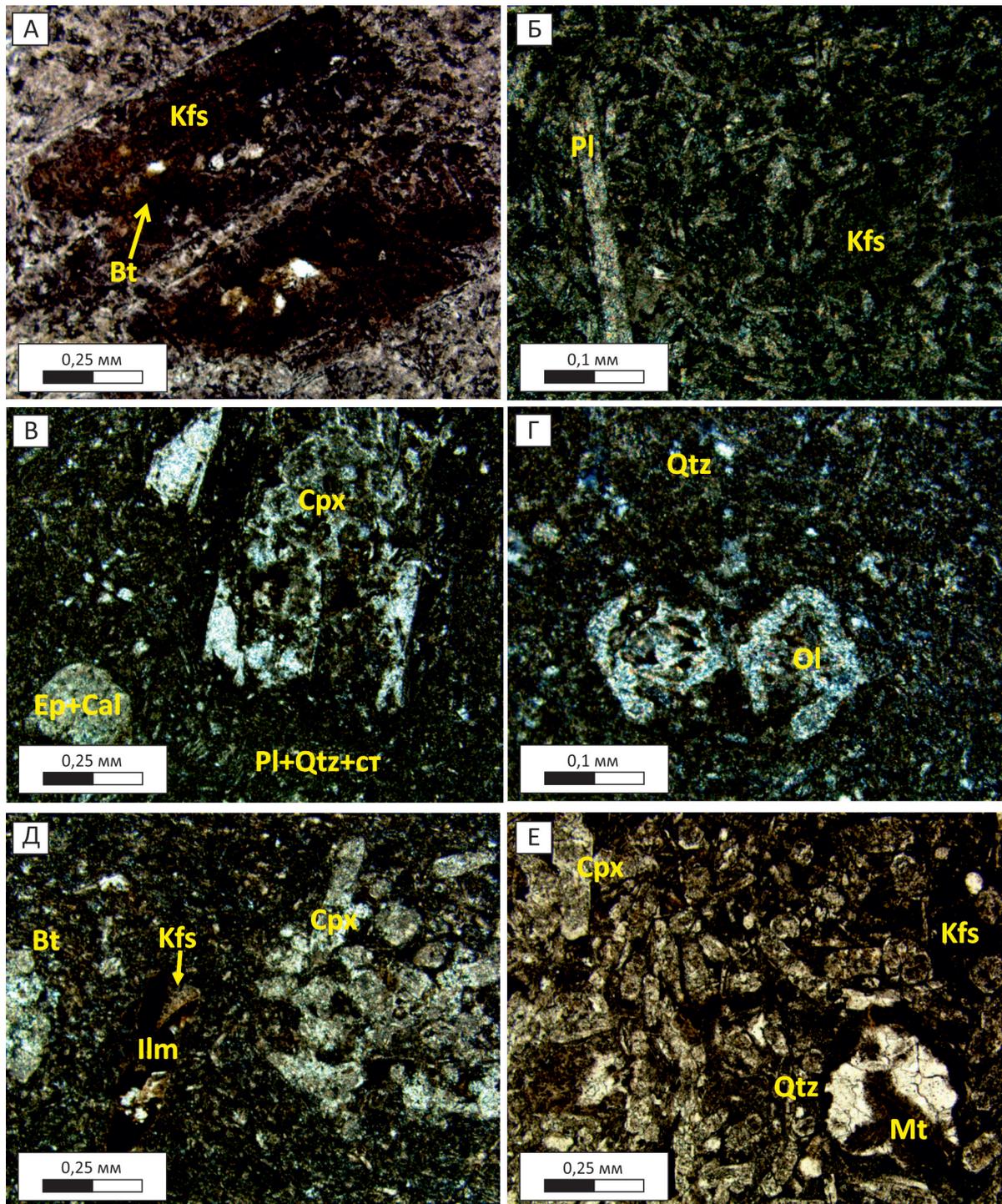


Рис. 3. Структурные особенности магматических пород участка Зелёный Мало-Тарынского месторождения:

А – гиопилитовая структура основной массы, вкрапленники клинопироксена (Cpx), замещённые кальцитом+эпидотом (Ca+Ep) агрегатом (обр. № МТД-10-16); Б – реликты ромбовидных зёрен оливина (Ol), в основной массе интерсертальный кварц (Qtz) (обр. № МТД-10-16); В – идиоморфное выделение калиевого полевого шпата (Kfs) (пелитизация), гиопилитовая основная масса (обр. № МТД-1-16); Г – трахитоидная структура, лейсты плагиоклаза (Pl) и микролиты калиевого полевого шпата (Kfs) (обр. № МТД-6-16); Д – гломеропорфировая структура, скопления клинопироксена (Cpx), опациitized зерно калиевого полевого шпата (Kfs) (обр. № Я-7-16); Е – изометричные и овальные зёрна оливина (Ol), замещённые агрегатом кварца и магнетита (обр. № Я-9-16); проходящий свет: В, Е – николи параллельны, А, Б, Г, Д – николи скрещены; сокращённые обозначения минералов по работе [15]

2. Содержание и изотопный состав стронция в карбонатной фракции в породах дайкового комплекса Мало-Тарынского месторождения

Образцы	% карбоната в породе		⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Образцы	% карбоната в породе		⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
	РФА	МВ				РФА	МВ		
МТД-2-16	20	23,22	231,5	0,7101	МТД-11-16	14	16,14	160,5	0,7085
МТД-3-16	15	15,65	232,2	0,7099	МТД-15-16	20	24,06	330,0	0,7111
МТД-6-16	27	27,19	199,4	0,7110	МТД-16-16	22	23,14	255,2	0,7107
МТД-8-16	26	24,32	185,9	0,7087					

Примечание. РФА – рентгенофазовый анализ (дифрактометр D2 PHASER фирмы Bruker, Германия, CuKα излучение, 30 кВ, 10 мА); анализы выполнены под руководством Н.В.Заякиной (ИГАБМ СО РАН); МВ – метод выщелачивания; ⁸⁶Sr измерено в мкг/г.

выщелачивания, содержание Sr в карбонатах достаточно высокое – 160,5–320,9 мкг/г (см. табл. 2) – и вполне сопоставимое с таковым в гидротермальных карбонатах – 168,8–309,9 мкг/г (см. табл. 3). На связь концентрации Sr в валовом составе пород и содержания в них количества карбонатного материала указывает и наличие между ними положительной корреляция ($r=0,65$).

В силикатной фракции пород содержание стронция заметно меньше (3,46–37,30 мкг/г). Следует также отметить пониженное содержание Sr в образцах из даек на контакте с рудной зоной и внутри рудной зоны (28,80–38,80 мкг/г). Величины отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в валовом составе пород невысокие (0,2609–0,4665), повышаются на границе с рудной зоной и в её пределах (0,7079–0,8460). Для силикатной фракции породы вариация этого параметра достигает более высоких значений (0,661–8,8225), что позволяет использовать эти данные для Rb-Sr изохронного анализа пород.

На рис. 4 приведены графики зависимости ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для образцов даек участка Зелёный МТМ. Для всех проб, исключая канаву 181, наблюдается положительная зависимость между параметрами ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Для дайки, вскрытой канавой 181, зависимость между этими параметрами отрицательная (см. рис. 4, А), что, по-видимому, обусловлено влиянием изменений пород дайки карбонатным веществом, имеющим повышенное содержание стронция. Дайка из канавы 98 по всей совокупности образцов (см. рис. 4, Б) с учётом аликвот их силикатной фракции характеризуется датировкой 138±13 млн. лет ($n=6$), с первичным изотопным составом Sr ($I_0=0,7106±0,0007$). При исключении из расчётов двух образцов, локализованных непосредственно на контакте, Rb-Sr изохронная оценка возраста составляет 144±4 млн. лет и $I_0=0,7104±0,0001$ ($n=4$). Образец из центра дайки по двухточечной изохроне (валовая порода – силикатная фракция образца) характеризуется более древней датировкой 158 млн. лет ($I_0=0,7099$). Образцы из дайки врез 6 (см. рис. 4, Г) дают эрохрону возрастом 148±27 млн. лет и $I_0=0,7101±0,0004$ ($n=7$). Образец МТД-6-16 в контакте лежащего бока тела по

двухточечной изохроне (валовая порода – силикатная фракция) даёт более молодое значение возраста 115 млн. лет ($I_0=0,7113$). Здесь же для будины из дайки рудной зоны получена датировка 146±17 млн. лет и $I_0=0,7098±0,0012$ ($n=3$), а для образца из центра будинированной дайки по двухточечной изохроне (порода – силикатная фракция) – 156 млн. лет ($I_0=0,7086$). Для всей совокупности образцов из этой дайки, включая образцы из её будинированной части в рудной зоне, получена датировка 145±8 млн. лет ($I_0=0,7101±0,0003$, $n=10$). Близкий возраст 149±3 млн. лет ($I_0=0,7107±0,0001$, $n=7$) определён и для дайки во врезе 6. В целом точки пород изученных даек МТМ из всех участков их отбора формируют на диаграмме ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (см. рис. 4, Д) положительную зависимость эрохронного характера, которая оценивает возраст пород в 146±5 млн. лет ($I_0=0,7104±0,0001$, $n=28$). Аналогичное значение Rb-Sr возраста получено по образцам из центральных частей даек – 145±7 млн. лет ($I_0=0,7101±0,0003$, $n=9$) и несколько древнее для образцов, удалённых от центра – 150±6 млн. лет ($I_0=0,7105±0,0002$, $n=19$). Учитывая значительную степень изменения пород даек и эрохронный характер зависимостей параметров Rb-Sr системы пород, используемых для их датирования, полученные датировки, вероятнее всего, отвечают времени модификации пород даек в интервале 145–150 млн. лет. Формирование даек, возможно, имело место несколько ранее, в интервале 155–160 млн. лет. Рассчитанные значения первичного изотопного состава (I_0) в породах дайки являются относительно высокими (0,7086–0,7107) и, вероятно, обусловлены вторичным изменением пород и в большей мере за счёт их карбонатизации. Гидротермальные карбонатные прожилки в пределах развития дайкового комплекса МТМ характеризуются высокими содержаниями Sr и достаточно высокими изотопными отношениями элемента (см. табл. 3).

Физико-химические условия формирования даек. Высокая степень изменённости субщелочных метавулканитов основного состава дайкового комплекса не позволяет восстановить реальную картину условий их

3. Результаты Rb-Sr изотопных исследований базитов из дайкового комплекса Мало-Тарынского месторождения

Образцы*	Характеристика пород	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Канавка 181					
Я-6-16	Дайка	23,5469	54,3311	0,4284	0,7114
Я-7-16	Дайка	23,9517	51,7268	0,4577	0,7109
Я-8-16	Дайка	22,4125	56,8495	0,3897	0,7105
Я-9-16	Дайка	21,1063	65,1282	0,3203	0,7117
Я-10-16	Дайка	22,3616	56,9537	0,3881	0,7114
Канавка 98					
МТД-1-16	Дайка	25,6836	39,3137	0,6458	0,7122
МТД-2-16	Дайка	21,6085	64,0049	0,3337	0,7112
то же	То же, силикатная фракция	29,8101	13,3414	2,2088	0,7375
МТД-3-16	Дайка	26,3123	45,9716	0,5658	0,711
то же	То же, силикатная фракция	26,6299	11,4145	2,3062	0,7151
МТД-4-16	Дайка	27,2941	34,9765	0,7714	0,7119
МТД-5-16	Дайка	27,8625	38,7973	0,7099	0,7123
Врез 3					
МТД-6-16	Дайка	21,6256	65,5949	0,3259	0,7118
	То же, силикатная фракция	43,8843	15,6403	2,7736	0,7158
МТД-7-16	Дайка	19,7304	61,6597	0,3163	0,7097
МТД-8-16	Дайка	19,3854	73,4469	0,2609	0,7101
МТД-8-16	То же, силикатная фракция	24,9409	37,2989	0,6610	0,7124
МТД-9-16	Дайка	22,9355	76,4029	0,2967	0,7103
МТД-10-16	Дайка	24,363	51,6231	0,4665	0,7115
МТД-11-16	Дайка	24,6577	28,8118	0,846	0,7105
МТД-11-16	То же, силикатная фракция	30,8809	3,46	8,8225	0,7282
МТД-12-16	Дайка	28,5515	37,3564	0,7555	0,7125
Врез 6					
МТД-13-16	Дайка	26,6623	71,5529	0,3683	0,7117
МТД-14-16	Дайка	25,1594	56,6307	0,4392	0,7118
МТД-15-16	Дайка	26,1954	95,4388	0,2713	0,7113
МТД-15-16	То же, силикатная фракция	21,0753	21,1501	0,985	0,7124
МТД-16-16	Дайка	24,1106	62,6622	0,3803	0,7116
МТД-16-16	То же, силикатная фракция	33,9688	4,7085	7,1314	0,7259
МТД-17-16	Дайка	25,986	50,5178	0,5085	0,7121
МТ-101-16	Карбонатный прожилок, сечёт кварцевую жилу	0,0763	175,0984	0,00043	0,7114
МТ-106-16	То же, там же, с сульфидами	0,3638	250,5144	0,00144	0,7108
МТ-107-16	То же, там же	0,0737	168,8754	0,00043	0,7111
Врез 01					
МТ-81-16	Карбонатный прожилок сечёт кварц	0,0763	226,6416	0,00033	0,7116
МТ-84-16	То же, там же	0,0564	275,9953	0,0002	0,7126
МТ-92-16	Кальцитовая жила с гнездами пирита в зальбанде	0,2192	309,9214	0,0007	0,7117

Примечание. * – места отбора проб см. на рисунках 1 и 2.

кристаллизации. Учитывая, что Ti и Zr в процессе изменения пород являются относительно малоподвижными компонентами, авторы для оценки температур формирования пород использовали термометры насыщения пород титаном (рутилом) [10] и цирконом [12]. Для сравнения также был применён термометр насыщения пород апатитом [12], с помощью которого, предположи-

тельно, можно определять условия мобильности фосфора в гидротермальном процессе. Кроме того, была рассчитана фугитивность кислорода (f_{O_2}) и её значения относительно Ni-NiO буфера ($\Delta Ni-NiO$) [14]. Анализ полученных данных (табл. 4) показывает, что температура формирования пород, определённая по разным геотермометрам, несколько различна. Наиболее

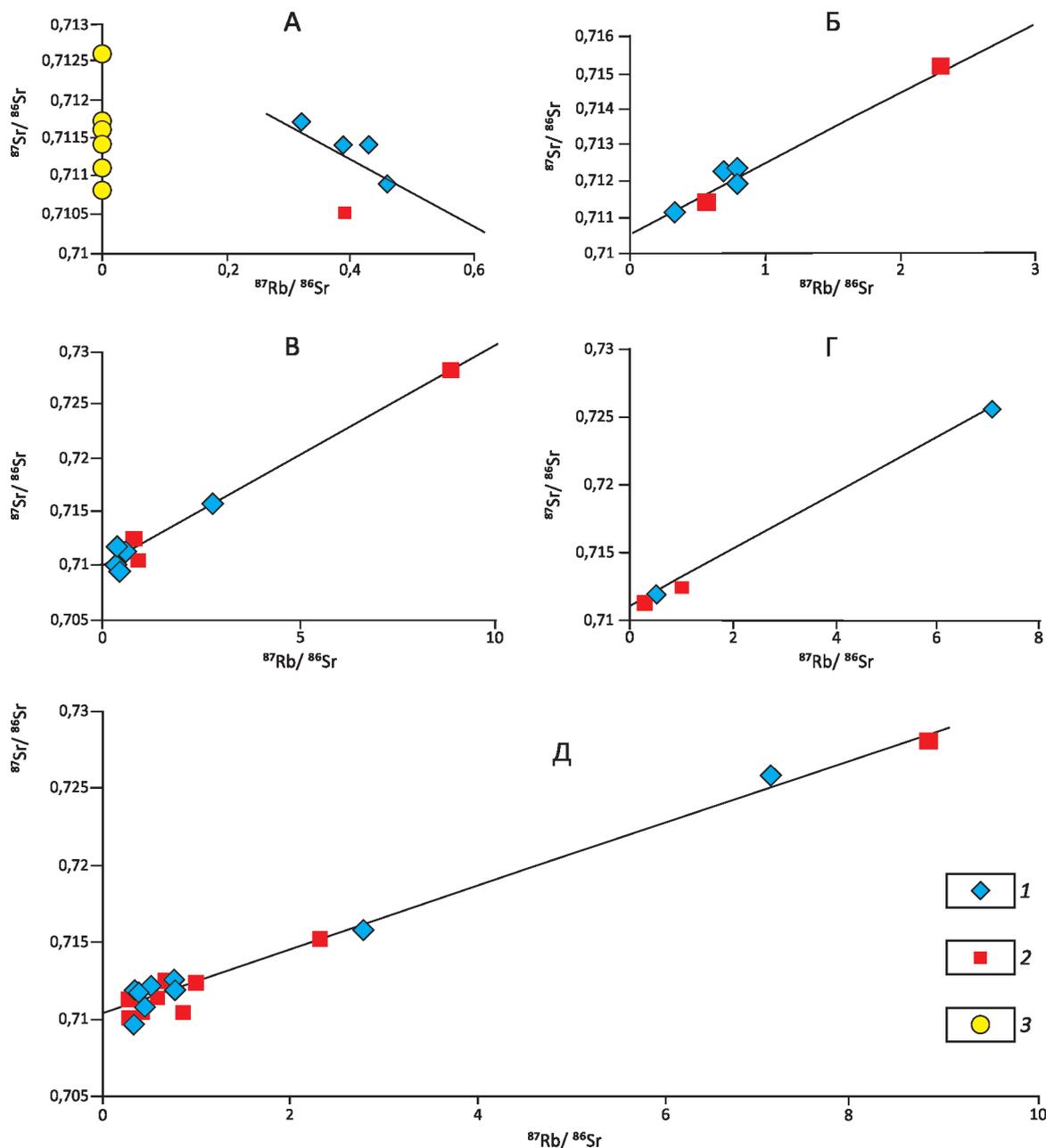


Рис. 4. Rb-Sr изохронная диаграмма для базитов дайкового комплекса Мало-Тарынского месторождения:

канавы: А – 181 и Б – 98; В – дайка и будина дайки в рудной зоне врез 3; Г – врез 6; Д – по всей совокупности пород из всех участков отбора проб: 1 – базиты, контактовая и промежуточная зоны; 2 – базиты, центр дайки; 3 – карбонат из прожилков, врез 6 и 01

высокие температуры формирования пород оценены по титановому геотермометру – 740–854°C (среднее 795±34°C, n=22), более низкие – по циркониевому геотермометру – 688–798°C (среднее 731±39°C, n=22), а температуры по апатитовому геотермометру, определённые по 7 образцам, варьируют в широких пределах от 420° до 723°C, указывая на более низкотем-

пературный характер модификации состава даек при последующих процессах.

Формирование пород изученных даек происходило при относительно варьирующих окислительных условиях ($\Delta Ni-NiO$ от 4,08 до 0,88), то есть практически в условиях магнетит-гематитового буфера. Между температурой формирования пород и величиной $\Delta Ni-NiO$

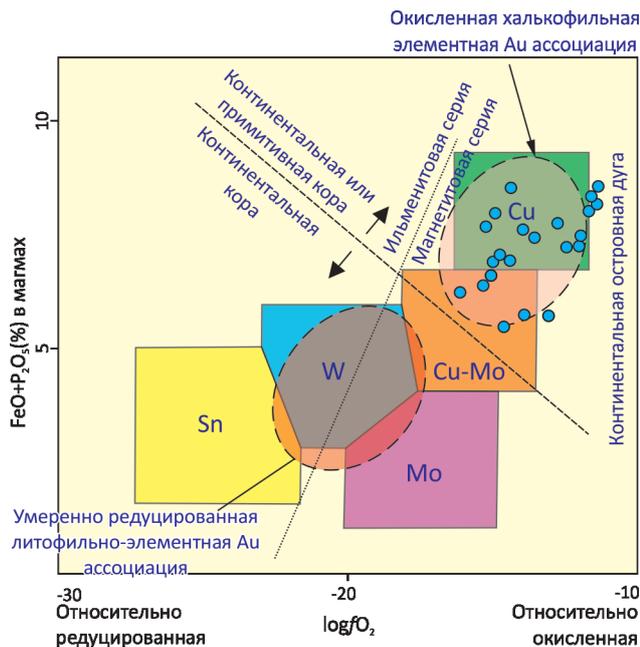


Рис. 5 Схематическая диаграмма связи между степенью фракционирования (Fe_2O_3+FeO) и окисленным состоянием магм (fO_2), ассоциирующими с различными парагенезисами металлов по работе [11] применительно к субщелочным метавулканитам основного состава Мало-Тарынского месторождения

отмечается хорошая положительная корреляция ($r=0,89, n=22$), указывающая на то, что при снижении температуры происходит относительное повышение восстановительных условий среды их становления. Согласно Д.Р.Мэйсону [13], изначально повышенный кислородный окислительный потенциал магмы (fO_2) повышает перспективу её рудоносности. Как видно на диаграмме (Fe_2O_3+FeO)– $\log fO_2$ (рис. 5), точки составов пород дайкового комплекса МТМ практически полностью лежат в поле окисленной халькофильной Au ассоциации и, несмотря на некоторую условность данной металлогенической диаграммы, это, вероятно, указывает на возможную генетическую связь золотой минерализации МТМ с изученными породами дайкового комплекса в его пределах.

В заключение следует отметить, что породы дайкового комплекса, представленные трахибазальтами, являются наиболее ранними магматическими образованиями МТМ. Их состав в результате более поздних этапов тектонической активизации и сопровождающих их рудных процессов был значительно модифицирован. Полученные Rb-Sr эрохронные датировки пород даек предполагают, что их возраст не моложе 145–150 млн. лет и вероятное время их формирования 155–160 млн. лет. Величины первичного изотопного состава Sr пород, рассчитанные с учётом их Rb-Sr возраста,

4. Температуры формирования и величины фугитивности кислорода субщелочных метавулканитов основного состава МТМ

Образцы	T_{Ti} °C	T_{Zr} °C	T_{Ap} °C	$\log(fO_2)$	$\Delta Ni-NiO$
Канавка 181					
Я-6-16	791	730	–	–13,415	2,74
Я-7-16	777	728	–	–13,627	2,58
Я-8-16	759	688	–	–15,592	1,66
Я-9-16	755	691	–	–15,002	2,16
Я-10-16	768	718	692	–14,114	2,34
Канавка 98					
МТД-1-16	840	786	722	–11,715	3,11
МТД-2-16	782	723	708	–15,210	1,21
МТД-3-16	832	772	721	–11,804	3,34
МТД-4-16	854	798	–	–10,528	4,03
МТД-5-16	851	798	–	–10,481	4,08
Врез 3					
МТД-6-16	769	688	–	–15,546	1,70
МТД-7-16	777	736	–	–13,652	2,35
МТД-8-16	775	688	–	–16,143	1,11
МТД-9-16	786	701	–	–14,877	2,02
МТД-10-16	740	705	430	–14,520	2,27
МТД-11-16	843	790	550	–10,893	3,84
МТД-12-16	854	791	–	–10,926	3,79
Врез 6					
МТД-13-16	780	692	–	–15,531	1,79
МТД-14-16	802	732	–	–13,921	2,18
МТД-15-16	769	697	–	–14,614	2,39
МТД-16-16	783	700	420	–16,042	0,88
МТД-17-16	798	742	–	–12,852	3,00

Примечание. Оценка температур и величин фугитивности кислорода произведена по химическим анализам пород; температура насыщения: T_{Ti} °C – рутилом [1], T_{Zr} °C – цирконом [7], T_{Ap} °C – апатитом [7]; $\log(fO_2)$ – значения фугитивности кислорода, рассчитанные при T_{Zr} °C и $P=100$ МПа [6], $\Delta Ni-NiO$ – то же, но относительно фугитивности Ni-NiO буфера.

имеют относительно высокие значения (0,7086–0,7107) и, по-видимому, связаны со вторичным изменением пород и в большей мере обусловлены их карбонатизацией. Температура формирования пород по Ti- и Zr-геобарометрам, рассчитанная по породе, находится в пределах 740°–854°С и 688°–798°С. Становление пород даек происходило в условиях относительно высокого окислительного потенциала кислорода ($\Delta NiO-Ni=0,88-4,08$) практически близко к условиям магнетит-гематитового буфера. Характерно, что на контакте с рудной зоной и в её пределах в породах резко увеличиваются значения K_2O/Na_2O до 24–39 и величины индекса глинозёмистости (ASI) до 1,45–1,81, что вероятно обусловлено наложением на породы даек поздних гидротермальных

и связанных с ними рудных процессов. Существует вероятность близкой генетической связи золотой минерализации МТМ с изученными породами дайкового комплекса в его пределах.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии* / А.И.Зайцев, А.Р.Энтин, Н.И.Ненашев и др. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
2. *Горячев Н.А.* Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
3. *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка / Г.Г.Казакова, А.Ф.Васькин, А.П.Кропачев и др. – С-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.+6 вкл.
4. *Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.* Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области // *Отечественная геология.* 2017. № 5. С. 80–89.
5. *Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса* / А.В.Волков, В.Н.Егоров, В.Ю.Прокофьев и др. // *Геология рудных месторождений.* 2008. Т. 50. № 4. С. 311–337.
6. *Фирсов Л.В.* Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. – Новосибирск: Наука, 1985.
7. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И.* Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // *Тихоокеанская геология.* 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.
8. *Шило Н.А.* Новый взгляд на роль даек в формировании рудных систем // *Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии.* – М.: ИГЕМ РАН. 2004. С. 25–34.
9. *Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР* / Н.А.Шило, В.И.Гончаров, А.В.Альшеевский и др. – М.: Наука, 1988.
10. *Hayden L.A., Watson E.B.* Rutile saturation in hydrous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // *Earth and Planetary Science Letters.* 2007. Vol. 258. № 3–4. P. 561–568.
11. *Intrusion-related gold deposits associated with tungsten provinces* / J.F.H.Thompson, R.H.Sillitoe, T.Baker et al. // *Mineralium Deposita.* 1999. Vol. 34. P. 323–334.
12. *Janousek V., Farrow C.M., Erban V.* Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // *Journal of Petrology.* 2006. Vol. 47. № 6. P. 1255–1259.
13. *Mason D.R.* Compositions variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the western Highlands, Papua New Guinea // *Economic Geology.* 1978. Vol. 73. Pp. 878–890.
14. *A Mossbauer study of the oxidation of Fe in silicate melts* / K.D.Jayasuriya, O, H.S.C.Neil, A.J.Berry, S.J.Cambell // *American Mineralogist.* 2004. Vol. 89. P. 1597–1609.
15. *Whitney D.L., Ewans B.W.* Abbreviations of names of rock-forming minerals // *Am. Miner.* 2010. Vol. 95. P. 185–187.

Вниманию преподавателей, аспирантов, студентов и магистрантов, изучающих структуры рудных полей и месторождений, предлагается учебное пособие



Структуры рудных полей и месторождений: пособие для лабораторных занятий / В.Ю.Фридовский, А.В.Козлов, Ю.В.Лир, И.Г.Кирьякова. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. – 128 с.

В пособии приведены сведения о складчатых, разрывных и трещинных структурах рудных полей и месторождений, рудных телах; рассмотрены основные методы, используемые при изучении строения рудных полей, месторождений и рудных тел; приведены специально подобранные задачи и примеры их решения, что позволит научить будущих геологов анализировать строение месторождений.

Петрология гранитоидов Берендейского рудного поля (Верхояно-Колымская орогенная область)

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ, А.И.ЗАЙЦЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассматривается специфика составов меловых гранитоидов Берендейского рудного поля, локализованного в юго-восточных отрогах хр. Полоусный, с ассоциированным олово-медным, олово-вольфрамовым, золото-серебряным оруденением. Показано, что становление гранитоидов происходило в тектонически активной зоне при неоднократном подновлении многочисленных тектонических нарушений. Установлено, что гранитоиды относятся к поздне-посторогенным образованиям активной континентальной окраины и близки по химическому составу гранитоидам IS-типа (гранодиорит-порфиры) и промежуточного SA-типа (гранит-порфиры), тогда как концентрация элементов-примесей в них и состав биотитов сопоставимы с таковыми мантийно-коровых гранитоидов латитового ряда или шошонитовых серий. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры геохимически специализированы на Sn, Ag, граниты и гранит-порфиры – на Ag, Au, менее на Sn, Cu, W при околочларковых содержаниях F и Li в тех и других. Оруденение приурочено к рассекающим гранитоиды минерализованным зонам дробления и в основном является постгранитоидным. Предполагается, что скачкообразный привнос F, B, Sn, Cu, As, Au в процессе метасоматоза, наложенного как на гранитоиды, так и на вмещающие породы, происходил за счёт поступления из внешнего, вероятно, глубинного источника богатых фтором и бором флюидов, которые могли как мобилизовать рудные элементы из гранитоидных очагов, так и служить дополнительными источниками рудных элементов.

Ключевые слова: гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, магмогенерация, геохимическая специализация, рудопроявления, олово, золото.

Трунилина Вера Аркадьевна
Роев Сергей Прокопьевич
Зайцев Альберт Иванович



v.a.trunilina@diamond.ysn.ru
s.p.roev@diamond.ysn.ru
a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Petrology of granitoids of the Berendey ore field (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV, A.I.ZAITSEV (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The specific composition of the Cretaceous granitoids of the Berendey ore field with associated tin-copper, tin-tungsten, and gold-silver mineralizations localized in the South-Eastern spurs of the Polousny Ridge. It is shown that granitoids formation occurred in the tectonically active zone with repeated renewal of numerous tectonic disturbances. It was found that granitoids belong to late-postorogenic formations of the active continental margin and are similar in chemical composition to IS-type (granodiorite porphyries) and intermediate SA-type (granite-porphyries) granitoids, while their concentration of impurity elements and the composition of biotites are comparable to those of mantle-crustal granitoids of the latite or shoshonite series. Granodiorites and granodiorite porphyries are geochemically specialized in Sn and Ag. Granites and granite porphyries are specialized in Ag, Au and, to a lesser extent, in Sn, Cu and W, with sub-clark concentration of F and Li in both of them. Mineralization is confined to mineralized fault zones crosscutting granitoids and is mainly postgranitoid. It is assumed that the abrupt introduction of F, B, Sn, Cu, As, and Au in the process of metasomatism, superimposed on both granitoids and host rocks, occurred due to fluorine and boron-rich fluids input from an external, probably deep source, which could both mobilize ore elements from granitoid chamber and serve as additional sources of ore elements.

Key words: granodiorite porphyries, granite porphyries, magma generation, geochemical specialization, ore, tin, gold.

Проблема связи магматизма и оруденения не теряет своей актуальности, поскольку её решение позволит целенаправленно проводить поисково-оценочные работы. Одним из наиболее дискутируемых остаётся вопрос о соотношении гранитоидного магматизма и ассоциированного оруденения – от признания прямой генетической или парагенетической связи между ними [11, 19 и др.] до признания роли гранитоидов только как проводников для глубинных рудоносных флюидов [7]. В настоящее время среди рудоносных гранитоидов большинство исследователей различают производные мантийных, коровых и корово-мантийных расплавов [8, 31, 32], при этом полигенность представляется необходимым качеством высокопродуктивных рудно-магматических систем [2]. В статье эти вопросы рассматриваются на примере Берендейского рудного поля – одного из наименее изученных на северо-востоке Якутии. Специализированные исследования магматизма рудного поля ранее не проводились, хотя Б.Л.Флёров [19] считал его наиболее перспективным на золото-медное оруденение. Имеются лишь сведения по петрографии развитых в его пределах гранитоидов [9, 15]). Здесь на небольшой площади (около 15 км²) сосредоточены многочисленные выходы даек и мелких штоков гранитоидов и более 60 рудопоявлений Sn, Au, W, Ag, Cu. Целью исследований являлось установление петрологических и геохимических особенностей магматических пород рудного поля для определения их генетической природы, потенциальной рудоносности и возможной связи с ними оруденения.

Методика работ включала изучение строения гранитоидных тел, установление соотношений между гранитоидными образованиями различного состава и рудными телами, опробование всех разновидностей магматических пород, их полный силикатный (аналитик Д.А.Кулагина) и количественный спектральный анализы (З.В.Хохрякова), микронзондовое определение составов породообразующих и акцессорных минералов на микроанализаторе Camebax-micro (С.П.Роев). Все анализы выполнены в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. Кроме того, в спектральной лаборатории Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) под руководством О.В.Зарубиной проведено определение содержаний элементов-примесей (в том числе редкоземельных элементов) методом ИСП-МС.

Геологическое строение. Берендейское рудное поле расположено в восточных отрогах хр. Полоусный в пределах Туостяхского антиклинория, вблизи зоны его сочленения с Селенняхским и Полоусным антиклинориями (рис. 1). Здесь терригенные толщи позднего триаса и ранней юры разбиты на крупные блоки тектоническими нарушениями и интродуцированы в раннем мелу серией гранитоидных массивов. По данным геологической съёмки [15], заложение разломов произошло не позднее триаса, а повторные подвижки по ним имели место как до, так и после внедрения гранито-

идов, вплоть до палеогена. Установленная в процессе геологической съёмки и подтверждённая авторами данной статьи последовательность формирования магматических пород района: диориты→амфибол-биотитовые гранодиориты и гранодиорит-порфиры→порфиroidные биотитовые граниты→мелкозернистые биотитовые и аплитовидные граниты→гранит-порфиры→сиениты. Приведённый в объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:200 000 изотопный К-Ag возраст гранодиоритов Махастырского массива, расположенного непосредственно к востоку от рудного поля и рассечённого дайками гранодиорит-порфирами, составляет 129 млн. лет, возраст сиенитов, прорывающих гранит-порфиры, – 120–108 млн. лет [15].

По данным авторов, непосредственно на площади рудного поля вскрываются мелкие штоки с площадью выхода не более 1,5 км², трещинные интрузии и дайки гранодиорит- и гранит-порфирами. Мощность трещинных тел 200–300, а даек до 15 м при протяжённости до 2 км. Их внедрение контролировалось северо-восточными и северо-западными системами разломов. Все магматические породы интенсивно изменены постмагматическими процессами и вместе с вмещающей их терригенной толщей разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, с приуроченными к ним рудными телами, среди которых А.И.Самусиным и В.В.Бояршиновым (1993) установлены медно-оловянные, олово-полиметаллические, олово-вольфрамовые и золото-редкометалльные. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, сложенными брекчиями терригенных пород и гранитоидов, преобразованных в кварц-серицитиовые, кварц-турмалин-серицитиовые метасоматиты и рассечённых кварцевыми, кварц-турмалиновыми, кварц-флюоритовыми, сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками. Мощность зон 0,5–5 м, протяжённость 300–600 м. Всего на площади рудного поля геолого-поисковыми работами выявлено более 60 рудных зон, рассекающих как вмещающие породы, так и выходы гранитоидов, то есть являющихся преимущественно постгранитоидными.

Петрография и минералогия гранитоидов. Гранодиорит-порфиры массивные, порфиroidные и гломеропорфиroidные, с количеством вкрапленников от 20 до 60%, среди которых преобладает плагиоклаз, и от мелко- до мелкозернистой аллотриоморфной или микрогранитной основной массой из серицитизированного олигоклаза или олигоклаз-андезина, актинолитизированного амфибола, хлоритизированного биотита, пелитизированного калишпата и кварца. В породах присутствуют автолиты кварц-диоритового состава, сложенные субидиоморфными зёрнами андезина, амфибола и ксеноморфными – кварца и биотита в их интерстициях. В центре штоков и мощных трещинных интрузивов породы мелкозернистые, порфиroidные и невадитовые, с гипидиоморфнозернистым, участками аллотриоморфнозернистым базисом.

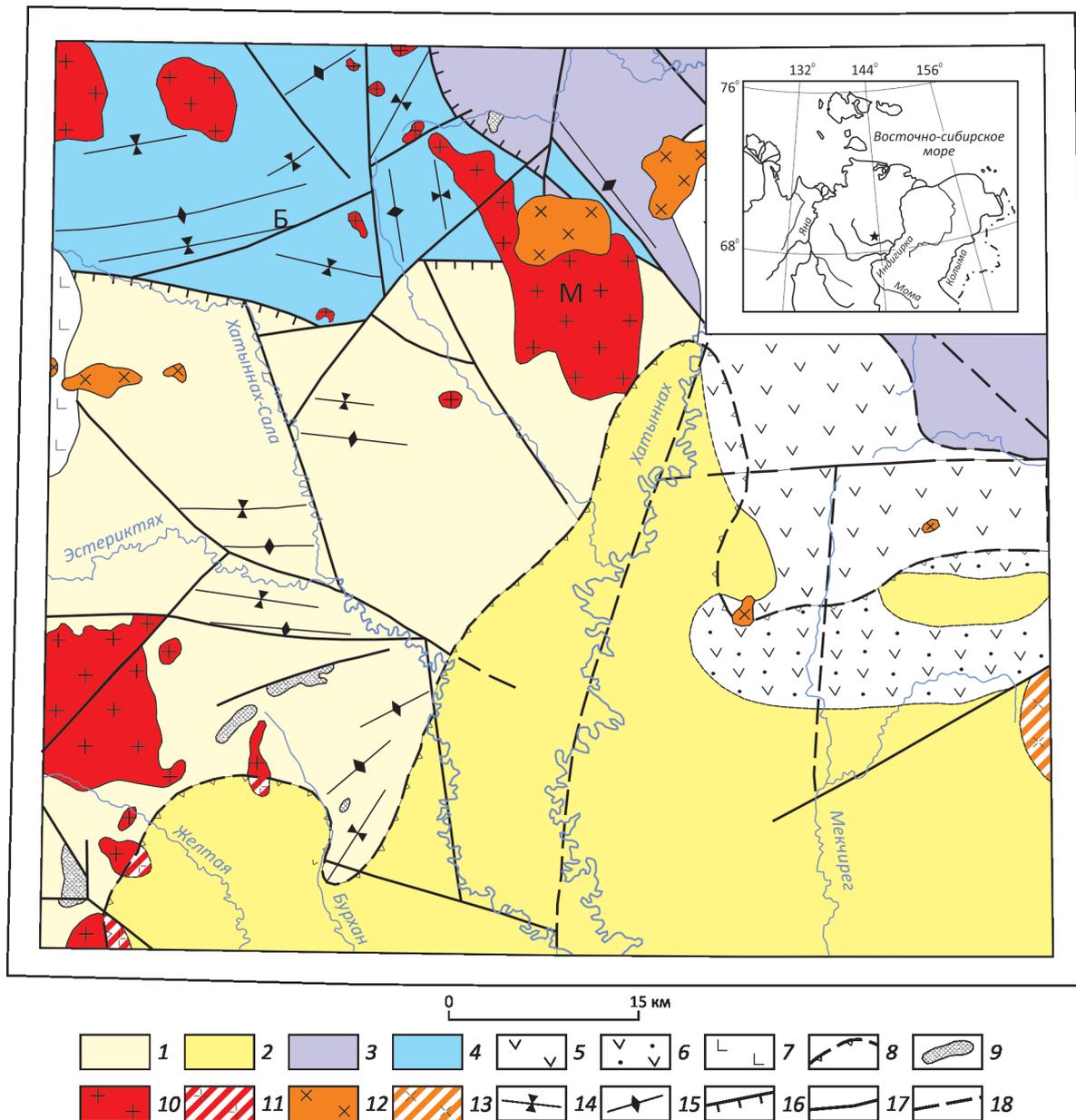


Рис. 1. Схема тектонического строения юго-восточных отрогов хр. Полоусный, по работе [15]:

палеозойский структурный ярус: 1 – Селенняхский антиклинорий, 2 – он же под покровом кайнозойских отложений, 3 – Полоусный антиклинорий; раннемезозойский структурный ярус: 4 – Туостахский антиклинорий, 5 – Хатыннахский доинверсионный вулканогенный прогиб, 6 – он же под покровом кайнозойских отложений; позднемеозойский структурный ярус: 7 – Джхатардахская постинверсионная вулканогенная впадина; кайнозойский структурный ярус: 8 – Абыйская впадина; интрузивные образования: 9 – ультраосновные и основные интрузии палеозойского структурного яруса, 10 – гранитоидные интрузии раннемезозойского структурного яруса, 11 – они же под покровом кайнозойских отложений, 12 – щелочные и субщелочные интрузии позднемеозойского структурного яруса, 13 – они же под покровом кайнозойских отложений; оси складок: 14 – синклиналей и 15 – антиклиналей; разрывные нарушения: 16 – надвиги, сбросы и сбросо-сдвиги: 17 – установленные и 18 – предполагаемые; Б – Берендейское рудное поле; М – Махастыпский массив

Плагиоклаз порфировых выделений двух генераций. Первая образует крупные (до 5–6 мм) вкрапленники, сложенные зональным андезином с интенсивно

серицитизированной периферией и корродированными ядрами андезин-лабрадора и единичными включениями зонального ортита, ильменита и апатита.

Характерны блоково угасающие пересекающиеся системы двойников, что свидетельствует о неоднократной перекристаллизации и посткристаллизационных тектонических напряжениях. Состав центральной зоны – ап 39–45%, орт 2,8–5,1%, что определяет температуру кристаллизации в 900–950°C [28]. Мелкие вкрапленники (1–2 мм) второй генерации с составом ап 35–38% полисинтетически сдвойникованы, катаклазированы.

Амфибол образует соизмеримые с плагиоклазом первой генерации призматические выделения и мелкие шпильки. Представлен паргаситом с параметрами кристаллизации $T=958^\circ\text{C}$, $P=790$ МПа (табл. 1). Интенсивно замещён Fe-акинолитом, по которому развиты псевдоморфозы карбоната и хлорита. Содержит включения рудного минерала, столбчатых зёрен апатита и циркона. Биотит вкрапленников железистый, низкоглинозёмистый, богатый галогенами ($f=62,5\text{--}64,8\%$, $al^*=18,8\text{--}19,3\%$, $Cl=0,42\text{--}1,24\%$; $F=0,6\text{--}0,69\%$) (табл. 2). Он корродирует амфибол и также насыщен включениями апатита, циркона, ильменита. Образовался при расчётной температуре 747–768°C и давлении 108–117 МПа из ненасыщенного расплава при содержании в нём воды около 4% [22], в условиях умеренной активности кислорода, повышенной H_2O , Cl и низкой F. По параметрам состава отвечает биотитам гранодиорит-гранитных ассоциаций S- или IS-типа (рис. 2, А), но по соотношениям железистости–глинозёмистости и отношений ОН/Ф – биотитам шошонитовых серий (см. рис. 2, Б). Замещён железистым хлоритом ($f=60,1\text{--}63,4\%$), практически лишённым хлора (<0,08%), но с сохраняющимся содержанием фтора до 0,62%, что предполагает предшествовавший хлоритизации сброс хлорсодержащих флюидов. Отмечены единичные идиоморфные выделения облачно погасающего кварца или сростки двух его зёрен. Все породообразующие минералы интенсивно катаклазированы, часто разбиты на фрагменты, разделённые основной массой.

В аксессуарной фракции установлены Cl-апатит (Cl до 1,6%), циркон, сфен, монацит, ортит, гранат, магнетит, марганцовистый ильменит (MnO до 5,2%), пирит и халькопирит (Bi и Ag 0,2–0,3%). Циркон зональный, со снижением величины отношений $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ от центра к периферии от 75 до 45 и по этим значениям в целом соответствует цирконам пород среднего состава [10]. Однако в ряде зёрен сохраняются реститовые ядра с величиной $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ до 93, присущей уже цирконам основных пород. Гранат представлен нижнекоровым [6] пироп-альмандином (py до 20%) и гидрогроссуляром.

Гранит-порфиры массивные, крупнопорфировые, с размером вкрапленников до 8 мм и микрографической или микроаллотриоморфнозернистой основной массой из микрозёрен пелитизированного калишпата, олигоклаз-альбита или альбита, кварца, редких чешуек биотита. В зальбандах структура иногда псевдосферолитовая. В порфировых выделениях наблюдаются кварц (преобладает), плагиоклаз, калишпат и биотит. В эндо-

контатных зонах широко развиты эруптивные брекчии, в которых обломки гранит-порфира и вмещающих пород погружены в микрофельзитовый или псевдосферолитовый базис.

Первая генерация плагиоклаза формирует плотно упакованные моноскопления короткопризматических или изометричных зёрен, интенсивно альбитизированных и серицитизированных. Вторая генерация, образующая единичные идиоморфные удлинённые таблички размерами до 3–4 мм с коррозионными ограничениями и их гломеровые скопления, представлена неотчётливо зональным олигоклазом с ядрами андезина с составом аб 60%, ап 36%, орт 4%, что соответствует температуре кристаллизации около 900°C [28]. Плагиоклаз этой генерации несёт отчётливые следы катаклаза и перекристаллизации в виде пересекающихся систем двойников и блокового погасания. Отдельные зёрна разбиты на фрагменты, между которыми проникает основная масса. Более мелкие (до 1 мм) выделения сложены олигоклазом в центре до альбит-олигоклаза в периферии. Полисинтетическое двойникование более чёткое, перекрещивающихся систем двойников не отмечено, но угасание блоковое, трещины катаклаза отчётливые с проникновением вдоль них заливов основной массы. Наблюдается обрамление зёрен интенсивно пелитизированным калишпатом.

Калишпат порфировых выделений – микропертитовый высокий ортоклаз или санидин (орт 89–95%, аб 2,8–9,9%, ап 0,2–0,5%) даёт крупные идиоморфные, неотчётливо зональные (скользящее от центра погасание) кристаллы размером 5–8 мм. Периферия зёрен густо пелитизирована. Следы катаклаза улавливаются по изгибам микропертитов. Кварц вкрапленников образует крупные (до 5–6 мм) идиоморфные кристаллы с газово-жидкими включениями и включениями мелких чешуек биотита или сростки двух таких кристаллов и более мелкие (1–2 мм) зёрна прихотливых ограничений и в обеих генерациях заметно катаклазированы.

Биотит вкрапленников первой генерации – Fe-биотит с $f=56,7\text{--}64,8\%$ (см. табл. 2) с многочисленными включениями апатита, монацита, циркона, сфена. Биотит почти полностью хлоритизирован, трещины спайности изогнуты. Уже хлоритизированные зёрна разбиты на фрагменты, разделённые основной массой. Вторая генерация вкрапленников менее интенсивно хлоритизирована и имеет варьирующий от Fe-биотита до лепидомелана состав ($f=71,7\text{--}73\%$). В отличие от биотитов гранодиорит-порфиров, содержание фтора в биотитах гранит-порфиров гораздо выше, чем хлора (0,98–1,34% и 0,34–0,67%). Обе генерации кристаллизуются из насыщенного водой расплава (H_2O 6–8%) в условиях повышенной активности воды. Активность галогенов и кислорода заметно снижается от первой ко второй генерации. По параметрам состава первая генерация близка биотитам гранитов IS-типа, вторая – биотитам шошонитовых серий или гранитов А-типа, а по

1. Составы амфиболов и пироксенов гранитоидов Берендейского рудного поля (в вес.%)

Образцы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O	Сумма	f, %	T ^{°C}	P, МПа	Минерал
ВТ146/7	Гранодиорит-порфир	44,01	2,65	12,5	0,28	13,60	0,04	10,58	12,37	1,97	0,22	0,2	0,1	2,07	101,42	42,3	958	790	Паргасит
		49,77	0,26	4,02	Не обн.	25,82	1,28	6,69	9,51	0,09	0,22			1,9	99,56	68,4			Fe-актинолит
ВТ149/1	Гранит-порфир	39,95	4,29	14,64	5,38	7,69	0,02	12,26	10,56	1,96	1,13	0,04	0,26	1,89	100,07	35,9	1013	940	Чермакит
		48,20	2,79	8,76	Не обн.	8,97	0,07	11,74	15,91	0,53	0,01	0,01	0,08	2,03	99,10	30,1	933	370	Каннилоит
ВТ151/1	Гранит-порфир	51,06	2,02	5,72	Не обн.	8,84	0,12	11,09	21,83	0,44	0,01				101,13	30,9	1113	1000	Mg-геденбергит
		43,85	4,86	12,78	0,66	11,60	0,05	11,42	12,14	1,00	1,29			1,89	100,54	35,9	1013	940	Чермакит
		48,65	0,28	1,98	1,13	24,77	1,44	6,59	10,34	0,03	0,26	0,13	0,01	1,85	97,46	68,7			Fe-актинолит

Примечание. Анализы выполнены С.П.Роевым в ИГАБМ СО РАН на рентгеновском микроанализаторе Samebaх-місто; T – температура и P – давление при кристаллизации минерала; расчёты T, P амфиболов – по [30], пироксенов – по [37].

2. Состав биотитов гранитоидов Берендейского рудного поля (в вес. %)

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O	Сумма	f, %	al, %	T ^{°C}	P, МПа	Log f			Минерал																								
																			O ₂	H ₂ O	HCl																									
ВТ146/3	36,93	5,41	13,92	2,33	21,96	0,13	7,96	0,06	0,08	8,07	0,75	0,60	1,98	100,18	62,9	19,2	747	108	-15,9	2,63	2,58	-0,72	Fe-биотит																							
																								35,48	5,84	13,19	2,35	21,50	0,08	7,95	Не обн.	0,14	8,36	1,24	0,69	2,50	99,32	62,5	18,8	763	117	-15,9	2,70	2,70	-0,71	Fe-биотит
ВТ146/7	35,68	6,25	13,52	2,00	22,07	0,01	7,27	Не обн.	0,09	8,37	0,37	0,69	2,02	98,34	64,8	19,3	768	117	-16	2,56	2,21	-0,69	Fe-биотит																							
Гранит-порфиры																																														
ВТ149/1	33,49	3,17	13,45	3,11	23,30	0,48	5,78	Не обн.	Не обн.	9,68	0,36	1,05	4,98	98,84	71,7	19,9	679	129	-16,7	2,41	1,35	-1,07	Fe-биотит																							
																								34,85	3,04	13,47	3,61	24,13	0,53	5,87	Не обн.	Не обн.	8,82	0,41	0,98	4,22	99,93	72,4	19,3	666	114	-16,9	2,68	1,56	-0,83	Лепидо-мелан
ВТ149/2	36,64	4,38	13,42	2,78	23,05	0,04	7,78	Не обн.	Не обн.	8,96	0,53	1,01	1,79	100,38	64,8	18,5	721	101	-16	2,79	2,56	-0,31	Fe-биотит																							
																								36,18	3,33	13,26	3,75	26,16	0,40	6,14	Не обн.	Не обн.	9,04	0,34	1,06	2,05	101,71	73,0	18,2	674	120	-16,9	2,83	1,95	-0,34	Лепидо-мелан
ВТ154/1	37,24	4,28	13,98	2,39	20,17	0,12	9,58	Не обн.	Не обн.	8,97	0,67	1,16	1,91	100,67	56,7	19	724	95	-15,5	2,69	2,78	-0,40	Fe-биотит																							
																								36,97	3,88	13,80	2,44	22,28	0,09	8,58	Не обн.	Не обн.	9,65	0,62	1,34	1,56	101,21	61,6	18,8	707	92	-15,9	2,66	2,67	-0,27	Fe-биотит

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе Samebaх-місто С.П.Роевым; определение T – по [34], log f_{O₂} – [18]; log f_{H₂O}, log f_{HCl}, log f_{HF} – [36].

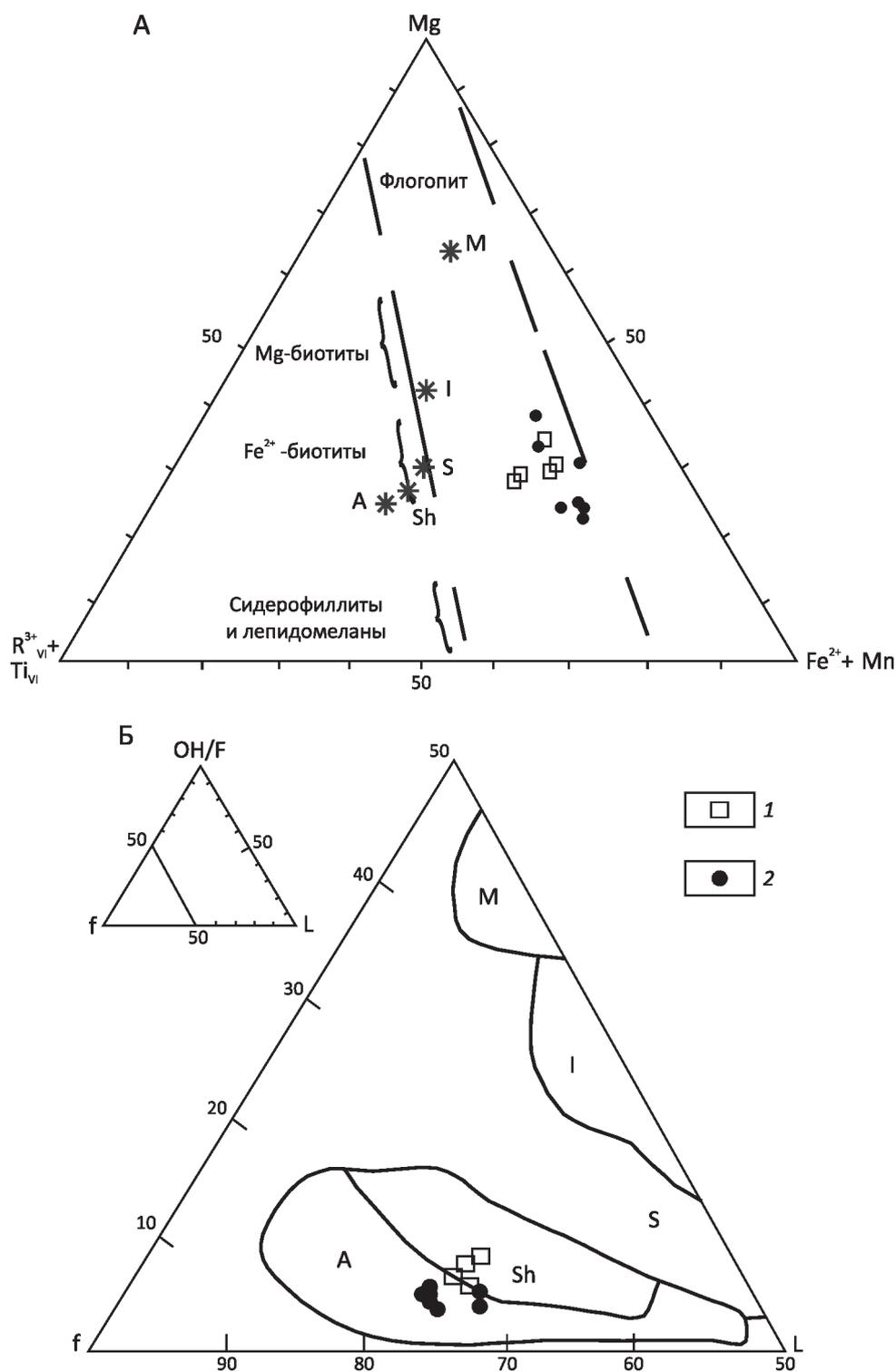


Рис. 2. Параметры составов биотитов гранитоидов рудного поля:

биотиты: 1 – гранодиорит-порфиров, 2 – гранит-порфиров; А – соотношение $R^{3+}+Ti-Mg-Fe^{2+}+Mn$ в биотитах ($R^{3+}=Fe^{3+}+Al^{3+}$); буквенные обозначения (M, I, S, A, Sh) – средние составы биотитов соответствующих петротипов [3]; Б – соотношения фтористости (OH/F), глинозёмистости (L) и железистости (f) биотитов; поля диаграммы – биотиты стандартных типов гранитоидов [32]: I – мантийно-коровые островных дуг, M – мантийные, S – коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок, SH – пост-коллизионные шошонитовые, A – анорогенных обстановок

соотношениям железистости–глинозёмистости и отношений ОН/Ф обе генерации сопоставимы с биотитами гранитов А-типа (см. рис. 2).

Амфибол и пироксен обнаружены только в протолочках в единичных зёрнах. Первый представлен магнезильным чермакитом с $f=35,9–37,3\%$, расчётной температурой кристаллизации $957–1013^\circ\text{C}$ и каннилоитом, более характерным для основных пород, пироксен – магнезиогеденбергитом с $f=30,9\%$ и $T=1133^\circ\text{C}$, также характерным для габброидов (см. табл. 1). Поэтому авторы относят эти минералы к реститовым.

В аксессуарной фракции определены апатит, циркон, ортит, магнетит, ильменит, гранат, монацит, комплекс сульфидов. Все сульфиды содержат значимую примесь рудных элементов (в %): пирротин – Ag до 0,42, W до 0,17, Sn до 0,05; пирит – Bi до 0,3, W до 0,27, Sn до 0,1; арсенопирит и лелленгит – W до 0,57% и Sn до 0,07%; халькопирит – Bi до 0,15%. Концентрации рудных элементов в сульфидах широко варьируют, то есть их повышенные значения обязаны микровключениям собственных минералов. Преобладающий Cl-apatит (Cl до 0,88%) в зональных зёрнах к периферии сменяется F-apatитом (Cl 0,1–0,2%). Магнетит характеризуется в основном низкими содержаниями примесей, лишь в одном случае установлен титаномагнетит (TiO_2 5,56% и Al_2O_3 4,75%). Ильменит марганцовистый (MnO до 6,48%). Гранат представлен верхнекоревым пиропальмандином (ру до 15%) [6] и ксеногенным альмандин-гроссуляром. Большинство зёрен циркона имеет значения отношений $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2=30–50$, обычные для цирконов гранитных или адамеллит-гранитных ассоциаций. Но здесь чаще, чем в цирконах гранодиоритов, присутствуют реликтовые ядра со значениями отношений $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ от 70 до 106 и зёрна морфотипов D и J_{3-5} , характерные для высокотемпературных цирконов производных габбро-гранитных серий [29]. Наряду с этим часты преобразованные и метамиктные цирконы с содержанием UO_3 до 14,1% и ThO_2 до 2,6%. Цирконы гранит-порфиров отличаются от таковых гранодиорит-порфиров также стабильным присутствием значимых количеств Yb_2O_3 , обычно в десятых долях процента, но в отдельных зёрнах до 10,1%.

Вдоль зон тектонических нарушений гранитоиды преобразованы в кварц-серицитовые и кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты, в которых первично-магматический облик распознаётся только по сохранившимся выделениям кварца на фоне тонко- или микрозернистого базиса. По вмещающим породам развиты кварц-биотитовые, а в экзоконтактах гранит-порфиров – кварц-биотит-турмалиновые роговики, что свидетельствует о высоком потенциале бора при кристаллизации последних.

Таким образом, петрографические особенности гранитоидов рудного поля говорят, во-первых, о многоступенчатой интрузии магмы с остановками в промежуточных очагах, где кристаллизовались порфири-

вые вкрапленники двух генераций, тогда как массовая кристаллизация имела место в приповерхностных условиях, во-вторых, о становлении гранитоидов рудного поля на фоне нестабильной тектонической обстановки.

Петрохимический состав и геохимические особенности гранитоидов. Все магматические породы рудного поля интенсивно изменены. Единичные анализы наименее изменённых пород (табл. 3) соответствуют известково-щелочной серии, при этом гранодиорит-порфиры средне- и высококальциевые, гранит-порфиры высококальциевые: $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,67$ и 1,7 для первых и 1,4 и 2,2 для вторых. Все породы железистые ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=68–69\%$ и 73–98%), гиперстен-нормативные, с преобладанием нормативного альбита в первых и близкими соотношениями нормативных альбита и ортоклаза во вторых. Содержание породообразующих оксидов и основные петрохимические коэффициенты в наименее изменённых гранодиорит-порфирах промежуточные между таковыми гранитоидов S- и I-типов, гранит-порфиров – промежуточные между S- и А-типами (см. табл. 3). Единственный анализ, приведённый в Объяснительной записке к Геологической карте масштаба 1:200 000 [15], соответствует граниту А-типа. На диаграмме Sr–Rb/Sr точки составов всех гранитоидов рудного поля локализируются вдоль тренда известково-щелочных гранитоидов активных континентальных окраин, при этом составы гранодиорит-порфиров соответствуют по этому параметру гранитам I-типа, а составы гранит-порфиров – гранитам S-типа с отклонением к А-типу (рис. 3).

Генерация материнского расплава гранодиорит-порфиров проходила при расчётном давлении [1] 900–1000 МПа в метаграувакковых субстратах ($\text{Al}/(\text{Fe}+\text{Mg})–\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0,49–1,8$ и 3,8–0,78) [24] при температурах до 919–941 $^\circ\text{C}$ [27]. Материнский расплав гранит-порфиров генерировался при давлении 500–700 МПа в метаграувакковых или метапелитовых субстратах ($\text{Al}/(\text{Fe}+\text{Mg})–\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Mg})=3,31–0,5$ и 4,8–0,37), но при более высокой температуре до 1040 $^\circ\text{C}$. Это подтверждается и определёнными для серии образцов по разным геотермометрам Ti, Zr- и REE-насыщения, рассчитанным по программе GCDkit [26], температурными интервалами кристаллизации для гранодиорит-порфиров, составлявшими 936–785 $^\circ\text{C}$, а для гранит-порфиров – 1026–813 $^\circ\text{C}$ (табл. 4).

На основе данных ИСП-МС-метода (табл. 5) для серии образцов был вычислен также лантаноидный тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов, отражающий нарушение формы спектра их нормированных по хондриту содержаний [4, 20]. В природных объектах известно 2 типа тетрад-эффекта: М (выпуклый) и W (вогнутый). Первый характерен для дифференцированных гранитоидов, второй – для морской воды и некоторых осадочных пород. Тетрад-эффект W-типа в гранитоидах может появиться при взаимодействии расплава с богатыми водой флюидами [4]. Тетрад-эффект считается значимым, когда его

3. Составы гранитоидов Берендейского рудного поля

Оксиды	BT146/3	BT146/7	BT147/4	BT149/1	93*	S**	A**	I**
SiO ₂	64,96	63,70	71,32	71,00	74,04	70,30	73,80	66,00
TiO ₂	0,57	0,53	0,54	0,56	0,22	0,48	0,26	0,45
Al ₂ O ₃	16,10	14,95	13,96	14,50	13,18	14,1	12,40	15,50
Fe ₂ O ₃	0,56	1,10	1,35	0,65	0,80	0,56	1,24	0,77
FeO	3,65	7,08	3,42	0,81	0,97	2,87	1,58	3,57
MnO	0,07	0,17	0,06	0,01	0,03			
MgO	1,02	2,04	0,74	0,01	0,35	1,42	0,20	1,68
CaO	3,65	2,30	1,18	2,61	0,70	2,03	0,75	4,15
Na ₂ O	4,00	1,77	2,51	3,09	3,49	2,41	4,07	3,01
K ₂ O	2,67	3,07	3,52	4,07	4,60	3,96	4,65	3,85
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,09	0,03	0,10			
CO ₂				1,06				
H ₂ O ⁻	0,06	0,08						
H ₂ O ⁺	1,46	2,86	1,28	1,59				
F	0,01	0,07	0,04	0,07				
Cl	0,05	0,05	0,01	0,03				
Li ₂ O	0,0056	0,011	0,005	0,0062				
Rb ₂ O	0,011	0,010	0,008	0,012				
Cs ₂ O			0,001					
S				0,03				
ППП	0,20				1,11			
Сумма	99,10	99,82	100,03	100,14	99,59			
Кoeffициенты:								
DI	89,8	79,9	90,5	97,8	93,6			
K/(K+Na)	0,30	0,53	0,48	0,46	0,46	0,52	0,43	0,46
Ca/(Na+K)	0,21	0,22	0,21	0,17	0,06	0,22	0,12	0,41
Al/(2Ca+Na+K)	1,00	1,44	1,38	1,01	1,10	1,18	>1	0,93
Fe*/(Fe*+Mg)	0,69	0,68	0,77	0,98	0,73	0,55	0,88	0,58
Параметры:								
T °C	919	919	1039	1039	998			
P, МПа	1060	990	570	680	450			

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН Д.А.Кулагиной и М.А.Слепцовой; BT – анализы авторов, 93 – по [15], ** – средние составы гранитоидов различных петротипов по [13]; определение T – по [27], P – по [1]; DI – индекс дифференциации; Fe*=Fe²⁺+Fe³⁺.

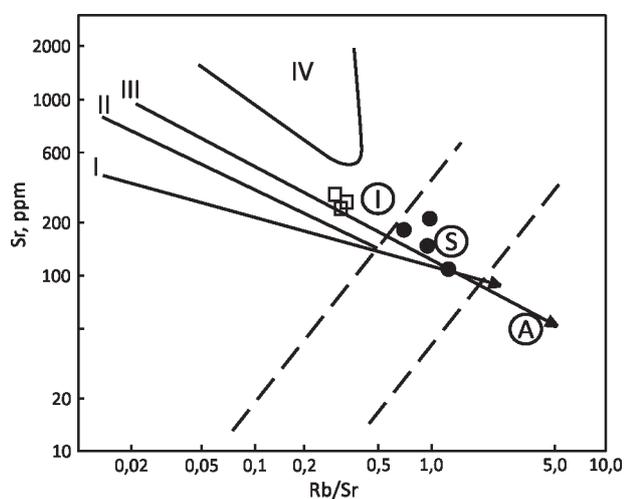


Рис. 3. Соотношение Sr–Rb/Sr в гранитоидах Берендейского рудного поля:

1 – гранодиорит-порфиры, 2 – гранит-порфиры; поля составов магмообразующих источников и тренды дифференциации типовых серий [4]: I – толеитовая островных дуг, II – известково-щелочная островных дуг, III – известково-щелочная активных окраин, IV – рифтовых зон континентов; пунктир – границы полей гранитоидов I, S, A-петротипов

4. Температуры насыщения в гранитоидах Берендейского рудного поля

Образцы	T_{Jung}	T_{Ti}	T_{Zr}	T_{REE}	T_{ap}	ASI
Гранодиорит-порфиры						
BT146/3	919	857	811	785	860	1,0
BT146/7	919	830	823		845	1,435
BT147/3	941	858	936		856	3,378
BT-154/3	925	858				3,378
Гранит-порфиры						
BT-147/4	1039	869	845	868	907	1,384
BT149/1	1039	884	819	813	804	1,019
BT150/1	1028	865	865		1026	2,846
BT154/2	1040	896	874		911	2,062
BT-154/4	1046	930			1042	0

Примечание. Температура расплава по [27]; температура насыщения рутилом (T_{Ti}), цирконием (T_{Zr}), монацитом (T_{REE}), апатитом (T_{ap}) по [26]; ASI – индекс глинозёмности гранитоидов.

суммарное значение $TE_i < 0,9$ (W-тип) и $TE_i > 1,1$ (M-тип). Если эти значения близки к 1, тетрад-эффекты отсутствуют. Наиболее часто используются результаты расчётов для первой и третьей тетрад. Для исследованных образцов вычисленные отклонения по первой и третьей тетрадам и суммарный тетрад-эффект $TE_{1,3}$ близки к 1 (табл. 6). Следовательно, гранитоиды рудного поля кристаллизовались из первичных расплавов, а интенсивное изменение пород происходило в посткристаллизационный период под воздействием внешнего, богатого флюидами источника.

По содержаниям микроэлементов гранитоиды рудного поля наиболее близки к верхнекоровым образованиям (рис. 4), отличаясь от них повышенными концентрациями Ce и тяжёлых лантаноидов, приближаясь по этим показателям к нижнекоровым породам [17]. В то же время по концентрации Ba, величине K/Rb и главного геохимического коэффициента $Fx(Li+Rb)/(Ba+Sr)$ [16] они сопоставимы с гранитоидами латитового ряда (табл. 7), которые многими исследователями рассматриваются как наиболее перспективные на комплексное оруденение и имеют мантийно-коровое происхождение [16].

6. Параметры тетрадного эффекта. По работе [21]

Образцы	Порода	Ce/Ce _i	Pr/Pr _i	TE ₁	Tb/Tb _i	Dy/Dy _i	TE ₃	TE ₁₊₃
BT146/3	Гранодиорит-порфир	0,975	1,152	1,060	1,028	0,949	0,988	1,023
BT147/4	Гранит-порфир	1,039	1,211	1,122	0,982	0,947	0,964	1,040
BT149/1	Гранит-порфир	1,023	1,200	1,107	1,020	0,944	0,981	1,042

Примечание. Ce/Ce_i, Pr/Pr_i, Tb/Tb_i, Dy/Dy_i – величины отклонений, рассчитанные по концентрациям первого и последнего членов, соответственно, первой и третьей тетрады; TE₁, TE₃ – рассчитанные эффекты первой и третьей тетрад; TE₁₊₃ – суммарный тетрад-эффект.

5. Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах Берендейского рудного поля (в г/т)

Элементы	Гранодиорит-порфир	Гранит-порфир	Гранит-порфир
	Образцы		
	BT146/3	BT147/4	BT149/1
La	44	43	49
Ce	84	89	99
Pr	70,1	74,5	82,5
Nd	35	36	40
Sm	7,15	7,3	8,2
Eu	1,3	1,0	0,92
Gd	8,3	8,3	9,1
Tb	1,22	1,2	1,25
Dy	7,45	7,3	7,55
Ho	1,47	1,36	1,47
Er	4,46	4,06	4,29
Tm	0,63	0,56	0,62
Yb	4,18	3,54	4,24
Lu	0,63	0,53	0,67

Примечание. ИСП-МС-анализ выполнен под руководством О.В.Зарубиной в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск.

Гранитоиды рудного поля интенсивно обогащены Bi, Sb, As, что присуще всем изученным гранитоидам хр. Полоусный [14] и, по мнению авторов данной статьи, обусловлено их высокими содержаниями в магмоформирующих субстратах. Кроме того, породы гранодиоритового состава геохимически специализированы на Sn, Ag, гранитного – на Ag, Au, менее – на Sn, Cu, W. Содержания F и Li в тех и других близки кларкам. Как было показано, кристаллизация пород проходила в условиях умеренных значений активности кислорода и повышенной активности воды. Но активность галогенов, основных экстрагентов золота (HCl) и олова (HF) не достигала значений в продуктивных рудно-магматических системах [23]. К сожалению, нельзя оценить активность бора, концентрация которого в гранодиорит-порфирах вдвое, а в гранит-порфирах в 6 раз

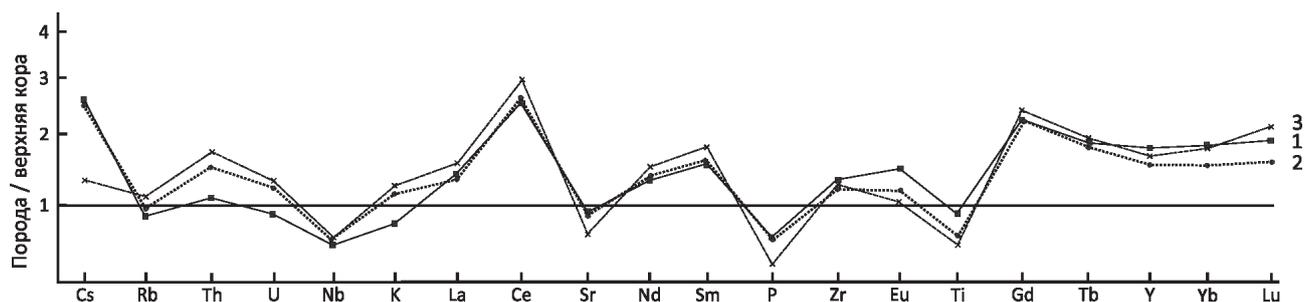


Рис. 4. Спайдер-диаграммы для магматических пород Берендейского рудного поля, нормировано по работе [17]:

1 – гранодиорит-порфиры, 2 и 3 – гранит-порфиры

7. Средние содержания элементов-примесей в гранитоидах и метасоматитах Берендейского рудного поля

Элементы	Порода				
	Гранодиориты и гранодиорит-порфиры, n=15	Граниты и гранит-порфиры, n=17	Метасоматиты n=12	Граниты известково-щелочного ряда*	Граниты латитового ряда*
F	400 (0,7)	400 (0,5)	6000	800	800
Li	37 (14)	28 (0,8)	58	50	21
Rb	97 (0,8)	103 (0,6)	80	175	125
B	27 (2,2)	75 (6)	240		
Sn	9,4 (4,9)	7 (2,3)	1160	6	5
W	3 (1,9)	7,6 (2,1)	15		
Mo	1,1 (1,1)	1,2 (0,8)	1,2		
Nb	13 (0,6)	14 (0,7)	23		
Ta	2,1 (0,8)	1,2 (0,6)			
As	73 (40,6)	29 (18,1)	5400		
Cu	28 (1)	36 (3,6)	1820		
Zn	167 (2,8)	91 (2,3)	150	51	70
Pb	19 (1,3)	26 (1,4)	40	27	23
Sb	5 (25)	8,9 (44,5)	33		
Bi	1,5 (150)	5 (500)	110		
Ag	0,38 (6,8)	1,8 (47,4)	1,9		
Au, мг/т	2 (0,7)	12 (4,4)	1610		
Ba	1722 (3,1)	1388 (1,9)		830	1700
Sr	295 (0,7)	149 (1)		330	700
Hf	7,1 (2,8)	7,3 (1,9)			
Th	12 (1,2)	16 (0,9)			
U	2,5 (0,9)	3,7 (0,9)			
Cr	23,5 (1,1)	16 (2,9)	39		
V	36 (0,4)	25 (0,7)	39		
Ni	20 (1,2)	14,5 (4,2)	17		
Co	9,1 (1,2)	3,6 (3,6)	7		
Y	35 (1)	29 (0,6)	51		
K/Rb	263	324		190	280
F x (Li+Rb)/(Sr+Ba)	26,6	28,9		155	50

Примечание. В скобках – кларк концентрации по [12]; * – по [13].

превышает кларк. Однако, судя по интенсивному развитию процессов турмалинизации в экзоконтактовых роговиках, она была значительной.

В метасоматитах скачкообразно возрастают концентрации летучих (F и B) и рудных элементов (Sn, Cu, As, Au), вплоть до промышленных содержаний (табл. 7). По данным геолого-поисковых работ и результатам проведенного штучного опробования, максимальное содержание Au – 5–7 г/т, Sn – 1%. Этот интенсивный привнос, учитывая низкие содержание и активность фтора при кристаллизации магматических пород рудного поля, вряд ли мог происходить из кристаллизующегося гранитоидного расплава, что заставляет предполагать внешний, вероятно, глубинный источник летучих компонентов. Что касается рудных элементов, они могли быть мобилизованы этими растворами из гранитоидных очагов, а могли и служить дополнительными источниками этих элементов, как это показано для Депутатского рудного поля [14].

В заключение отметим следующее. Размещение гранитоидов и оруденения Берендейского рудного поля контролируется долгоживущей системой тектонических нарушений, неоднократно подновлявшихся как в до-, так и в поздне- и постгранитоидный периоды. Особенности химического состава позволяют отнести гранодиорит-порфиры и гранодиориты к IS-типу, более поздние гранит-порфиры и граниты – к промежуточному между S- и A-типу (см. таблицы 3 и 7), имеющим преимущественно коровое происхождение. В то же время по концентрации Ba, отношению K/Rb, величине главного геохимического коэффициента те и другие сопоставимы с гранитоидами латитового ряда, формирование которых происходит при мантийно-коровом взаимодействии [16]. Специфичны для коровых образований и рассмотренные выше составы биотитов, соответствующих по соотношениям железистости–глинозёмистости и величине OH/F биотитам производных шошонитовых серий или гранитов A-типа, также имеющих мантийно-коровое происхождение. Это позволяет предположить, что формирование материнских расплавов в коровых субстратах происходило при взаимодействии с основными расплавами, на что также указывают состав реститовых ядер цирконов, обнаружение в гранит-порфирах реликтов магнезиогеденбергита и каннилоита. Генерация гранодиоритового расплава имела место при давлении 900–1000 МПа, более позднего гранитного – 500–700 МПа. При этом последний, несмотря на формирование в более высоких горизонтах коры, имел более высокую температуру, что возможно только при поступлении дополнительного тепла на уровень магмогенерации. Предполагается, что оно происходило за счёт внедрения на уровень коры основного мантийного расплава. Следовательно, территория рудного поля, по сути, представляет проекцию долгоживущей горячей точки, результатом чего является двойственная специфика составов

гранитоидов, рост температур при генерации гранитоидного расплава, интенсивный поток рудоносных флюидов.

Породы гранодиоритового состава геохимически специализированы на Sn, Ag, гранитного – на Ag, Au, менее на Sn, Cu, W при околокларковых содержаниях F и Li в тех и других. В принципе, с учётом сравнительно высокой активности воды и высокой водонасыщенности и значительно превосходящих кларк концентраций бора в процессе эволюции гранитного расплава могли быть сформированы комплексные (Au, Ag, Sn, Cu) рудопроявления с турмалиновыми парагенезисами, но низкая активность галогенов препятствовала образованию на этом этапе масштабного оруденения. В развитых по гранитоидам метасоматитах и вдоль зон тектонических нарушений, рассекающих как гранитоиды, так и терригенные породы, установлен интенсивный привнос F, B, Sn, Cu, As, Au (см. табл. 7). С учётом околокларковых содержаний фтора в гранитоидах приходится предполагать внешний, скорее всего, глубинный источник богатых фтором и бором флюидов, которые могли как мобилизовать рудные элементы из гранитоидных очагов, так и служить их дополнительными источниками. Следовательно, в данном случае основное оруденение рудного поля является постгранитоидным и обязано локализации поля в пределах зоны воздействия горячей точки (или мантийного диапиризма).

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
2. *Гоневчук В.Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. – Владивосток: Дальнаука, 2002.
3. *Гусев А.И.* Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // *Успехи современного естествознания.* 2009. № 4. С. 54–57.
4. *Гусев А.И., Гусев А.А.* Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов // *Успехи современного естествознания.* 2011. № 5. С. 45–49.
5. *Даценко В.М.* Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // *Мат-лы Второго Всероссийского петрографического совещания.* Т. 2. – Сыктывкар, 2000. С. 270–274.
6. *Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г.* Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // *ДАН СССР.* 1979. Т. 246. № 1. С. 208–211.
7. *Ефремов С.В.* Редкометалльные гранитоиды Чукотки: геохимия, источники вещества, модели образования // *Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук.* – Иркутск, 2012.
8. *Ефремов С.В., Козлов В.Д.* Ультракалийевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // *Геология и Геофизика.* 2007. Т. 48. № 2. С. 283–286.

9. *Иванов М.С.* Петрография даек рудного поля Берендей (Северо-Восток Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы VIII Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: СВФУ, 2018. Т. II. С. 75–78.
10. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы горных пород. – М.: Недра, 1979.
11. *Некрасов И.Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотский складчатой области. – М.: Наука, 1966.
12. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990.
13. *Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В.М.Ненахов, В.В.Иванников, Л.В.Кузнецов, Ю.Н.Стрик.* – М.: Роскомнедра, 1992.
14. *Петрогенетические особенности магматических пород Депутатского рудного поля / В.А.Трунилина, А.И.Зайцев, Ю.С.Орлов, А.И.Иванов // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 34–41.*
15. *Самусин А.И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXIX-XXX. Объяснительная записка. – М., 1979.
16. *Таусон Л.В.* Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МГК. Т. 9: Петрология. – М.: Наука, 1984. С. 221–228.
17. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988.
18. *Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
19. *Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1976.
20. *Ясныгина Т.А., Рассказов С.В.* Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах окинской зоны Восточного Саяна // Геохимия. 2008. № 8. С. 877–889.
21. *Boynnton W. V.* Cosmochemistry of the rare earth elements. Meteorite studies // Rare Earth element geochemistry. Development in geochemistry. – Amsterdam: Elsevier. 1984. Vol. 2. P. 63–114.
22. *Brown G.G.* A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. P. 13–22.
23. *Foerster H.J.* Halogen Fugicities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data. // Z. geol. Wissenschaft. 1990. Vol.18. P. 255–266.
24. *Gerdes A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J.Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 577–587.
25. *Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implication for geothermometry and Ti-substitution mechanismus // Amer. Miner. 2005. Vol. 90. P. 316–328.
26. *Janoušek V., Farrow C. M., Erban V.* Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. P. 1255–1259.
27. *Jung S., Pfander J.A.* Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // European Journal of Mineralogy. 2007. № 1. P. 5–40.
28. *Parsons J., Brown W.* Calometric and phase-diagram approaches to two-feldspat geothermometry: a critique // Amer. Mineral. 1985. Vol. 70. № 3–4. P. 356–361.
29. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology //Contrib. to Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207–220.
30. *Rudilfi R., Renzulli A.* Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2,2 Gpa // Contrib. Miner. Petrol. 2012. Vol. 163. P. 877–895.
31. *Shcheglov A.D.* Tin deposits and the mantle // Global Tectonics and Metallogeny. 1991. Vol. 4. №. 1–2. P. 69–74.
32. *Tischendorf G., Palchen W.* Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. Berlin, 1985. Bd. 13. Hf. 5. S. 615–627.
33. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma type // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 64. P. 295–304.
34. *Uchida E., Endo S., Makino M.* Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits // Resource Geology. 2007. Vol. 57. № 1. P. 47–56.
35. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London, 1989.
36. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. P. 1228–1272.
37. *Yavuz F.* Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry // American Mineral. 2013. Vol. 98. P. 1338–1359.

Биостратиграфия ассельско-сакмарских отложений верховьев р. Соболах-Маян Орулганского хребта

Р.В.КУТЫГИН, В.И.МАКОШИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),
И.В.БУДНИКОВ, Л.Г.ПЕРЕГОЕДОВ (Акционерное общество «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья» (АО «СНИИГГиМС»); 630091, г. Новосибирск, Красный пр., д. 67)

Территория верховьев р. Соболах-Маян – стратотипическая местность для ряда верхнепалеозойских свит Орулганского хребта. Однако объёмы, границы и возраст отдельных стратонов остаются дискуссионными, что объясняется их недостаточной изученностью из-за труднодоступности региона. Монографическое изучение новых коллекций брахиопод, собранных в трёх разрезах междуречья Эмехсин и Отой-Суох, позволило серьёзно изменить представления о биостратиграфическом делении пограничных каменноугольно-пермских отложений Южного Орулгана. В изученных разрезах выявлена зональная последовательность ассельско-сакмарских брахиопод, ранее установленная в Западном Верхоянье и на северо-западе Хараулахского хребта. Мегенская свита соответствует зоне *verkhoyanicus* со слоями с *lenensis* в верхней части. В нижней и средней частях эчийской свиты наблюдается вертикальная последовательность зон *insignis*, *terechovi* и *rugosus*. По присутствию видов *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks) и *J. lenensis* Makoshin мегенская свита рассматривается как возрастной аналог хорокытской свиты Западного Верхоянья и относится к хорокытскому горизонту нижней перми.

Ключевые слова: Южный Орулган, халданская свита, мегенская свита, эчийская свита, хорокытский горизонт, брахиоподы, *Jakutoproductus*.

Кутыгин Руслан Владимирович
Макошин Виктор Игоревич
Будников Игорь Васильевич
Перегоедов Леонид Григорьевич



rkytygin@mail.ru
makoshin_89@mail.ru
budnikov@sniiggims.ru
plg@sniiggims.ru

Biostratigraphy of Asselian-Sakmarian deposits of the upper reaches Sobolokh-Mayan River of the Orulgan Range

R.V.KUTYGIN, V.I.MAKOSHIN (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences),
I.V.BUDNIKOV, L.G.PEREGOEDOV (Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Minerals)

The territory of the upper reaches of the Sobolokh-Mayan River is a type region for the number Upper Paleozoic formations in the Orulgan Range. However, the volumes, boundaries and age of some hard-to-reach stratigraphic units is debatable. The monographic study of the new collections of brachiopods from three sections of the interfluvium of the Emekhsin and the Otoy-Suokh Rivers allowed changing the idea of the biostratigraphic division of the boundary Carboniferous-Permian deposits of the Southern Orulgan Region. The zonal sequence of the Asselian-Sakmarian brachiopods, previously established in the Western Verkhoyansk Region and in the northwest of the Kharaulakh ridge, has been revealed in the studied sections. The Megen Formation corresponds to the Verkhoyanicus Zone with the Lenensis Beds at the top. In the lower and middle parts of the Echij Formation there is a sequence of Insignis, Terechovi and Rugosus Zones. Due to the presence of *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks) and *J. lenensis* Makoshin, the Megen Formation is regarded as an age analogue of the Khorokyt Formation of the Western Verkhoyansk Region and refers to the Khorokytian Horizon (Regional Stage) of the Lower Permian.

Key words: Southern Orulgan Region, Khaldan Formation, Megen Formation, Echij Formation, Khorokytian Horizon, brachiopods, *Jakutoproductus*.

Территория верховьев р. Соболах-Маян стала ключевым районом для стратиграфии верхнего палеозоя Орулганского хребта после выполненного Л.А.Мусалитиным в 1959 г. перехода на лошадах из села Джаргалах (бассейн р. Бытантай) до слияния рек Собопол и Куоланда с проведением послойного изучения разрезов. Продвигаясь по восточному крылу Орулганского антиклинория в сторону его осевой части, Л.А.Мусалитин последовательно изучил толщи терригенных пород от более молодых к древним. При этом выявлялись стратоны, ранее установленные на восточном склоне Орулганского хребта [15]: эндыбальская (с многочисленными остатками иноцерамоподобных двустворок), эчийская (литолого-стратиграфический маркер, характеризующийся преимущественно алевролитовым строением) и кыгылтасская (с обильными ракушками брахиопод рода *Jakutoproductus*) свиты. В нижней части последней был обнаружен комплекс беспозвоночных, нехарактерный для кыгылтасской свиты, ранее описанной Л.А.Мусалитиным в басс. р. Бытантай [15]. Этим необычным комплексом было обосновано выделение нового подразделения – халданской свиты (рис. 1), что привело к существенному сокращению мощности кыгылтасской свиты по сравнению с бытантайскими разрезами [17]. По мнению авторов данной публикации, используя схему Н.П.Хераскова [25], разработанную в западно-верхоянских разрезах, за кыгылтасскую свиту Л.А.Мусалитин принимал стратиграфическое тело, имеющее другой (более молодой) возраст, что будет рассмотрено ниже. В период проведения среднемасштабной геологической съёмки в верховьях р. Соболах-Маян, Р.В.Соломина [21] для «кыгылтасской свиты» Л.А.Мусалитина предложила новое наименование – мегенская свита. Халданская свита была отнесена к верхнему карбону, а мегенская – к основанию перми [17]. Исследователи [5] предложили выделять эти две свиты и в Западном Верхоянье, но такое предложение специалистами не было принято [2, 4].

Если отнесение халданской и эчийской свит, соответственно, к карбону и перми не оспаривается [1, 19, 26], то определение возраста промежуточной мегенской свиты остаётся предметом дискуссий. Длительное время подошва мегенской свиты сопоставлялась с каменноугольно-пермской границей на основании появления первых представителей брахиопод вида *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks) [17]. Выполнив ревизию палеонтологического материала из Орулганского хребта, в нижней части мегенской свиты Р.В.Соломина [22] определила вид *Jakutoproductus protoverkhoyanicus* Kaschirzew, тогда как *J. verkhoyanicus* был установлен лишь в верхней части эчийской свиты. Это послужило основанием для сопоставления мегенской свиты с «криволучинской», хорокытской и низами эчийской свит [23]. Итогом стало выделение в объёме мегенской свиты одноимённого горизонта [24], которому соответствовала биостратиграфическая зона

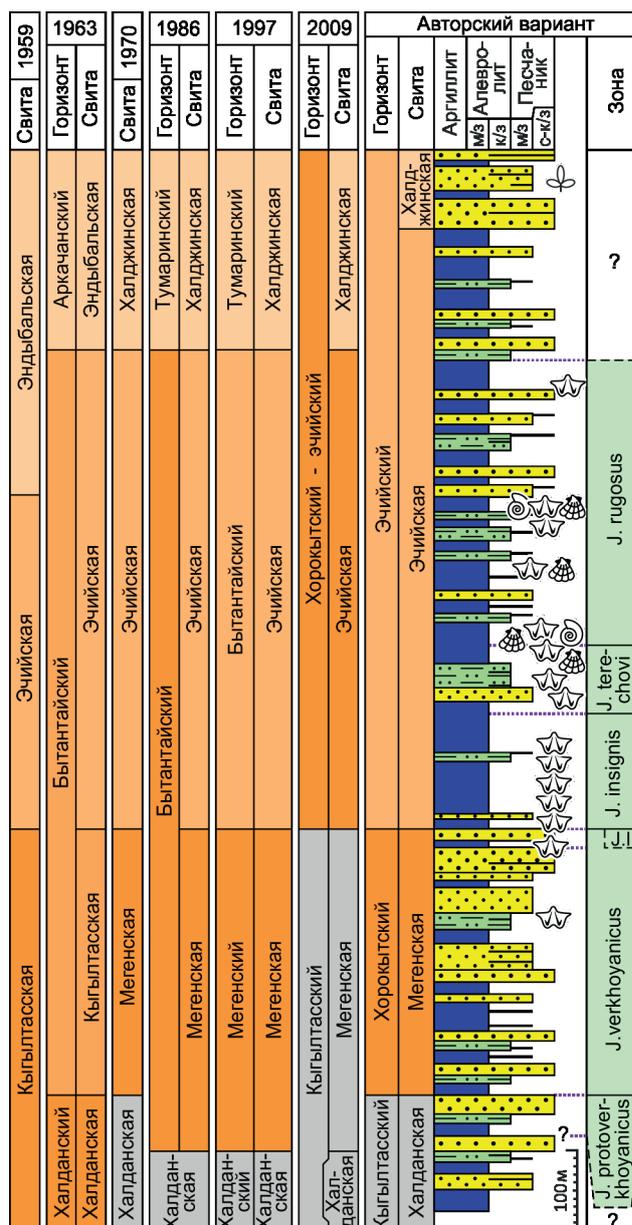


Рис. 1. История взглядов на литостратиграфическое деление нижней части перми в верховьях р. Соболах-Маян:

отчёты: 1959 – Л.А.Мусалитина о стратиграфических работах Собопольской партии за 1958 г. и 1963 – Л.А.Мусалитина о работе Собопольской стратиграфической партии за 1962 г.; 1970 – материалы Л.А.Мусалитина и Р.В.Соломиной [17]; 1986 – отчёт Р.В.Соломиной; 1997 – материалы Р.В.Соломиной [24]; 2009 – региональные стратиграфические схемы карбона и перми Верхояно-Охотского региона [19]; J.I. – J. lenensis; см. услов. обозн. к рис. 2

Jakutoproductus protoverkhoyanicus. В эчийском горизонте предлагалось выделять зоны *Jakutoproductus crassus* и *Jakutoproductus verkhoyanicus* [24]. Исходя

из такого биостратиграфического деления, мегенская свита уверенно сопоставлялась с верхней частью кыгылтасской свиты Западного Верхоянья [20]. В настоящее время зону *protoverkhoyanicus* принято относить к верхней части каменноугольной системы [19], что послужило основанием для проведения границы карбона и перми в Южном Орулгане в подошве эчийской свиты. В таком случае эчийскую свиту следует рассматривать в качестве возрастного аналога хорокытской свиты, которая в Западном Верхоянье залегает непосредственно под эчийской, что серьёзно усложняет представления о стратиграфической корреляции пограничных каменноугольно-пермских отложений двух соседних регионов – Южного Орулгана и Западного Верхоянья. Анализируя отчётные и опубликованные материалы Л.А.Мусалитина и Р.В.Соломиной, касающиеся ассельско-сакмарских отложений верховьев р. Соболах-Маян, авторы данной статьи столкнулись с той же проблемой, что и при изучении каменноугольных разрезов [9]. В разные годы исследователи приводили различную интерпретацию строения одних и тех же разрезов, вероятно, обусловленную эволюцией взглядов на реконструкцию последовательности слоёв, смятых в складки.

Для уточнения биостратиграфического деления нижней части перми Орулганского хребта и корреляции с типовыми разрезами хорокытского и эчийского горизонтов, расположенных в Западном Верхоянье, авторы настоящей статьи в 2014 г. провели палеонтологическое стратиграфическое изучение трёх разрезов, расположенных в междуречье Эмехсин и Отой-Суох (рис. 2) верховьев р. Соболах-Маян. Эти разрезы характеризуются ненарушенным моноклинальным залеганием, что является их важным достоинством.

Взаимоотношение мегенской свиты с подстилающей халданской остаётся дискуссионным. Обе свиты характеризуются ритмичным переслаиванием алевролитов и песчаников. Изучив эту ритмичность, Л.А.Мусалитин (отчётные материалы 1959 и 1963 гг.) расчленил свиты на ряд трансгрессивно-регрессивных ритмопачек, каждая из которых в нижней части имеет преимущественно алевролитовый состав, а в верхней – песчаный. По Л.А.Мусалитину, халданская свита состоит из шести ритмопачек (мощностью 40–80 м и более), а мегенская представлена десятью, обладающими меньшими мощностями (15–30, реже до 40 м). Эти ритмопачки были прослежены Л.А.Мусалитиным по всему пересечению Орулганского антиклинория, что свидетельствует о высоком корреляционном потенциале мелких ритмостратиграфических подразделений рассматриваемого интервала.

Согласно приведённому Л.А.Мусалитиным описанию стратотипического разреза в бассейне р. Халдан [16, с. 74–75], верхняя граница халданской свиты первоначально проводилась в кровле наиболее мощной (35 м) пачки песчаников, включающей слойки алевролитов с отпечатками брахиопод «*Linoproductus*»

achunovensis (Stepanov) и «*Jakutoproductus*» *cheraskovi* (Kaschirzew) (определения Р.В.Соломиной, обр. 414^В). В разрезе Мрачный эта граница соответствует кровле слоя 22 (см. рис. 2). Однако в итоговой работе Л.А.Мусалитина и Р.В.Соломиной [17] логичность ритмостратиграфических построений была нарушена. Граница между халданской и мегенской свитами стала проводиться в подошве вышеуказанной 35-метровой пачки песчаников, то есть внутри верхней ритмопачки халданской свиты. Переход от алевролитов к песчаникам в большинстве ритмопачек халданской свиты обычно плавный, поэтому подошва песчанистой части нечёткая, тогда как кровля резкая. В связи с этим целесообразно вернуться к первоначальному пониманию разграничения халданской и мегенской свит в кровле мощной пачки песчаников [16], что хорошо согласуется с трансгрессивно-регрессивным строением верхнекаменноугольных отложений, которые в верховьях р. Соболах-Маян начинаются с наиболее мористых слоёв суорганской свиты, содержащих фауну аммоидей рода *Eoshumardites*, и завершаются континентально-прибрежной частью халданской свиты, содержащей флороносные слои пойменного происхождения.

В халданской свите междуречья Эмехсин и Отой-Суох органические остатки не были обнаружены. В западных разрезах (бассейн р. Халдан) свита охарактеризована флорой (*Angaropteridium* и «*Noeggerathiopsis*»), а также брахиоподами «*Linoproductus*» *achunovensis* (Stepanov) и «*Jakutoproductus*» *cheraskovi* Kaschirzew [17]. Наиболее богатый комплекс беспозвоночных устанавливается в восточных разрезах, в особенности на р. Оттуктах и её правом притоке р. Учагын-Барбачин. В биостратиграфическом отношении важным отличием халданской свиты от перекрывающей мегенской является отсутствие брахиопод из группы *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks). В стратотипе зоны *protoverkhoyanicus*, расположенном на р. Мастах, вид-индекс встречен в алевролитах нижней части мегенской свиты (в понимании Р.В.Соломиной). Выше этих алевролитов залегает наиболее мощная пачка песчаников переходного халданско-мегенского интервала. Границу между халданской и мегенской свитами авторы настоящей статьи проводят в кровле этой мощной пачки песчаников. В таком случае интервал распространения вида *Jakutoproductus protoverkhoyanicus* Kaschirzew и одноимённой биостратиграфической зоны приходится на верхнюю часть халданской свиты. Из мегенской свиты (в понимании авторов статьи) разреза Мастах Р.В.Соломиной определялись брахиоподы «*Jakutoproductus parenensis*», для которых требуются отдельные палеонтологические исследования. В частности, описанные Б.С.Абрамовым и А.Д.Григорьевой [2] брахиоподы *J. «parenensis»* из нижней части перми Западного и Южного Верхоянья обладают признаками, свойственными для *J. verkhoyanicus*, а не пареньского вида.

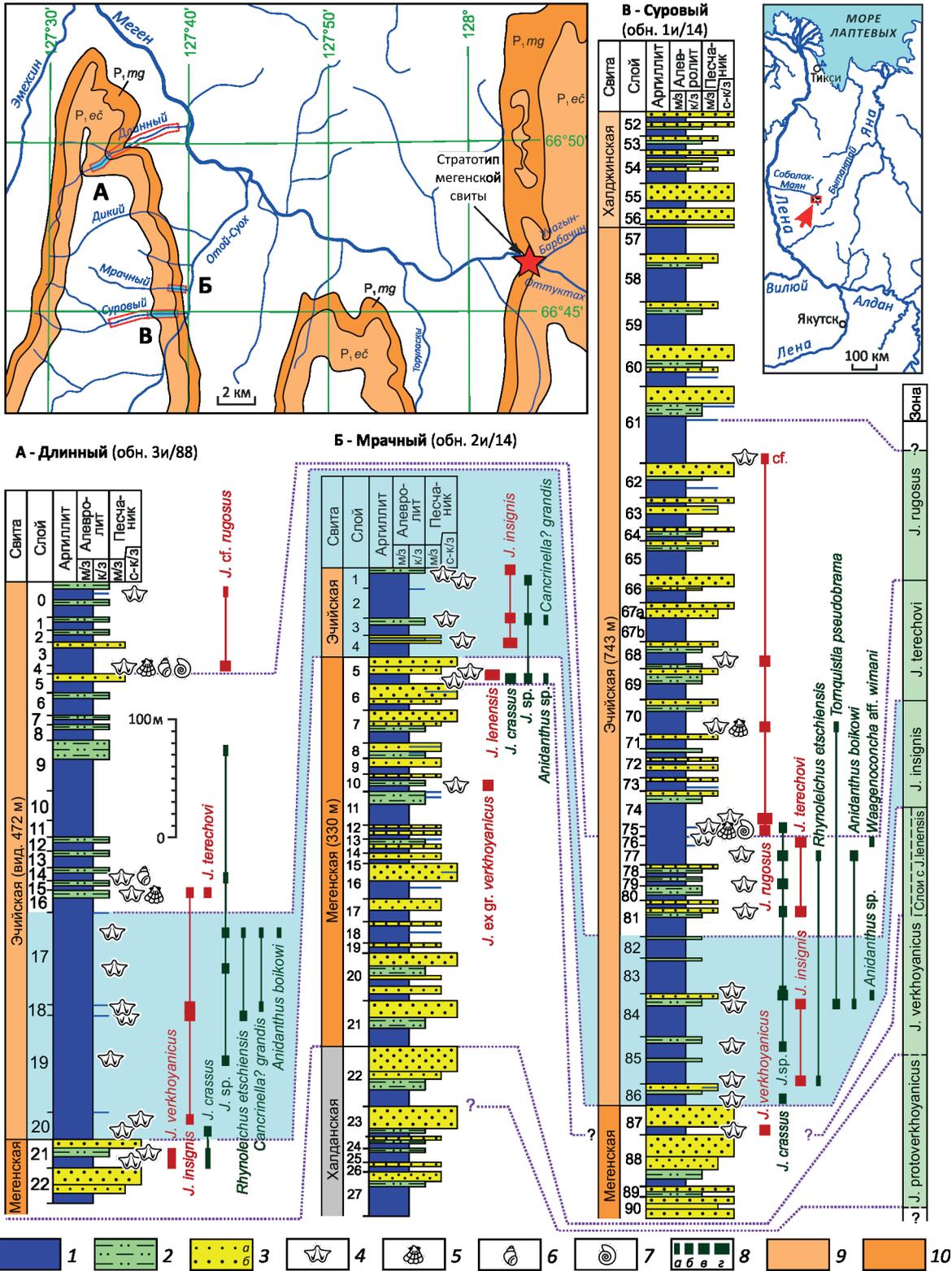


Рис. 2. Корреляция опорных разрезов ассельско-сакмарских отложений междуречья Эмехсин и Отой-Суох по брахиоподам:

алевролиты: 1 – мелкозернистые, 2 – крупнозернистые; 3 – песчаники: а – мелкозернистые, б – средне- и крупнозернистые; 4 – брахиоподы; 5 – двустворчатые моллюски; 6 – гастроподы; 7 – аммоноидеи; 8 – число экземпляров в коллекции: а – единицы, б – до 10, в – первые десятки, г – более пятидесяти; свиты: 9 – эчийская и 10 – мегенская; *J.* – *Jakutoproductus*

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Зона, слои	Брахиоподы рода <i>Jakutoproductus</i>	
П Е Р М С К А Я	П р и у р а л ь с к и й	Ассельский - сакмарский	Э ч и й с к и й	Э ч и й с к а я	J. rugosus		
					J. terechovi		
					J. insignis		
					Слой с <i>J. lenensis</i>		
					<i>J. verkhoynicus</i>		

Рис. 3. Зональная последовательность брахиопод рода *Jakutoproductus* в ассельско-сакмарских отложениях междуречья Эмехсин и Отой-Суох:

брюшные створки: А, Б – *J. verkhoynicus* (Fredericks): А – ИГАБМ № 202/330-3, Б – ИГАБМ № 202/330-10; разрез Суровый, сл. 87, обр. 1и/14-87(3686); В – *J. crassus* Kaschirzew, ИГАБМ № 202/353-17, разрез Мрачный, сл. 5, обр. 2и/14-5(131); Г – *J. lenensis* Makoshin: ИГАБМ № 202/354-150, разрез Мрачный, сл. 5, обр. 2и/14-5(128); Д, Е – *J. insignis* Abramov et Grigorjeva: Д – ИГАБМ № 202/332-11, разрез Суровый, сл. 85, обр. 1и/14-85(3630), Е – ИГАБМ № 202/334-14, разрез Суровый, сл. 84, обр. 1и/14-84(3537); Ж, З – *J. terechovi* Zavodowsky: Ж – ИГАБМ № 202/344-31, разрез Суровый, сл. 76, обр. 1и/14-76(3311.4), З – ИГАБМ № 202/370-3, разрез Длинный, сл. 16, обр. 3и/14(88)-16(506); И, К – *J. rugosus* Ganelin: И – ИГАБМ № 202/348-8, разрез Суровый, сл. 74, обр. 1и/14-74(3290), К – ИГАБМ № 202/349-1, разрез Суровый, сл. 70, обр. 1и/14-70(3163); сборы В.И.Макошина, Л.Г.Переогодова, Р.В.Кутыгина, И.В.Будникова и А.Н.Киясова, 2014

Мегенская свита характеризуется переслаиванием алевролитов, песчаников и их разностей. В междуречье Эмехсин и Отой-Суох беспозвоночные известны лишь в верхней половине свиты. Нижний палеонтологически охарактеризованный уровень приходится на слой 10 в разрезе Мрачный (см. рис. 2), где в сильно опесчаненных алевролитах обнаружены плохо сохранившиеся ядра брюшных створок и отпечатки спинных створок брахиопод *Jakutoproductus* ex gr. *verkhoyanicus* (Fredericks) (здесь и далее определения брахиопод сделаны В.И.Макошиным), которые характеризуются средними размерами, прямоугольно-овальным очертанием раковины со слегка волнистыми концентрическими морщинами и многочисленными пустулами, расположенными по всему ядру брюшной створки в шахматном порядке. Эти брахиоподы свидетельствуют о принадлежности, по крайней мере, верхней половины мегенской свиты к зоне *verkhoyanicus* хорокытского горизонта. В верхах мегенской свиты встречен наиболее обширный комплекс беспозвоночных, содержащий виды *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks), *J. crassus* Kaschirzew, *J. lenensis* Makoshin (рис. 3), *J. sp.*, *Anidanthus sp.*, характерные для верхней части зоны *verkhoyanicus* (слои с *lenensis*) хорокытского горизонта Верхоянья [10].

Эчийская свита является хорошим литологическим маркером, который прослеживается по всему Западному Верхоянью [3, 18], а также в Орулганском хребте [17]. Отличительная черта свиты – преобладание монотонных мелкозернистых алевролитов, часто содержащих кремнисто-карбонатно-глинистые конкреции. Нижняя граница свиты в Южном Орулгане проводится по смене песчаников мегенской свиты толщиной тёмно-серых до чёрных мелкозернистых алевролитов.

Верховье р. Соболах-Маян – один из немногих районов Верхоянья, в котором выявлены все брахиоподовые зоны сакмарского интервала эчийского горизонта: *insignis*, *terechovi* и *rugosus* [14].

Зона *insignis* установлена в нижней части эчийской свиты всех трёх изученных разрезов (Суровый, Мрачный и Длинный). В этом интервале доминирующее значение приобретает вид *Jakutoproductus insignis* Abramov et Grigorjeva, первое появление которого позволяет уверенно разграничивать в разрезах Верхоянья хорокытский и эчийский горизонты [11–13]. Этот вид имеет важное значение для межрегиональной корреляции и является зональным индексом нижней части огонерского горизонта Колымо-Омолонского региона [8]. В основании зоны встречены последние представители преимущественно хорокытского вида *J. crassus* Kaschirzew. Зона *insignis* в междуречье Эмехсин и Отой-Суох, помимо якутопродуктусов, охарактеризована брахиоподами *Canocrinella? grandis* Solomina, *Rhynoleichus etschiensis* Abramov et Grigorjeva, *Tornquistia pseudobrama* (Zavodowsky) и *Anidanthus boikowi* (Stepanov).

Зона *terechovi*, изученная в разрезах Суровый и Длинный, охарактеризована видами *Jakutoproductus terechovi* Zavodowsky, *Rhynoleichus etschiensis* Abramov et Grigorjeva, *Anidanthus boikowi* (Stepanov) и *Waagenoconcha* aff. *wimani* (Fredericks), а также двустворками *Kolymopecten* cf. *mutabilis* (Licharew) (здесь и далее определения остатков двустворчатых моллюсков сделаны А.С.Бяковым). Интересно, что в основании зоны *terechovi* разреза Длинный вместе с *J. terechovi* обнаружены последние представители вида-индекса подстилающей зоны – *J. insignis*, что является первой зафиксированной в Верхоянье совместной находкой этих двух зональных видов. За пределами Верхоянья *J. terechovi* рассматривается в качестве вида-индекса одноимённой лоны средней части огонерского горизонта Колымо-Омолонского региона [5, 6, 7].

Зона *rugosus* установлена в средней части эчийской свиты разреза Суровый. В этом интервале разреза наблюдается обеднение таксономического состава брахиопод, представленных видами *Jakutoproductus rugosus* Ganelin, *J. cf. rugosus* Ganelin и *Tornquistia pseudobrama* (Zavodowsky). С другой стороны, в зоне *rugosus* расширяется комплекс двустворчатых моллюсков, предварительно определённых как *Phestia* sp., *Pyramus* sp., *Cypricardina?* sp. и *Wilkingia* sp. indet. На уровне распространения двустворок встречаются единичные относительно инволютные раковины гониатитов плохой сохранности, вероятно, относящиеся к роду *Uraloceras*. Вид *J. rugosus* Ganelin является зональным индексом одноимённой лоны верхней части огонерского горизонта Колымо-Омолонского региона [6–8]. Ранее этот вид определялся В.И.Макошиным лишь в верхней части туорасисской свиты Кубалахского разреза низовьев р. Лена [13].

Таким образом, в изученных разрезах верховьев р. Соболах-Маян установлена зональная последовательность ассельско-сакмарских брахиопод, ранее выявленная на северо-западе Хараулахского хребта и в Западном Верхоянье. Мегенской свите соответствует зона *verkhoyanicus*, в верхней части которой обособляются слои с *lenensis*. В нижней и средней частях эчийской свиты наблюдается последовательность зон *insignis*, *terechovi* и *rugosus*. Особенно важным является находка вида *J. rugosus* Ganelin, который ранее авторами настоящей статьи определялся только в низовье р. Лена, что расширяет ареал этого важного вида в Верхоянье. По присутствию видов *Jakutoproductus verkhoyanicus* (Fredericks) и *J. lenensis* Makoshin предлагается рассматривать мегенскую свиту в качестве возрастного аналога хорокытской свиты Западного Верхоянья и относить к хорокытскому горизонту нижней перми. Однако для окончательного решения вопроса о биостратиграфической принадлежности нижней части мегенской свиты требуются дополнительные исследования в более восточных разрезах Южного Орулгана (Оттуктах и Мастах).

Работа выполнена по Плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0002) при частичной финансовой поддержке грантом РФФИ 18-05-00191.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.С., Григорьева А.Д.* Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. – М.: Наука, 1983.
2. *Абрамов Б.С., Григорьева А.Д.* Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. – М.: Наука, 1988.
3. *Андрианов В.Н.* Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. – М.: Наука, 1966.
4. *Андрианов В.Н.* Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 24–87.
5. *Выделение халданской и мегенской свит в Западном Верхоянье / Р.В.Соломина, А.В.Коробицын, Л.А.Мусалитин, В.В.Масюлис // Советская геология. 1973. № 2. С. 129–132.*
6. *Ганелин В.Г.* Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской систем СССР. – Л.: Недра, 1984. С. 111–123.
7. *Ганелин В.Г.* Род *Jakutoproductus* Kaschirzev (брахиоподы) на Северо-Востоке СССР // Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества. 1991. Т. 34. С. 41–62.
8. *Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И.* Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. – М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.
9. *Кутыгин Р.В., Киясов А.Н., Будников И.В.* О древнейшей флоре верхнего палеозоя Верхоянья и возрасте былькатской свиты // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 73–80.
10. *Макошин В.И.* Новые виды брахиопод рода *Jakutoproductus* из нижней перми Верхоянья // Палеонтологический журнал. 2016. № 5. С. 35–41.
11. *Макошин В.И., Кутыгин Р.В.* Биостратиграфия и брахиоподы ассельско-артинских отложений Аркачан-Эчийского междуречья (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 46–51.
12. *Макошин В.И., Кутыгин Р.В.* О выделении слоев с *Jakutoproductus insignis* в нижнепермских отложениях Западного Верхоянья // Вестник СВФУ. 2013. № 4. С. 31–34.
13. *Макошин В.И., Кутыгин Р.В.* Биостратиграфия и брахиоподы ассельско-сакмарских отложений Кубалахского разреза (низовье р. Лена) // Отечественная геология. 2014. № 4. С. 17–21.
14. *Макошин В.И., Кутыгин Р.В.* Проблема корреляции ассельско-сакмарских отложений Верхоянья по брахиоподам // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы VII Всероссийской научно-практической конференции. Т. II. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. С. 182–188.
15. *Мусалитин Л.А.* К стратиграфии пермских отложений верховьев р. Быгантай (Западное Верхоянье) // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1960. Вып. 1. С. 103–110.
16. *Мусалитин Л.А.* К выделению былькатской, собопольской и халданской свит в толще верхнепалеозойских отложений басс. р. Собопол // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1961. Вып. 4. С. 69–77.
17. *Мусалитин Л.А., Соломина Р.В.* Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. – Л.: Недра, 1970. С. 25–41.
18. *Новые данные о стратиграфическом взаимоотношении брахиопод рода *Jakutoproductus* и иноцерамподобных двустворок в нижней перми Западного Верхоянья / Р.В.Кутыгин, И.В.Будников, А.С.Бяков и др. // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 97–104.*
19. *Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Под ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.*
20. *Событийные уровни в среднем карбоне–ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема / А.Г.Клец, И.В.Будников, Р.В.Кутыгин, В.С.Гриненко // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 45–57.*
21. *Соломина Р.В.* К стратиграфии пермских отложений Южного Орулгана // Ученые записки Научно-исследовательского института геологии Арктики. Палеонтология и биостратиграфия. 1969. Вып. 27. С. 9–15.
22. *Соломина Р.В.* Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтологический журнал. 1981. № 2. С. 71–81.
23. *Соломина Р.В.* Региональная стратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II (средний и верхний палеозой), 1979 г. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1982. С. 116–122.
24. *Соломина Р.В.* Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 37–43.
25. *Херасков Н.П., Колосов Д.М.* Геология и геоморфология Западного Верхоянья. – М.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
26. *The Permian of the Verkhoyansk-Okhotsk region, NE Russia / A.G.Klets, I.V.Budnikov, R.V.Kutygin et al. // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Issues 3–4. P. 258–268.*

Нижняя граница девонской системы и некоторые раннелохковские конодонты Северо-Востока Евразии

В.В.БАРАНОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Показано, что нижнюю границу девонской системы на Северо-Востоке Евразии необходимо проводить в основании полигрупповой зоны *Zieglerodina remscheidensis*-*Favosites admirabilis*-*Kholbotchonia nikolaevi*, *Howellella labilis*. Приведено описание пяти видов конодонтов: *Ozarkodina disjuncta* Baranov, 1991, *Pelekysgnathus index* Klapper & Murphy, 1974, *P. scakyi* (Chatterton & Perry, 1977), *Zieglerodina mashkovae* (Drygant, 1984) и *Z. remscheidensis* (Ziegler, 1960) и одного подвида *Ozarkodina excavata laminiforma* Baranov, 1991 из нижнелохковских отложений.

Ключевые слова: нижний девон, нижний лохков, конодонты, Северо-Восток Евразии.

Баранов Валерий Васильевич



baranowvalera@yandex.ru

The lower boundary of the Devonian system and some Early Lochkavian conodonts of Northeast Eurasia

V.V.BARANOV (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

It is shown that the lower boundary of the Devonian system in Northeast Eurasia must be carried out at the base of the polygroup zone *Zieglerodina remscheidensis*-*Favosites admirabilis*-*Kholbotchonia nikolaevi*, *Howellella labilis*. A description is given of the five Early Lochkavian species of conodonts: *Ozarkodina disjuncta* Baranov, 1991, *Pelekysgnathus index* Klapper & Murphy, 1974, *Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton & Perry, 1977), *Zieglerodina mashkovae* (Drygant, 1984), *Z. remscheidensis* (Ziegler, 1960) and one subspecies *Ozarkodina excavata laminiforma* Baranov, 1991.

Key words: Lower Devonian, Early Lochkavian, conodonts, Northeast Eurasia.

Проблема нижней границы девонской системы рассматривалась многими исследователями [11, 12, 16, 18, 21, 22, 24, 28, 30, 36]. В стратотипическом разрезе Клонк (Чехия) нижняя граница девона установлена в основании граптолитовой зоны *Monograptus uniformis* по первому появлению вида-индекса. При переходе к зональной конодонтовой шкале было предложено три варианта её проведения: 1) европейский – по появлению *Latericriodus woschmidti woschmidti*, 2) североамериканский – по появлению *Latericriodus woschmidti hesperius* и 3) азиатский – по появлению *Zieglerodina remscheidensis*. Предпочтение, по-видимому, следует отдать последнему, поскольку вид *Zieglerodina remscheidensis* встречается во многих разрезах и на всех континентах [4, 5, 10, 17, 22, 25, 27].

Автор статьи в течение многих лет совместно с Т.С.Альховик занимался изучением пограничных отложений силура и девона Северо-Востока Евразии. Базальные отложения нижнего девона с представительным комплексом табулят, брахиопод и конодонтов были обнаружены только в двух разрезах: в хр. Сетте-Дабан,

на правом водоразделе руч. Тихий, в его нижнем течении и в Селенняхском кряже, на правом берегу р. Талын-джа, на водоразделе ручьев Самыра и Зелёный (рисунки 1 и 2). Их послышное описание приведено в работе [1].

На Северо-Востоке Евразии нижняя граница девонской системы рассматривалась в публикациях [1, 5, 6, 8–10]. Она установлена в основаниях самырского регионального яруса, конодонтовой зоны *Zieglerodina remscheidensis*-*Pelekysgnathus scakyi* и полигрупповой лоны *Zieglerodina remscheidensis*-*Favosites admirabilis*-*Kholbotchonia nikolaevi*, *Howellella labilis* [1], которая представлена конодонтами *Acodina plicata*, *Drepanodus curvatus*, *Gagivodus* sp., *Hindiodella equidentata*, *Ozarkodina disjuncta*, *Oz. excavata laminiforma*, *Oz. confluens geniata*, *Oz. typica denckmani*, *Lonchonodina swetlana*, *Oulodus cristagalli*, *O. spicula*, *O. sp.*, *Panderodus unicostatus*, *P. simplex*, *Pelekysgnathus index*, *P. scakyi* (= *P. fedotovi* Sobolev), *Rotundoacodina elegans*, *Zieglerodina remscheidensis*, *Z. mashkovae*, *Z. pensa*, брахиоподами *Iridistrophia iris*, *Gypidula* cf. *pelagica*, *Kholbotchonia nikolaevi*, *Tichirhynchus settedabanicus*, *Atrypinella*

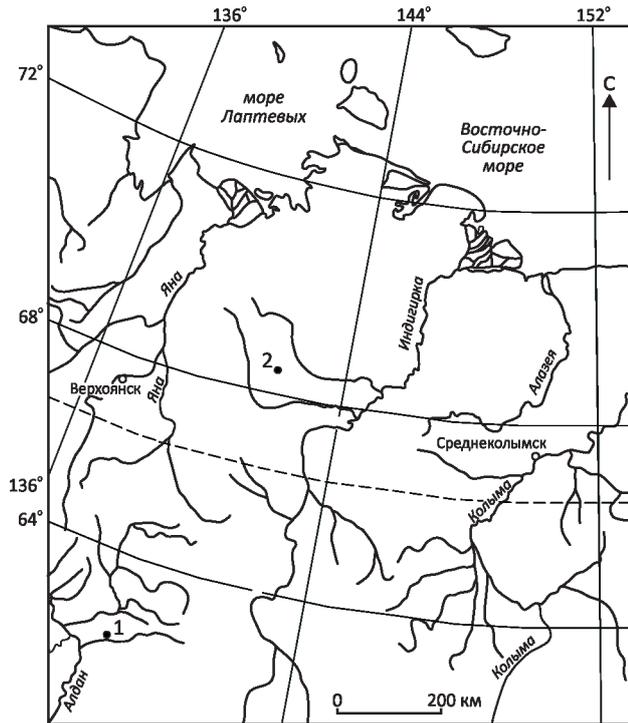


Рис. 1. Местоположение разрезов нижнелохковских отложений Северо-Востока Евразии:

1 – хр. Сетте-Дабан, правобережье р. Восточная Хандыга, правый борт руч. Тихий, разрез Тихий; 2 – Селенняхский край, правобережье р. Талынджа (Сакынджа) водораздел ручьёв Самыра и Зелёный, разрез Самыр–Зелёный

delicata, *Spinatrypina* sp., *Reticulatrypea variabilis*, *Howellella labilis*, *H. propria*, *Yania tumida*, *Fastigata longa* и табулятами *Favosites admirabilis*. Из приждольских отложений в основание лохковской конодонтовой зоны *Zieglerodina remscheidensis*–*Pelekysgnathus scakyi* проходят три вида конодонтов: *Lonchonodina swelana*, *Ozarkodina confluens geniata* и *Pelekysgnathus index*.

Лохковские конодонты Северо-Востока Евразии были описаны и изображены в статьях В.В.Баранова [3, 4, 6]. Ниже приводится описание пяти видов конодонтов, из которых три описаны впервые: *Ozarkodina disjuncta* Baranov, 1991, *Pelekysgnathus index* Klapper & Murphy, 1974, *P. scakyi* (Chatterton & Perry, 1977), *Zieglerodina mashkovae* (Drygant, 1984) и *Z. remscheidensis* (Ziegler, 1960) и одного подвида *Ozarkodina excavata laminiforma* Baranov, 1991 из нижнелохковских отложений. Коллекции конодонтов хранятся в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН под номерами 195 и 225.

Род *Ozarkodina* Branson & Mehl, 1933

***Ozarkodina disjuncta* Baranov, 1991**

Рис. 3, А

Ozarkodina disjuncta Baranov, 1991. [3], с. 27, табл. 1, фиг. 14–18; табл. 2, фиг. 1, 2.

Голотип. Геологический музей ПГО Якутскгеология, экз. № 189/12, Ра элемент, Восточная Якутия, хр. Сетте-Дабан, руч. Тихий, нижний девон, лохков, нижнесеттедабанская подсвита, самырский региональный ярус.

Описание. Ра элемент крупный листовидный конодонт, слабо изогнутый в продольном профиле. Передняя часть листа длинная и короткая, задняя короткая и

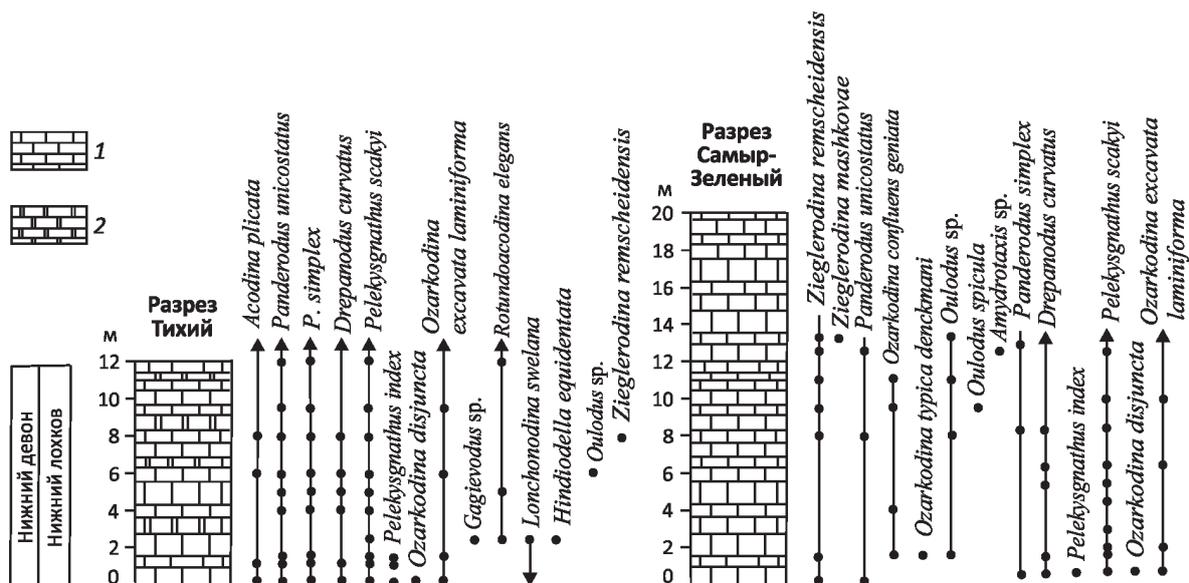


Рис. 2. Распространение конодонтов в нижнелохковских отложениях хр. Сетте-Дабан и Селенняхского края:

1 – известняк; 2 – доломит

низкая. Зубцы высокие, примерно одинакового размера. Зубец, расположенный над базальной полостью, крупнее остальных. В передней части листа расположено 4–5 зубцов, в задней – 2–3. Передние зубцы ориентированы вертикально и плотно прижаты друг к другу, а задние наклонены назад и широко расставлены. Линия базального края слабо вогнута. Базальная полость расположена посередине или смещена к заднему краю. Она маленькая, асимметричная с небольшими округлыми лопастями. Лопасть, расположенная на внешнем крае листа, крупнее. От базальной полости к переднему и заднему краям отходят базальные желобки.

Сравнение. Отличается от *Ozarkodina hassi* [31] смещённой к заднему краю базальной полостью и меньшим числом зубцов.

Распространение. Нижний девон, лохков, самырский региональный ярус Северо-Востока Евразии.

Материал. 15 Ра элементов.

***Ozarkodina excavata* (Branson et Mehl, 1934)**

***Ozarkodina excavata laminiforma* Baranov, 1991**

Рис. 3, Б–В

Ozarkodina laminiforma Baranov, 1991. [3], с. 29, табл. 2, фиг. 3, 4

Голотип. Геологический музей ПГО Якутскгеология, экз. № 189/18, Ра элемент, Восточная Якутия, хр. Сетте-Дабан, руч. Тихий, нижний девон, лохков, нижнесеттедабанская подсвета, самырский региональный ярус.

Описание. Ра элемент с длинным узким прямым или слабо изогнутым листом, короткой задней и длинной передней частями. Зубцы разной толщины, одинаковой высоты, плотно прижаты друг к другу. Задние зубцы наклонены назад. Высота зубцов составляет более половины ширины листа. Всего насчитывается 11–13 зубцов, из них в задней части – 3–4. Линия базального края прямая или слабо вогнутая. Базальная полость чечевицеобразной формы, узкая и мелкая, прослеживающаяся вдоль всей нижней поверхности. Наибольшую ширину она имеет в задней части листа. Боковые лопасти узкие. По дну базальной полости прослеживается продольная бороздка.

Сравнение. Ранее было известно три подвида *Ozarkodina excavata*: *O. excavata excavata*, *O. excavata hamata* и *O. excavata posthamata* [24, 35]. Описываемый подвид *Ozarkodina excavata laminiforma* отличается от них присутствием мелкой чечевицеобразной полости и отсутствием боковых лопастей.

Распространение. Нижний девон, лохков, самырский региональный ярус Северо-Востока Евразии.

Материал. 38 Ра элементов.

Род *Pelekysgnathus* Thomas, 1949

***Pelekysgnathus index* Klapper & Murphy, 1974**

Рис. 4, А–Г

Pelekysgnathus index (Klapper & Murphy, 1974). [24], pl. 12, figs. 1–3, 4–11, 13–15, 17, 20; *Pelekysgnathus fedotovi* Sobolev. [6], табл. 1, фиг. 19–20 (non 21).

Голотип. SUI 37040, фиг. 7, 14; Roberts Mountains Formation, центральная Невада, пржидоли.

Описание. I элемент: гребневидный конодонт с латерально сжатыми одним и (или) двумя крупными передними зубцами. Наибольшее число зубцов достигает десяти. Базальная полость занимает всю длину листа, плавно сужаясь в заднем направлении. В передней части листа она имеет наибольшую ширину и глубину.

Сравнение и замечание. Отличается от *Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton & Perry) более широкой базальной полостью и большим числом зубцов. В структуре I элементов азиатских представителей *Pelekysgnathus index*, также как и невадских [20], выделяются две группы: первая – с одним или двумя крупными зубцами в передней части листа и вторая – с зубцами, высота которых равномерно повышается к переднему краю.

Распространение. Нижняя часть пржидоли, слои с *Pelekysgnathus index* Невады; пржидоли – низы лохкова, талынджинский и низы самырского регионального ярусов Северо-Востока Евразии.

Материал. 40 I элементов.

***Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton & Perry, 1977)**

Рис. 4, Г–Д

Icriodus scakyi Chatterton & Perry, 1977, p. 793, pl. 4, figs 4–6; *Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton & Perry). [23], p. 451; *Pelekysgnathus fedotovi* Sobolev. [15], p. 74, табл. I, фиг. 5–7; *Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton & Perry). [33], p. 59, pl. 20, figs 4–9, 13–15; *Pelekysgnathus fedotovi* Sobolev. [4], с. 3, табл. 3, фиг. 8, 9; *Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton & Perry). [20], p. 852, fig. 10v; [4], табл. 1, фиг. 21.

Голотип. UA 1931, с. 793, фиг. 4–6; в 23 м ниже кровли формации Делорм, в местонахождении 2; северо-западная Канада.

Описание. I элемент: гребневидный конодонт с латерально сжатыми зубцами. Передний зубец более крупный. Высота остальных 7–8 зубцов понижается в заднем направлении и составляет 0,5 высоты конодонта. Базальная полость занимает всю длину конодонта, сужаясь в заднем направлении. Под передним зубцом имеет наибольшую ширину и глубину.

Сравнение и замечание. *Icriodus scakyi* был описан Б.Хаттертоном и Дж.Перри [17] из базальных слоёв лохкова северно-западной Канады. Позднее Н.Н.Соболев [15] и В.В.Баранов [4, 6] описали вид *Pelekysgnathus fedotovi* из лохковских отложений острова Новая Земля и Северо-Востока Азии. Однако *Pelekysgnathus fedotovi* не отличается от *Pelekysgnathus scakyi* внешним строением листа, числом и наклоном зубцов, формой базальной полости и, таким образом, является его младшим синонимом.

Распространение. Нижний лохков Северо-Западных Территорий Канады, острова Новая Земля и Северо-Востока Евразии (самырский региональный ярус).

Материал. 62 I элемента.

Род *Zieglerodina* Murphy, Valenzuela-Ríos & Carls, 2004

***Zieglerodina mashkovae* (Drygant, 1984)**

Рис. 3, Г–Д, 3, К, Н, О

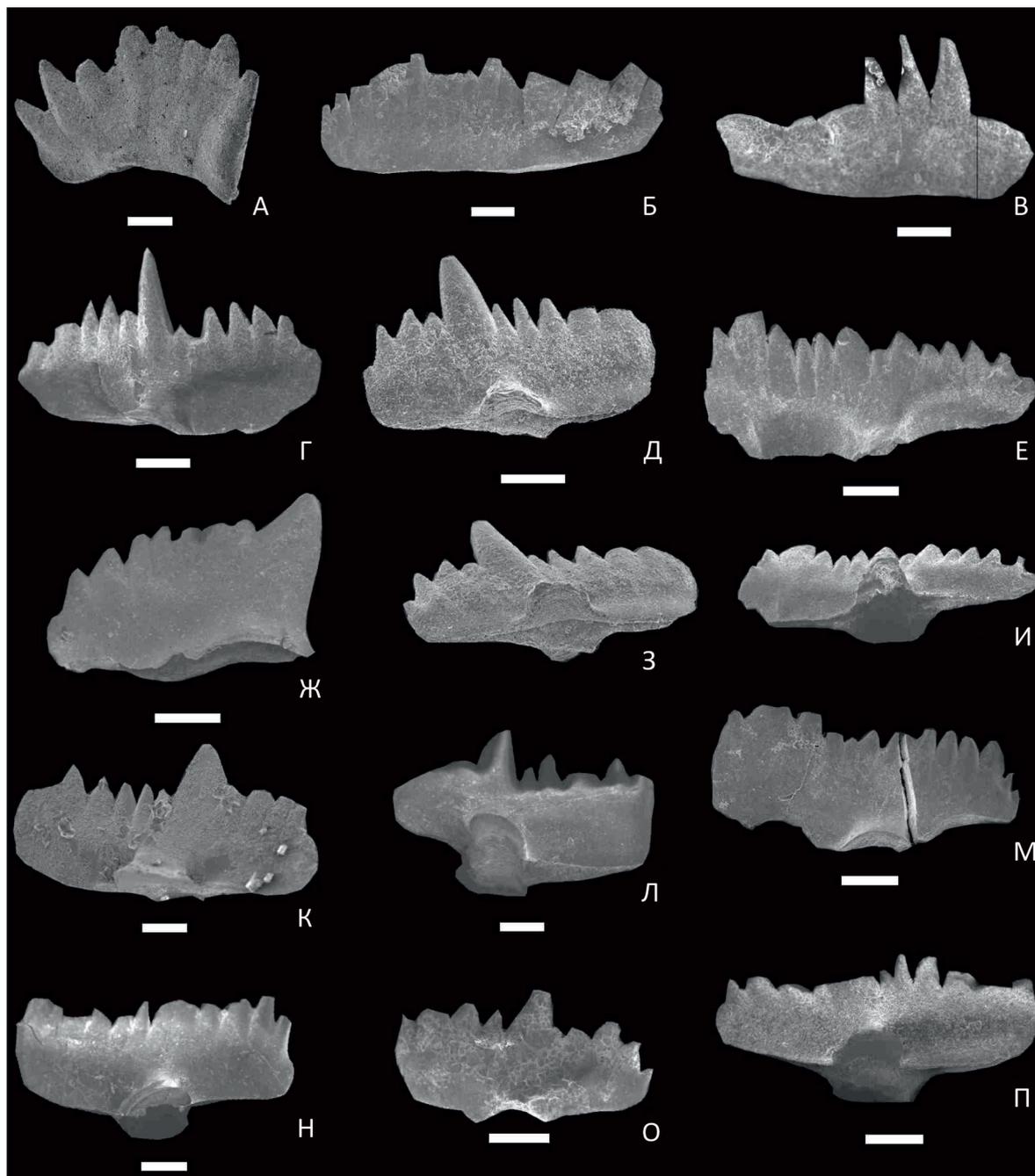


Рис. 3. Характерные виды конодонтов самырского региояруса:

А – *Ozarkodina disjuncta* Baranov, Ра элемент, вид сбоку, экз. № 182/475; хр. Сетте-Дабан, разрез Тихий, низы сеттедабанской свиты; Б–В – *Ozarkodina excavata laminiiforma* Baranov: Б – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/12, местонахождение и возраст те же, В – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/13; Селенняхский кряж, разрез Самыр–Зелёный, низы датнинской свиты; Г, Д, З, К – *Zieglerodina mashkovaе* (Drygant): Г – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/14; местонахождение и возраст те же, Д, З – Ра элемент, экз. № 195/7: Д – вид сбоку, З – вид сбоку, местонахождение и возраст те же, К – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/15, местонахождение и возраст те же; Л – Ра элемент, вид снизу, экз. № 225/16, местонахождение и возраст те же; Н – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/17, хр. Сетте-Дабан, разрез Тихий, низы сеттедабанской свиты; О – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/18, местонахождение и возраст те же; Е, И, М, П – *Zieglerodina remscheidensis* (Ziegler): Е, И – Ра элемент, экз. № 195/5: Е – вид сбоку, И – вид снизу, хр. Сетте-Дабан, разрез Тихий; низы сеттедабанской свиты, М – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 195/6, местонахождение и возраст те же, П – Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/18, местонахождение и возраст те же; Ж – *Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton et Perry), Ра элемент, вид сбоку, экз. № 225/19, Селенняхский кряж, разрез Самыр–Зелёный, низы датнинской свиты; масштабная линейка 100 микрон

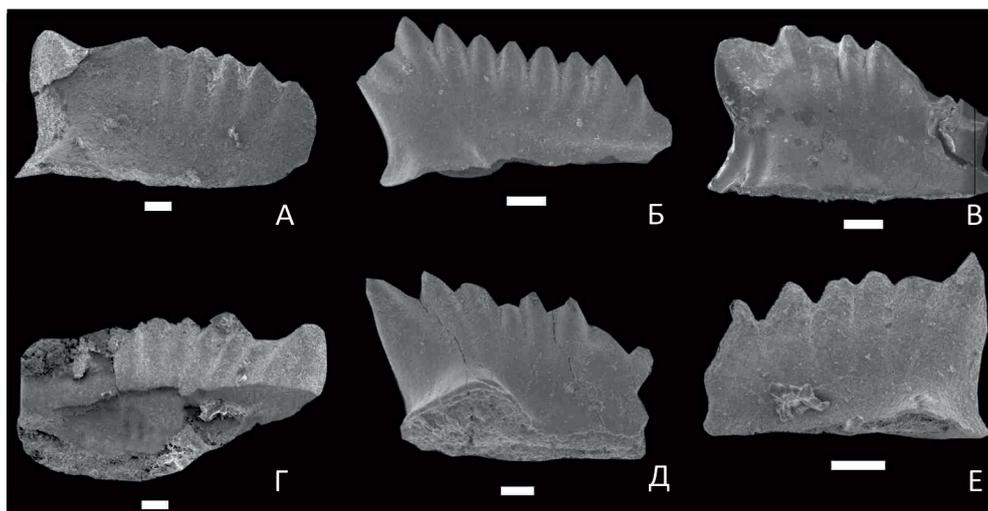


Рис. 4. Характерные виды конодонтов самырского региона:

А–Г – *Pelekysgnathus index* Klapper et Murphy: А – I элемент, вид сбоку, экз. № 225/23, хр. Сетте-Дабан, разрез Тихий, низы сеттедабанской свиты, Б – I элемент, вид сбоку, экз. № 225/24, местонахождение и возраст те же, В – I элемент, вид сбоку, экз. № 195/15, хр. Тас-Хаяхта, р. Правый Солончан, разрез Солончан, низы датнинской свиты, Г – I элемент, вид снизу, экз. № 225/25, хр. Сетте-Дабан, разрез Тихий, низы сеттедабанской свиты; Д, Е – *Pelekysgnathus scakyi* (Chatterton et Perry): Д – I элемент, вид сбоку, экз. № 225/27, Е – I элемент, вид сбоку, экз. № 225/28, местонахождение и возраст те же; масштабная линейка 100 микрон

Синонимика с достаточной полнотой приведена в статье [20].

Голотип. Экз. 34895, с. 125, фиг. 10; лохков, чортковский горизонт Подолия.

Описание. Ра элемент листовидный с прямым коротким листом (0,6–0,7 мм) и высоким прямым или слегка наклонённым назад срединным зубцом. Маленькая базальная полость расположена под срединным зубцом и имеет округлые, симметричные губы. С каждой стороны от срединного зубца расположено 5–6 одинаковых по размеру зубчиков.

Сравнение. Ра элемент отличается от *Zieglerodina remscheidensis* (Ziegler, 1960), *Z. repetitor* (Carls and Gandl, 1969), and *Z. serrula* (Drygant, 1984) коротким и высоким листом, длинным срединным зубцом и округлой базальной полостью, расположенной посередине. Новый вид *Ozarkodina eladioi*, описанный Дж.Валензуелла-Риос [34, 1990, pl. 5, figs. 1–35], не отличается по морфологии и стратиграфическому положению от *Zieglerodina mashkova* (Drygant, 1984) и является его младшим синонимом.

Распространение. Подолия (Украина), лохков, от нижней части зоны *Caudicriodus hesperius* до зоны *Caudicriodus serus*; Испания (Иберия), нижний и средний лохков; Северо-Восток Евразии, нижний лохков, самырский региональный ярус, зона *Zieglerodina remscheidensis* – *Pelekysgnathus scakyi*.

Материал. 10 Ра элементов.

Zieglerodina remscheidensis (Ziegler, 1960)

Рис. 3, Е, И, М, П

Синонимика с достаточной полнотой изложена в статье [20] и дополнена автором: *Zieglerodina cf. remscheidensis* (Ziegler). [32], figs. 6, 13; *Zieglerodina remscheidensis* (Ziegler). [19], p. 645, fig. 6H; *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler). [6], табл. 1, фиг. 9–11.

Голотип. Geologischen Landessamtes Nordrhein-Westfalen, экз. G. 88b, s. 194, taf. 13, fig. 4a, b; Рейнские Сланцевые горы; нижний девон, жедин.

Описание. Ра элемент листовидный с прямым листом, с крупными передним и средним зубцами. Под средним зубцом расположена крупная базальная полость с округлыми асимметричными лопастями. В обе стороны от неё отходят сужающиеся базальные желобки.

Сравнение. Ра элемент *Zieglerodina remscheidensis*, найденный в нижней части лохковского яруса Северо-Востока Евразии, не отличается по морфологии листа и строению базальной полости от видов, указанных в синонимике.

Распространение. Жедин (лохков): Рейнские Сланцевые горы Германии, центральная Невада, Калифорния, центральная и юго-восточная Аляска, Южный Китай, Тибет, Новый Южный Уэльс и Квинсленд Австралии, Чехия, Вольно-Подолия (Украина), Северная Франция, Центральная Испания, Карнийские Альпы, остров Сардиния, южный Бургерланд Австрии, остров Вайгач, Урал, самырский региональный ярус, зона *Zieglerodina remscheidensis*–*Pelekysgnathus scakyi* Северо-Востока Евразии.

Материал. 12 Ра элементов.

Исследования проведены в соответствии с планом НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0002) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант РФФИ-Восток № 15-45-05024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2001.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). – М.: ВИНТИ, № 41-В2002. Деп., 2002.
3. Баранов В.В. Конодонты и зональная стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии (сборник научных трудов). – Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1991. С. 24–36.
4. Баранов В.В. Девонские конодонты Северо-Востока Азии // Региональная геология Якутии (сборник научных статей). – Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1995. С. 26–44.
5. Баранов В.В. Нижняя граница девонской системы и границы ярусов нижнего девона на севере Евразии // Наука и образование. 2009. № 4. С. 31–34.
6. Баранов В.В. Зональная схема расчленения нижнего девона арктических регионов Евразии по конодонтам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 68–87.
7. Вийра В. Спатогнаodus (конодонты) верхнего силура Эстонии // Палеонтология древнего палеозоя Прибалтики и Подолии. – Таллин: Валгус, 1983. С. 41–71.
8. Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омурского подъятия (Северо-Восток Азии). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995.
9. Гагиев М.Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996.
10. Гагиев М.Х., Родыгин С.А., Тимофеева О.Б. Зональное расчленение и корреляция ниже-среднедевонских отложений Салаира и Северо-Востока СССР по конодонтам: препринт. – Магадан: РИО ДВНЦ, 1987.
11. Дрыгант Д.М. Корреляция и конодонты силурийских - среднедевонских отложений Вольно-Подолии. – Киев: Наукова Думка, 1986.
12. Машикова Т.В. Об уточнении объема зоны woschmidti в Подолии // Доклады АН СССР. 1970. Т. 190. № 3. С. 654–657.
13. Машикова Т.В. Конодонты биозоны Spathognathodus steinchormentis острова Вайгач // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача (сборник статей). – Л., 1970. С. 210–234.
14. Машикова Т.В. Зональные комплексы конодонтов пограничных слоев силура и девона Подолии // Граница силура и девона и биостратиграфия силура. Тр. III Международного симпозиума. Т. I. – Л.: Изд-во Наука, Ленинградское отделение, 1971. С. 157–164.
15. Соболев Н.Н. Конодонты из ниже-среднедевонских отложений Новой Земли // Новая Земля на ранних этапах геологического развития. – Л., 1984. С. 58–85.
16. Baliński A. The brachiopod succession through the Silurian-Devonian boundary beds at Dnistrove, Podolia, Ukraine // Acta Paleontol. Polon. 2012. Vol. 54. № 4. P. 897–924.
17. Chatterton B.D.E., Perry D.G. Lochkovian Trilobites and Conodonts from Northwestern Canada // J. Paleontology. 1977. № 4. Vol. 51. P. 772–796.
18. Chlupač I., Jaeger H., Zikmundova J. The Silurian-Devonian boundary in the Barrandian // Bull. Can. Petr. Geol. 1972. Vol. 20. P. 104–174.
19. Corradini C., Corriga M.G. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volajaia area (Carnis Alps, Italy) // Bollettino della Società Paleontologica Italiana. 2010. Vol. 3. P. 237–253.
20. Drygant D. and Szaniawski H. Lochkovian conodonts from Podolia, Ukraine and their stratigraphic significance // Acta Palaeontologica Polonica. 2012. Vol. 57. № 4. P. 833–861.
21. Jaeger H. Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und regional geologische Bedeutung // Nova Acta Leopoldina N. F. 1976. Vol. 45. P. 263–299.
22. Jeppsson L. Conodont biostratigraphy of the Silurian-Devonian boundary stratotype at Klonk, Czechoslovakia // Geol. et Palaeontol. 1988. Bd. 22. P. 21–31.
23. Klapper G. & Johnson J.G. Endemism and dispersal of Devonian conodonts // J. Paleontol. 1980. Vol. 54. P. 400–455.
24. Klapper G., Murphy M.A. Silurian - Lower Devonian conodont sequence in the Robert Mountains Formation of central Nevada // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1974. Vol. 111. P. 1–87.
25. Lane H.R., Ormiston A.R. Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska // Geol. Palaeontol. 1979. Vol. 13. P. 39–96.
26. Manda Š., Fryda J. Silurian-Devonian boundary events and their influence on cephalopod evolution: evolutionary significance of cephalopod egg size during mass extinctions // Bull. Geosciences. 2010. Vol. 85. № 3. P. 513–540.
27. Mawson R. Early Devonian (Lochkovian) conodont faunas from Windellama, New South Wales // Geol. Palaeontol. 1986. Vol. 20. P. 39–71.
28. Murphy M.A., Edwards L.E. The Silurian-Devonian boundary in central Nevada // Univ. Calif., Riverside Camp. Mus. Contrib. 1977. Vol. 4. P. 183–189.
29. Nikiforova O.I., Modzalevskaya T.L., Basset M.G. Review of the upper Silurian and lower Devonian articulate brachiopods of Podolia // Spec. Pap. Paleontol. 1985. Vol. 34. P. 1–66.
30. Pjachlova M., Tomczykowa E., Tomczyk H. Regional stratotype section for the Silurian-Devonian boundary in the Holy Cross mountains, Poland // Geol. Newsletter. 1970. Vol. 3. P. 245–250.
31. Pollock Ch., Rexroad C.B., Nicoll R.S. Lower Silurian conodonts from northern Michigan and Ontario // J. Paleontology. 1970. Vol. 44. № 4. P. 743–764.
32. Subdivision of the Lochkovian Stage based on conodont faunas from the stratotype area (Prague Synform, Czech Republic) / L.Slavik, P.Carls, J.Hladil, L.Koptíková // Geological Journal. 2012. Vol. 47. P. 616–631.
33. Uyeno T.T. Biostratigraphy and conodont faunas of Upper Ordovician through Middle Devonian rocks, eastern Arctic Archipelago // Geol. Surv. Can. Bull. 1990. 401. 211.
34. Valenzuela-Rios J.I. Lochkovian conodonts and stratigraphy at Gerrida de La Sal (Pyrenees) // Courier Forsch.-Inst. Senckenberg. 1990. Vol. 18. P. 53–63.
35. Walliser O.H. Conodonten des Silurs // Abh. Hess. Landesamt. Bodenforsch. 1964. Bd. 41. P. 1–106.
36. Walmsley V.G., Aldridge R.J., Austin R.L. Brachiopod and conodont faunas from the Silurian and Lower Devonian of Bohemia // Geol. Palaeontol. 1974. Bd. 8. S. 39–47.

Металлотекты раннего–среднего карбона верхоянского терригенного комплекса (Куранахский антиклинорий, Западное Верхоянье)

В.С.ГРИНЕНКО (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

В разрезе раннего–среднего карбона верхоянского терригенного комплекса установлены черносланцевые толщи с аномально высокими значениями благородных элементов. Впервые выделены три металлотекта: серджакский, чочимбальский и имтанджинский. Оpozнание в геологических разрезах рудных узлов и районов источников рудного вещества в качестве металлотектов – прямой путь конвертации генетических моделей в поисковые. Выделенные металлотекты – новый фактор методики поисков объектов благородной металлоносности в верхоянском терригенном комплексе.

Ключевые слова: Верхояно-Колымская складчатая область, Куранахский антиклинорий, Западное Верхоянье, верхоянский терригенный комплекс, серия, свита, металлотект.

Гриненко Виталий Семёнович



grinenkovs52@mail.ru

Metallotects of the Early to Middle Carboniferous of the Verkhoyansk terrigenous complex (Kuranakh anticlinorium, West Verkhoyanye)

V.S.GRINENKO (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The geologic section of the Early to Middle Carboniferous within the Verkhoyansk terrigenous complex shows black shale sequences with anomalously high values of noble metals. Three metallotects are first established here – Serdzhakh, Chochimbak, and Imtandzha ones. Recognition in geological section of ore metallotects is a direct way to transformation of genetic models into those to be used in prospecting. The established metallotects are a new factor in the methods of search for noble metals in the Verkhoyansk terrigenous complex.

Key words: Verkhoyansk-Kolyma folded region, Kuranakh anticlinorium, West Verkhoyanye, Verkhoyansk terrigenous complex, series, suite, metallotect.

Металлотекты впервые выделены в 1965 г. французскими геологами [21], которые понимали под данным термином рудоконтролирующие факторы (ore control). При этом описываемые факторы характеризовались вне зависимости от экономической значимости месторождений. В настоящее время термин «metallotect» означает любой геологический объект тектонической, магматической, метаморфической, литологической, геохимической, палеоклиматологической и другой природы, который мог благоприятствовать образованию месторождения, и поэтому отражён на государственных геологических картах, картах разного геологического содержания и в легендах к ним [4].

Оценивая значимость геологических процессов в формировании и преобразовании полезных ископаемых в зоне перехода «Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область»¹, можно заметить, что во многих случаях решающую роль в их концентрации

в существующем виде сыграли пострудные (преимущественно экзогенные) процессы, в результате которых первоначально сформированные рассеянные скопления полезных ископаемых (алмазоносные трубки, золоторудные жилы и другие локальные объекты) были подвергнуты неоднократным преобразованиям, сопровождавшимся изменениями концентраций, масштабов локализации и перемещением полезных компонентов, иногда на большие расстояния от коренных источников. В связи с этим для выявления закономерностей размещения таких видов полезных ископаемых, как концентрированные углеводороды (нефть, газ, битумы), горючие каустобиолиты (уголь, сланец, торф и др.), фосфориты,

¹ Под зоной перехода подразумевается территория, охватывающая погребённые структуры чехла востока Сибирской платформы и структуры в её складчатом обрамлении [8].

древние россыпи золота и алмазов (промежуточные коллекторы), роль литолого-стратиграфического фактора становится важнейшей, а продуктивные на локализацию в них объекты (свиты, серии по отдельности или в совокупности) слагают минерагенические подразделения разного ранга и картографируются в ранге металлотектов на планшетах геологических, минерагенических (металлогенических) и других карт разного геологического содержания. Вместе с тем выделение в ранге металлотектов ряда докембрийских, палеозойских и мезозойских геологических тел определено условно. Это связано с тем, что собственно алмазоносными, например, на северо-востоке Сибирской платформы (лист R-51-Джарджан) являются маломощные горизонты базальных грубообломочных отложений в основании этих геологических тел (свиты, серии), а вся остальная часть разреза не содержит полезных компонентов. Исходя из этого положения, авторам, впервые выделившим и обозначившим на северо-востоке платформы металлотекты [4], было бы, на первый взгляд, логичнее показать в ранге таких объектов немасштабным знаком полосу выхода именно алмазоносных горизонтов как в древней (верхний палеозой), так и в более молодых (триас–юра) мезозойских толщах. Однако здесь субгоризонтальное и пологонаклонное залегание всех картируемых геологических тел (свиты, серии) и их малые остаточные мощности на современной поверхности предполагают и малые мощности перекрывающих толщ над рудоносными горизонтами.

Это в итоге значительно расширяет площадь доступных для открытой разработки горизонтов от контура их выходов непосредственно на поверхность фактически до размера площадей картируемых геологических тел, в основании которых они выделены. Именно поэтому данные свиты были показаны в ранге металлотектов на всю их мощность [4].

Металлогеническое районирование «зоны перехода». При анализе опубликованных данных [3–5 и др.] установлено, что в пределах зоны перехода «Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область» на разномасштабных (1:200 000, 1:1 000 000) геологических картах и картах полезных ископаемых, кроме месторождений и рудопроявлений, фигурируют и площадные объекты – минерагенические и рудоносные зоны, рудные узлы и районы. На мелкомасштабных (1:5 000 000) картах, охватывающих непосредственно восток Сибирской платформы и её складчатое обрамление, обычно показаны две минерагенические провинции – Сибирская, включающая краевые части Предверхоянской нефтегазоносной области и Ленского угольного бассейна, и Верхояно-Колымская. В составе последней установлены четыре минерагенических зоны [3]: Западно-Верхоянская полиметаллическо-золото-серебруродная, Омолойская полиметаллическо-рудная, Дулгалах-Брюнгадинская серебро-золото-сурьмяно-ртутнорудная и Яно-Ады-

чанская полиметаллическо-оловорудная, проникающая с северо-востока на территорию Куранахского антиклинория двумя разобшёнными флангами. В этих зонах выделены рудные районы, рудоносные зоны и рудные узлы. В составе Верхояно-Колымской минерагенической провинции, в пределах листа Q-52-Верхоянские цепи [3], обозначены восемь рудных районов, два из которых потенциальные, один прогнозируемый, шесть рудных зон, четыре из них прогнозируемые потенциальные, и двадцать один рудный узел, тринадцать из которых прогнозируемые.

Однако металлотекты как объекты исследований, и, одновременно, как рудоконтролирующие факторы в складчатом обрамлении платформы (лист Q-52-Верхоянские цепи) до сих пор не были определены. Их выделение в Западном Верхоянье на площади Куранахского антиклинория впервые произведено в настоящей работе. В связи с этим была поставлена задача: установить в литологических разрезах [1, 2, 6, 15] рудных узлов и районов данного антиклинория присутствие рудного вещества и попытаться выделить эти литолого-стратиграфические уровни с рудным веществом в качестве металлотектов, которые могут позволить конвертировать генетическую модель формирования осадочной призмы в поисковую.

Литолого-стратиграфический фактор. В Эчийском рудном районе Куранахского антиклинория в разрезах карбона и перми были установлены аномальные значения элементов халькофильной, редкоземельной и благороднометалльной групп [10, 14]. В позднепалеозойскую эпоху на востоке Сибирской платформы и вдоль западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) были сформированы мощные призматерригенных осадков, которые характеризуют мелководные морские, прибрежно-морские, прибрежно-континентальные и лагунные условия седиментации, свойственные для акваторий внутреннего шельфа и авандельты. В их пределах осадочные фации (песчано-глинистые и глинисто-алевритовые) формировали мощные (первые сотни метров) терригенные осадочные призматерригенных осадков, которые за счёт склоновых и контурных течений проградировали в морском бассейне в восточном направлении по склону мезопелагиали. Из структуры разрезов осадочных призм и модельной реконструкции [9, 20] следует, что далее к востоку от периферии палеобассейна (центральная и восточная части Куранахского антиклинория, в современных границах) осадконакопление происходило преимущественно в открытых частях внешнего мелководного шельфа [16], ложе которого охватывало впадину по фундаменту кристаллических пород верхней части консолидированной коры [10, 14]. Здесь были проявлены процессы растяжения, в ходе которых были сформированы зоны повышенной проницаемости, унаследованные, скорее всего, от более раннего этапа тектономагматической активизации. Эти зоны маркируются узкими

субмеридиональными линейными аномалиями в гравитационных и магнитных геофизических полях, которые, вероятно, трассируют скрытые разломы [10, 14]. Очевидно, по данным разломам на дно палеобассейна поступали растворы, обогащённые рудогенными элементами и серой. Этот процесс происходил во время формирования в Эчийском рудном районе [10], охватывающем Куранахский антиклинорий (в современных границах), литолого-стратиграфических объектов – углеродистых терригенных толщ нижнего–среднего карбона (серджахская, чочимбальская и имтанджинская свиты) [6, 12, 13]. Свиты каменноугольного возраста формируют в Куранахском антиклинории три рудоконтролирующих литолого-стратиграфических объекта (в масштабе металлогенических провинций) и выделяются впервые в виде стратифицированных черносланцевых металлотектов.

Металлотекты в разрезе карбона Куранахского антиклинория представлены (см. рисунок) в объёме серджахской, чочимбальской и имтанджинской свит, существенно отличающихся от залегающих выше пород среднего (солончанская свита) и верхнего (кыгытасская свита) карбона высокими содержаниями органического вещества ($C_{\text{орг}}$ от 1,2–1,5 до 4,46%) и золота (спектрозолотометрический анализ (СПМЗ): от 0,5–0,7 до 1,0 г/т), а также повышенными (выше фоновых) концентрациями Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, As, обычно превышающими их кларковые значения в 2–10 раз. Каменноугольные отложения содержат рассеянную вкрапленность гидротермально-осадочных сульфидов (преимущественно пирита, мышьяковистого пирита), в которых количество благородных элементов составляет в среднем: Au – 1,14–2,60 и Ag – 12,5 г/т. Практически отсутствуют или в незначительной концентрации отмечаются такие рудогенные элементы, как Mo, Bi, W, Sn, V, Cr [6, 12, 13]. Не исключено, что близкие по составу и строению разновозрастные образования в Орулганском антиклинории, в пределах которого развиты былыкатская, сетачанская и юпенчинская свиты нижнего–среднего карбона [6], развивались в сходных условиях [17, 18, 22–24], а синхронные породные ассоциации также могли быть обогащены аналогичными рудными элементами и серой. На это указывает факт присутствия в юпенчинской свите (бассейны верхних течений Сынча и Джарджан) пачки пиритизированных алевролитов, в пирите которых с помощью спектрозолотометрического анализа отмечены следы золота. Приведённые данные с учётом существующих моделей глубинного строения Куранахского антиклинория [19] свидетельствуют в пользу нижнекорово–мантийного происхождения рудоносных растворов, что подтверждается исследованием изотопного состава серы пиритов из раннекаменноугольной серджахской и среднекаменноугольной чочимбальской свит, развитых на восточном склоне Куранахского антиклинория, в междуречье Дянышка–Серинджах [3].

Серджахский металлотект ($C_1s\check{c}t$). Выделяется впервые в объёме серджахской ($C_1s\check{c}$) свиты (видимая мощность 250 м). Представлен верхней регрессивной частью прибрежно-континентального терригенного разреза. Состоит из грубого чередования пачек (6–60 м) песчаников, в подчинении к которым находятся прослои алевролитов (8–30 м) и пачек (2–6 м) тонкого чередования песчаников и алевролитов. Отвечает по составу черносланцевым толщам [8]. В породе определено органическое вещество ($C_{\text{орг}}$ от 0,02 до 0,56%) и золото (СПМЗ – 0,5–0,7 г/т), а также содержится пирит (от 1–2 до 7,0%).

Чочимбальский металлотект ($C_2\check{c}bm$). Выделяется впервые в объёме чочимбальской ($C_2\check{c}b$) свиты (мощность 810–930 м) и согласно залегает на серджахском металлотекте. Состоит из регрессивного ритма морского генезиса. Отвечает по составу черносланцевым толщам [11–13]. Включает нижнюю (580–650 м) трансгрессивную часть с алевролитами и аргиллитами и верхнюю (230–280 м) регрессивную часть с алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В разрезе металлотекта выделяются пачки чередования чёрных углисто-глинистых алевролитов (от 15 до 60 м), чёрных углисто-глинистых аргиллитов (от 10 до 60 м) и углисто-кварцевых и углисто-глинистых полимиктовых мелкозернистых песчаников (от 0,2 до 12 м). В породе определено органическое вещество ($C_{\text{орг}}$ от 0,06 до 4,34%) и золото (СПМЗ от 0,5 до 1,0 г/т).

Имтанджинский металлотект (C_2im). Выделяется впервые в объёме имтанджинской (C_2im) свиты (мощность 750–820 м). Залегает согласно на чочимбальском металлотекте. Отвечает по составу черносланцевым толщам [11]. Состоит из двух регрессивных ритмов: нижний (450–480 м) песчаниково-алевролитовый и верхний (300–340 м) аргиллит-алевролитовый или алевролитово-песчаниковый (чёрные мелкозернистые листоватые и плитчатые углистые алевролиты в пачках от 6 до 60 м; чёрные листоватые и плитчатые углистые аргиллиты в пачках от 10 до 36 м; мелкозернистые полимиктовые (граувакковые аркозы) алевритистые слоистые песчаники (прослои от 1–2 и 4–6 до 6–10 и 8–10 м, нередко до 30 м). В породе определено органическое вещество ($C_{\text{орг}}$ от 0,02 до 1,2%) и золото (СПМЗ – 0,5–0,7 г/т).

Также следует отметить, что в поле развития серджахского, чочимбальского и имтанджинского металлотектов часто наблюдаются рудные жилы различного минерального состава, морфологии, мощности (от сантиметров до первых метров) и протяжённости (от сантиметров до первых десятков метров): пластовые сидерит-кварц-сульфидные, кварц-сульфидные; поперечно-секущие сидерит-кварц-сульфидные, сидерит-кварц-галенитовые с блёклой рудой. По данным атомно-абсорбционного анализа 11 проб, среднее содержание золота в сульфидах рудных жил составляет: в пиритах 5,99 г/т; в галенитах 1,23 г/т; в двух пробах сидеритов

наличии продуктивных горизонтов и концентрации в них золота. От перекрывающих их более молодых пород каменноугольного и пермского возраста они отличаются тем, что в вышележащих толщах отсутствуют черносланцевые горизонты с продуктивными уровнями тонкодисперсного золота.

Из представленных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В Куранахском антиклинории в черносланцевом разрезе раннего–среднего карбона верхоянского терригенного комплекса впервые выделены серджакский, чочимбальский и имтанджинский металлотекты (в масштабе металлогенических провинций) – минерагенические объекты с аномальным содержанием элементов благороднометалльной группы.

2. Опознавание в геологических разрезах рудных узлов и районов источников рудного вещества в качестве металлотектов – прямой путь конвертации генетических моделей в поисковые.

3. Выделенные металлотекты – новый региональный фактор методики поисков объектов благородной металлоносности в верхоянском терригенном комплексе.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проекты № 0381-2016-0001, № 0381-2015-0016).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будников И.В., Гриненко В.С., Давыдов Н.Е. Проблемы стратиграфии каменноугольных отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. – Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1991. С. 32–44.
2. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42–46.
3. Геологическая карта. Q-52 (Верхоянские цепи). Верхояно-Колымская серия / В.С.Гриненко, А.М.Трущелов, Л.И.Сметанникова и др. // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). – С-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008.
4. Геологическая карта. R-51 (Джарджан). Анабаро-Виллюйская серия / В.С.Гриненко, Л.А.Юганова, А.М.Трущелов и др. // Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). – С-Пб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2013.
5. Государственное картографирование масштаба 1:1 000 000 зоны перехода «Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область»: новое в региональных исследованиях и геологической оценке территории / В.С.Гриненко, А.В.Прокопьев, Г.Г.Казакова, А.П.Кропачев // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции, 1–3 апреля 2014 г. / отв. ред. Л.И.Полуфунтикова. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. С. 128–135.
6. Гриненко В.С. Верхоянский терригенный комплекс (PZ₃–MZ) Орулганского и Куранахского антиклинориев: расчленение стратонов, межрайонные корреляции, районирование (зона перехода «Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область») // Геологический вестник Якутии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2017. № 1 (16). С. 57–84.
7. Гриненко В.С. История формирования верхнетриасовых–юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 2010.
8. Гриненко В.С. Черносланцевые стратоны Куранахского антиклинория: районирование, литостратиграфия, рудносные стратифицированные серии // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2015. № 1 (14). С. 5–19.
9. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олистостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 36–45.
10. Гриненко В.С., Мишин В.М. Эчийский рудный район Западного Верхоянья (телескопированный характер, промышленные масштабы и суперпозиция оруденения) // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Мат-лы конференции, посвященной 100-летию д-ра геол.-минер. наук, лауреата Госпремии Б.Л.Флерова. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 2006. С. 51–54.
11. Гриненко В.С., Прокопьев А.В. Потенциально углеродистые (черносланцевые) отложения верхоянского терригенного комплекса: районирование, литостратиграфия, металлоносность // Черные сланцы: геология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья. Мат-лы всероссийской научно-практической конференции, 23–25 июля 2015 г. / Отв. ред. А.Ф.Сафронов. – Якутск: Асхан, 2015. С. 23–29.
12. Гриненко В.С., Прокопьев А.В. Углеродсодержащие стратоны верхнего палеозоя Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье) // Наука и образование. 2015. № 1 (77). С. 9–16.
13. Гриненко В.С., Прокопьев А.В. Черносланцевые геогенерации верхоянского терригенного комплекса и их продуктивная металлоносность // Наука и образование. 2016. № 1 (81). С. 31–40.
14. Мишин В.М., Гриненко В.С. Рудносные телескопированные тектоноконцентры – серийные представители глобальных фидерных радиальных структур // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2005. № 1 (7). С. 13–18.
15. Опорный разрез дулгалахского и хальпирского горизонтов (татарский ярус) Западного Верхоянья / Р.В.Кутыгин, И.В.Будников, А.Г.Клец и др. // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 82–97.
16. Позднебашкирские аммоноидеи и наутилоидеи Западного Верхоянья / Е.С.Соболев, И.В.Будников, А.Г.Клец, В.С.Гриненко // Палеонтологический журнал. 1998. № 5. С. 13–25.

17. *Событийные* уровни в среднем карбоне–ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема / А.Г.Клец, И.В.Будников, Р.В.Кутыгин, В.С.Гриненко // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 45–57.
18. *Схема* каменноугольных отложений Верхояно-Охотского субрегиона (унифицированная) / А.Г.Клец, И.В.Будников, Р.В.Кутыгин, В.С.Гриненко // Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). – С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. С. 98–110.
19. *Grinenko V.S.* Key processes in the formation of gold mineralization in the central part of the Verkhoyansk Fold-and-Trust belt (East Yakutia) // III International Conference on Arctic Margins. ICAV–III. Celle, Germany, 1988. P. 77.
20. *Grinenko V.S., Budnikov I.V., Klets A.G.* Genesis of olistostromes and problems of formation of nappe structures in the central Verkhoyansk Foldbelt (East Yakutia) // XIII International Congress on Carboniferous–Permian (XIII ICC-P). Krakow, Poland. Polish Geological Institute, CBK PAN. Warszawa, 1995. P. 47.
21. *Laffitte P., Permingeat F., Routhier P.* Cartographie metallogenique, metallotectes et geochimie regionale // Bul. Soc. Fr. Miner. Crist., 1965. Vol. 88. P. 3–6.
22. *Late Bashkirian* ammonoids and nautiloids from the Western Verkhoyansk region / E.S.Sobolev, A.G.Klets, V.S.Grinenko, I.V.Budnikov // Paleontological Journal. 1998. Vol. 32. № 5. P. 447–460.
23. *The Permian* of the Verkhoyansk–Okhotsk region, NE Russia / A.G.Klets, I.V.Budnikov, R.V.Kutygin et al. // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. № 3–4. P. 258–268.
24. *Upper Paleozoic* Key section of Verkhoyanye / I.V.Budnikov, A.G.Klets, R.V.Kutygin et al. // Abstract. XIV International Congress on the Carboniferous–Permian, University of Calgary, 17–19 August (XIV ICCP). Calgary, Alberta, Canada, 1999. P. 18.

Вниманию палеонтологов, зоологов, морфологов, териологов, экологов, краеведов, преподавателей, студентов, школьников, а также широкого круга любознательных читателей предлагаются книги:



Колосов П.Н. Динозавры и другие ископаемые Якутии / Отв. ред. проф. А.П.Смелов. – Якутск: Бичик, 2016. – 72 с. +ил.

Автор книги на протяжении десяти лет вместе с учащимися школ и научными сотрудниками проводит палеонтологические раскопки остатков динозавров на территории Якутии. Благодаря этим экспедициям был совершён ряд уникальных открытий, значимых не только в пределах республики, но и во всём мире. Так, экспедицией были обнаружены остатки доселе неизвестного цинодонта (рептилии), названного впоследствии в честь самого автора *Xenocretosuchys kolosovi* Lopatin et Agadjanian, 2008 (кснокретозуха Колосова). Помимо динозавров в книге имеется интересная информация о микроорганизмах возрастом не менее 700 млн. лет, «кембрийском взрыве» морских животных, «шагающих рыбах», самых ранних собаках и охоте на мамонтов. Книга содержит результаты кропотливой работы, приоткрывающей завесу древней истории нашей республики.

Мащенко Е.Н., Потапова О.Р., Боескоров Г.Г., Харламова А.С., Протопопов А.В., Плотников В.В., Климовский А.И., Павлов И.С., Колесов С.Д., Агенброд Л. Детёныши мамонта: свидетельства жизни ледниковой эпохи. – Якутск: Алаас, 2015. – 104 с.

Книга представляет собой первую в научной литературе сводку о детёнышах шерстистого мамонта, сохранившихся в виде замороженных мумий в вечной мерзлоте. Изучение детёнышей шерстистого мамонта включало исследование их морфологии, анатомии, онтогенетических особенностей и адаптаций этого вымершего вида. Большая часть данных, представленных в данной работе, является оригинальными исследованиями авторов за последние 15–20 лет. Авторами подобрана вся наиболее значимая информация, полученная при изучении раннего постнатального онтогенеза шерстистого мамонта. Публикация структурирована и является первым подобным атласом-каталогом находок замороженных мумий детёнышей мамонта из Якутии и с Таймыра с включением данных по онтогенезу современных видов слонов.



Гидрогеологические условия и геоэкологическая ситуация на территории подземных техногенных хранилищ при утилизации дренажных рассолов Удачинского горно-обогатительного комбината

Я.Б.ЛЕГОСТАЕВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),
В.Ф.ПОПОВ (Геологоразведочный факультет Северо-Восточного Федерального университета М.К.Аммосова (ГРФ СВФУ); 677000, г. Якутск, ул. Кулаковского, д. 50),
М.И.КСЕНОФОНТОВА (Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера Северо-Восточного Федерального университета М.К.Аммосова (НИИПЭС СВФУ); 677000, г. Якутск, ул. Кулаковского, д. 48)

Разработка коренных алмазных месторождений в Якутии сопряжена с вовлечением значительных объёмов сопутствующих высокоминерализованных стоков. Соответственно, их безопасное удаление – краеугольная задача обеспечения благоприятной экологической обстановки. Целенаправленное изменение мерзлотно-гидрогеологических условий на подземных полигонах захоронения дренажных вод Удачинского горно-обогатительного комбината АК «АЛРОСА» обеспечивает возможность добычи алмазов и является уникальным и оправданным воздействием на подземную криогидросферу в самом широком смысле этого понятия. Однако сложность и динамичность криогидрогеологической обстановки, увеличение объёма поступления вод в горные выработки и вероятное превышение ёмкостных возможностей резервуаров хранилищ дренажных рассолов повышают экологические риски. Абиотические компоненты экосистемы отражают вариации биогеохимических параметров природной и техногенной геохимической аномальности. Пространственное распределение микроэлементного состава почв, донных отложений и поверхностных вод характеризуется повышенными концентрациями широкого спектра элементов Cr, Ni, Co, Ti, Cu, Y, Nb, Li, Be, Sr, среди которых Sr и Li являются маркерами высокоминерализованных подземных вод.

Ключевые слова: гидрогеология, геоэкология, промышленные отходы, дренажные стоки, криолитозона, многолетнемёрзлые породы.

Легостаева Яна Борисовна
Попов Владимир Фёдорович
Ксенофонтова Марта Ивановна



ylego@mail.ru
pvf_grf@rambler.ru
ksemaria@mail.ru

Hydrogeological conditions and geocological situation in the territory of underground technogenic storage facilities for drainage brines utilization

Ya.B.LEGOSTAEVA (Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences),
V.F.POPOV (M.K.Ammosov North East Federal University, Geological Prospecting Faculty),
M.I.KSENOFONTOVA (M.K.Ammosov North East Federal University's Research Institute of the North Applied Ecology)

The development of primary diamond deposits in Yakutia involves significant amounts of associated highly mineralized effluents, therefore, their safe disposal is the cornerstone of ensuring favorable ecological situation. A targeted change in the permafrost-hydrogeological conditions on the underground landfills of the drainage waters of the Udachny Mining and Processing Division of ALROSA allows for diamond extraction and has unique and justified impact on the underground cryohydrosphere in the broadest sense of the term. However, the complexity and dynamics of the cryogenic hydrogeological situation, the increase in the volume of water flow into the mine workings and the likely capacity excess of drainage brine tank reservoirs increase environmental risks. The abiotic components of the ecosystem reflect variations in the biogeochemical parameters of natural and technogenic geochemical anomalies. The spatial distribution of the microelement composition of soils, sediments and surface waters is characterized by increased concentrations of a wide range of elements: Cr, Ni, Co, Ti, Cu, Y, Nb, Li, Be, Sr, with Sr and Li being the markers of highly mineralized groundwater.

Key words: hydrogeology, geocology, industrial waste, drainage, cryolithozone, permafrost.

В условиях криолитозоны хрупкие природные экосистемы на фоне возрастающего потенциала горно-добывающих производств испытывают возрастающий техногенный прессинг, приводящий к необратимым экологическим последствиям. Сложность в эксплуатации крупнейших алмазоносных трубок Западной Якутии – это обводнённость рассолами из подмерзлотных высоконапорных водоносных горизонтов. С подобными проблемами сталкиваются при разработке кимберлитовых трубок Екаги и Диавик в Канаде [29, 30, 32, 33]. Состав подземных вод, объёмы их притоков к горным выработкам создают проблемы для ведения горно-геологических и добычных работ, влияют на производительность, сложность при утилизации и захоронении дренажных рассолов, оказывают воздействие на геоэкологическую ситуацию в районах разработки.

Кимберлитовая трубка Удачная находится в Далдыно-Алаakitском алмазоносном районе Западно-Якутской алмазоносной провинции на правом берегу среднего течения р. Далдын. Территория Далдынского кимберлитового поля приурочена к области сопряжения юго-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы и северо-восточного борта Тунгусской синеклизы [21]. В его строении участвуют кристаллические породы архея, карбонатные и терригенно-карбонатные отложения венда, кембрия, ордовика и силура, терригенные образования карбона. Глубина залегания кристаллического фундамента составляет 2,4–2,5 км. Осадочный чехол интродуцирован пластовыми телами и дайками долеритов, трубками взрыва, дайками и жилами кимберлитов. Четвертичные отложения представлены различного генезиса песками, галечниками, пылеватыми супесями, часто со значительными включениями крупнообломочного материала. В непосредственной близости от трубки Удачная проходит Октябрьский разлом с резко выраженной амплитудой вертикального смещения осадочных пород порядка 100–150 м. Простирается от северного и северо-западного на юге до западного и северо-западного на севере района исследований. В осевой части разлома на поверхность выходит трапповая интрузия мощностью более 50 м. В пределах его юго-западной части (район трубки Удачная) выделяется полосообразная геологическая структура (Далдынская флексура) с повышенными (на 1–2 порядка) значениями коэффициента водопроницаемости интервалов средне- и нижнекембрийского водоносных комплексов. Её ширина достигает 5 км. Структура асимметрична: северо-восточное крыло приподнято и более пологое, юго-западное – более крутое. По осевой части Далдынской флексуры проходит гребневая часть кембрийского рифового барьерного пояса, который в виде широкой полосы, захватывающей и район трубки Удачная, протягивается с северо-запада на юго-восток [7].

На территории существующего с 1971 г. Удачинского горно-обогатительного комбината (далее Удачинский ГОК) АК «АЛРОСА» (ПАО) осадочный че-

хол имеет сложное геологическое и тектоническое строение, что с одной стороны определяет разнообразие гидрогеологических, геокриологических и геоэкологических условий, а с другой, требует детальной проработки технологических решений, связанных с добычей алмазов, сооружением отвалов, размещением хвостохранилищ и промстоков. Отработка глубоких горизонтов алмазного месторождения сопряжена с поступлением большого количества агрессивных и экологически опасных хлоридно-кальциевых рассолов, требующих их последующей утилизации, непосредственно в горные выработки.

Гидрогеологическая изученность и характеристика гидрогеологического разреза. Гидрогеологические условия кимберлитовой трубки Удачная и района в целом изучались в несколько этапов, начиная с 1956 г., в соответствии с ходом геологоразведочных работ на алмазы и в дальнейшем в связи с необходимостью решения задач водоотведения и утилизации карьерных и шахтных вод. В 1958 г. началось освоение месторождения тр. Удачная открытым способом. В 1982–1983 гг. в результате опытной откачки в интервале 1500–1567 м на нефтегазопроисковой скважине 703, пройденной до кристаллического фундамента, были получены уникальные гидрогеологические параметры нижнекембрийского водоносного горизонта. В 1985 г. в рудных телах были вскрыты подмерзлотные обводнённые зоны, и высокоминерализованные подземные воды начали поступать в карьер. В районе трубки Удачная выполнены беспрецедентные по новизне, объёму и детальности гидрогеологические, инженерно-геологические, геокриологические и геоэкологические исследования Амакинской геологоразведочной экспедицией, Удачинским ГОКом, институтом Якутнипроалмаз (г. Мирный), а также Институтом Земной коры СО РАН (г. Иркутск), Институтом геологии алмазов и благородных металлов СО РАН (г. Якутск), Санкт-Петербургским горным университетом, Российским государственным горным университетом (г. Москва), Северо-Восточным федеральным университетом (г. Якутск) и др. [8].

В районе месторождения существуют все типы подземных вод, характерные для криолитозоны: над-, меж- и подмерзлотные (рис. 1). Последние являются преобладающими. Надмерзлотные представлены пресными водами сезонно-талого слоя, водами гидрогенных подрусловых и подозёрных таликов.

Подмерзлотные воды представлены четырьмя водоносными комплексами, выделенными в соответствии с принципами гидрогеологической стратификации: верхнекембрийским, среднекембрийским, нижнекембрийским и верхнепротерозойским [2, 10]. Минерализация подземных вод увеличивается с глубиной от солёных вод до рассолов. Подземные воды верхнекембрийского комплекса представлены преимущественно хлоридными магниевыми-кальциевыми рассолами с минерализацией от 72 до 177 г/дм³, относительное содержание

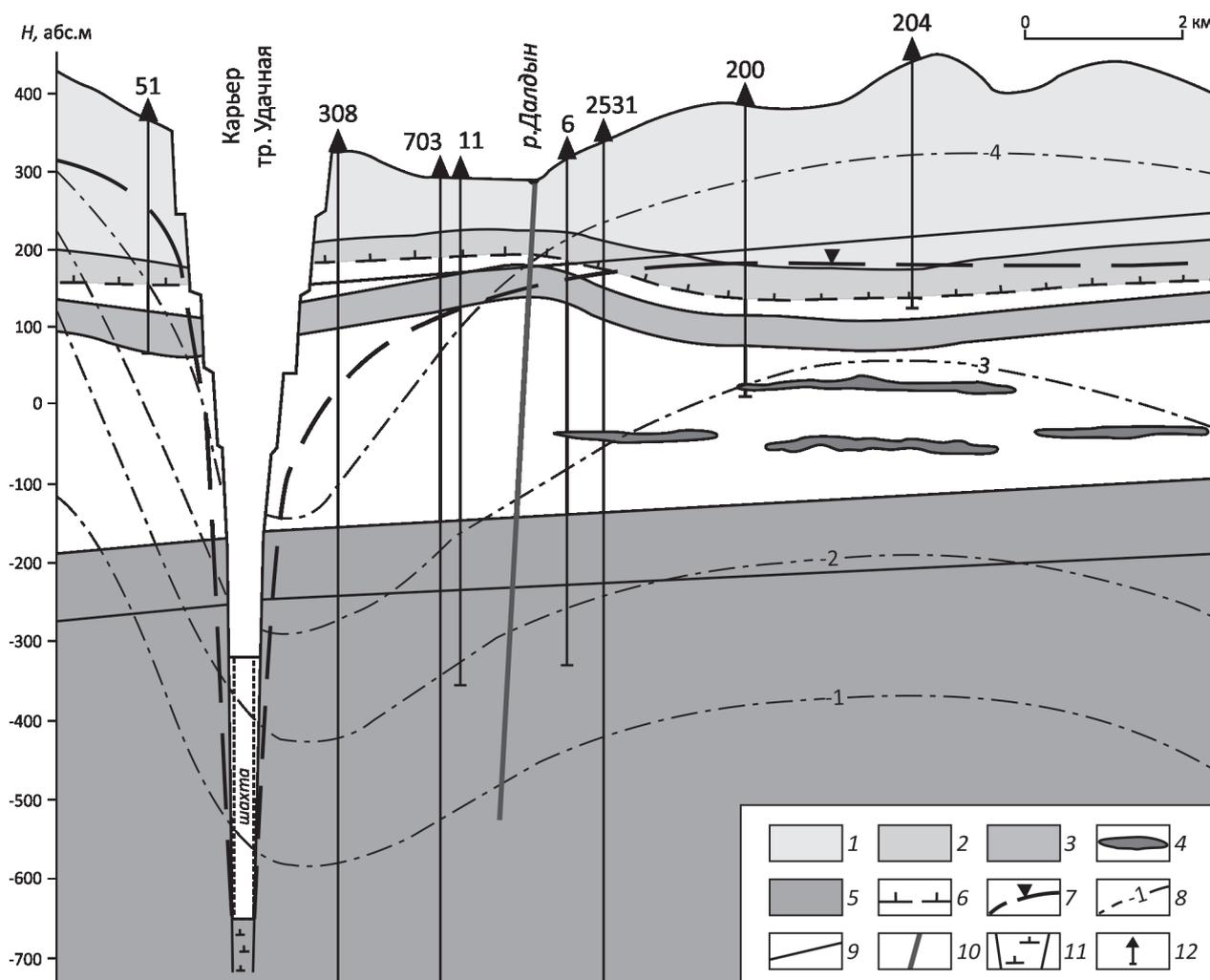


Рис. 1. Мерзлотно-гидрогеологический разрез:

подземные воды в твёрдой фазе: 1 – пресные и 2 – солоноватые; 3 – подмерзлотный верхнекембрийский водоносный комплекс; 4 – линзы крепких рассолов; 5 – среднекембрийский водоносный комплекс; 6 – подошва многолетнемерзлых пород; 7 – пьезометрический уровень; 8 – изотермы, °С; 9 – границы разновозрастных отложений; 10 – тектонические нарушения; 11 – кимберлитовая трубка; 12 – гидрогеологическая скважина и её номер

хлора изменяется от 97,3 до 99,98%-экв. Подземные воды среднекембрийского комплекса имеют минерализацию до 369 г/дм³, преимущественно хлоридно-кальциевого состава с неизменно высоким содержанием хлора – 99%-экв. Кислотно-щелочная характеристика рассолов изменяется с увеличением минерализации и глубины залегания от нейтральной до сильно кислой (рН=2,9–5,0). Дренаживание и откачка дренажных рассолов из карьера и горных выработок рудника Удачный ведут в водоносных комплексах вблизи месторождения к развитию депрессионной воронки. При этом воронка депрессии вблизи горной выработки очень крутая, с градиентом фильтрации на западном фланге до 4–5 [3].

В составе рассолов присутствуют повышенные концентрации микрокомпонентов: Br, Li, Rb, Cs, Sr. Ведущее место занимает Sr, содержание которого изменяется от 438,1 до 894,2 мг/дм³ [7]. Концентрации редких щелочных элементов находятся в прямой связи с концентрациями K⁺. Содержание Li изменяется от 67,4 до 165,9 мг/дм³, а Rb, соответственно, от 4,89 до 18,9 мг/дм³. Концентрации Cs в рассолах не более 0,01 мг/дм³. Рассолы относятся к типу минеральных бромных вод. И хотя Br, как правило, относится к группе микрокомпонентов, его макросодержания в рассолах (до 5,45 г/дм³) позволили отнести его к основным компонентам рассолов. Рассолы высоко агрессивны,

что обусловлено высокой минерализацией, ионным составом, пониженными значениями pH. По агрессивному действию на металлы хлорид кальция стоит на первом месте.

С момента систематического поступления в карьер подземных минерализованных вод в июле 1985 г. на прилегающих к месторождению площадях, расположенных в пределах Далдынской флексуры и в зоне Октябрьского разлома, начались геологоразведочные работы по поиску благоприятных структур для закачки дренажных вод карьера Удачный в водоносные толщи. В результате была обоснована возможность захоронения первоочередных объёмов дренажных рассолов в верхнекембрийский водоносный комплекс на северо-западном фланге Октябрьского разлома и закачки основных объёмов в среднекембрийский водоносный комплекс. Дальнейшие работы позволили разработать способ захоронения дренажных вод в естественные коллекторы многолетнемёрзлых пород, расположенные ниже местных базисов эрозии. Режим сброса – безнапорный, с поддержанием уровней воды в массиве на определённых экологически безопасных отметках (+280 м абс.).

Геотермический разрез в районе трубки Удачная достаточно детально изучен. На сравнительно небольшой площади температура горных пород была измерена в десятках скважин глубиной 600–700 м [13]. Полученные данные свидетельствуют о значительной изменчивости теплового поля. Установлено, что самую высокую (от $-2,9^{\circ}$ до $-3,8^{\circ}\text{C}$) среднегодовую температуру имеют осадочные толщи на юго-восточном фланге месторождения. До глубины 200 м фиксируется безградиентная зона. Ниже по разрезу температура пород повышается с геотермическим градиентом $0,6^{\circ}\text{--}0,9^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Мощность криолитозоны составляет 700–1050 м. На северо-западном фланге месторождения среднегодовая температура пород достигает $-4,3^{\circ}\text{C}$.

С 1988 г. в районе трубки Удачная начали регулярно выполняться гидрогеологические режимные наблюдения за динамикой уровня подземных вод, гидрохимическим режимом подземных и поверхностных вод и водопритоками в действующий карьер месторождения. С 2001 г. дренажные воды карьера и строящегося рудника Удачный удалялись на Киенгский полигон, а в 2013 г. заработал полигон Левобережный. Для поиска и ввода в действие полигонов захоронения и реализации планов закачки карьерных вод, а в последующем и шахтных в геологические структуры был выполнен значительный комплекс специальных геологоразведочных и научно-исследовательских работ с осуществлением опытно-промышленных закачек.

Геоэкологическая изученность и оценка геоэкологической ситуации. Геохимическое изучение Западно-Якутского региона начато с 1960-х годов при производстве геолого-съёмочных работ масштаба 1: 200 000, а с 1970-х годов и при съёмке масштаба 1:50 000 [27].

Являясь составной частью геологоразведочной съёмки (ГРС), геохимические работы были ориентированы на изучение геохимии малых элементов осадочных и магматических пород. По данным Б.С. Ягнышева [28], степень геохимической изученности территории Далдыно-Алакитского района составляет 51,7%, это порядка 29 500 км², из них 1750 км² – это участки поисково-оценочных работ по потокам рассеяния, 450 км² – площади поисковых работ по вторичным ореолам рассеяния и 750 км² – проведение поисковых работ по первичным ореолам.

Геоэкологическое изучение территории и комплексный экологический мониторинг основных компонентов экосистем, в том числе и биотической составляющей, проводится с 1999 г. с оценкой параметров местного/локального геохимического фона депонирующих сред экосистемы территории промышленной площадки и прилегающих площадей [4, 6, 16, 19, 22, 24].

Формирование современного почвенного покрова Далдыно-Алакитского района происходит на фоне предшествующего периода длительной денудации, в результате которого на уровне современного эрозионного среза доминирующее положение приобрели карбонатные породы раннего палеозоя. Они выступают в роли почвообразующего субстрата, определяя тем самым «карбонатную» направленность существующих геохимических процессов при главенствующем положении Ca-Fe-Mg компонентов природных сред. Уровень содержаний макро- и микроэлементов осадочных пород отвечает параметрам регионального геохимического фона и отражает характер общей геохимической специализации региона. Таким образом, в плане Далдыно-Алакитского алмазоносного района выявлены как природные, так и техногенные геохимические аномалии, генетически связанные с участками известных кимберлитовых тел, в том числе трубок Удачная и Зарница, с зонами глубинных разломов разной ориентации и дизъюнктивных нарушений. Существенное влияние на параметры местного геохимического фона оказывают регионально распространённые подземные водоносные горизонты, в составе которых присутствуют высокоминерализованные рассолы, насыщенные Li и Sr [27]. При этом природная геохимическая аномальность почв, унаследованная от подстилающих пород, служит причиной вариации биогеохимических параметров абиотических компонентов естественных и антропогенных экосистем.

Почвенный покров территории Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей, сформированный в результате действия биогенно-аккумулятивных, иллювиально-аккумулятивных и криотурбационных процессов, характеризуется концентрациями микроэлементов, находящимися на уровне или несколько выше значений регионального фона [16–18]. Микроэлементные характеристики доминирующих типов почв отражают накопительные ряды. Тип почв дан по работе [12]:

Глеезём перегнойный – Oh-G-CG:
 $Sc_{1,4} \rightarrow Mn_{1,3} \rightarrow Yb_{1,2} \rightarrow Ti(Ag)_{1,1} \rightarrow Ge_{1,0}$
 Криозём глееватый – O-CRg-Cg:
 $Sc_{1,3} \rightarrow Ti(Ge-Y-Yb)_{1,2} \rightarrow Mn(Nb-Sn)_{1,1} \rightarrow Ni(Zn)_{1,0}$
 Криозём типичный – O-CR-C:
 $Sc_{1,4} \rightarrow Ge(Y-Yb)_{1,2} \rightarrow Be(Ti-Sn)_{1,1}$
 Криозём тиксотропный – O-CR-C:
 $Ge_{1,6} \rightarrow Ni(Zn)_{1,3} \rightarrow Sn_{1,2} \rightarrow Li(Y)_{1,1}$
 Карбопетрозём гумусовый – O-Rca:
 $Sc(Ti)_{1,4} \rightarrow Y_{1,2} \rightarrow Ge(Yb)_{1,1} \rightarrow P_{1,0}$
 Мерзлотные аллювиальные – W-C:
 $Ni_{1,4} \rightarrow Ge_{1,3} \rightarrow Mn(Ag-Sn)_{1,1} \rightarrow Mo(Sc)_{1,0}$

В целом пространственное распределение микроэлементного состава почв характеризуется повышенными концентрациями широкого спектра элементов: Cr, Ni, Co, Ti, Cu, Y, Nb, Li, Be, Sr (табл. 1). В зависимости от кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий, от направленности мигрирующей влаги и органического вещества в почвенном покрове и профиле почв формируется свой облик пространственного и внутрипрофильного распределения.

Наибольший вклад в состав полиэлементной техногенной аномалии, образовавшейся в зоне воздействия Удачинского ГОКа, вносят высокие содержания подвижных форм никеля, кобальта и хрома, то есть элементов, являющихся индикаторами кимберлитового магматизма и в больших количествах присутствующих в породах ордовика и кембрия в зоне экзоконтакта с кимберлитами трубки Удачная. Поэтому уровень загрязнения по содержанию подвижных форм микроэлементов повышается в промышленной зоне, где эпицентр техно-

ногенного воздействия приходится на борта карьера, отвалы пустых пород, хвостохранилища, территории Киенгского и Октябрьского полигонов закачки дренажных и высокоминерализованных вод (табл. 2). В результате общего уклона местности в сторону р. Далдын основной вектор шлейфа техногенных потоков рассеяния также обращён в направлении реки.

Таким образом, основной поток миграции подвижных форм микроэлементов в поверхностных горизонтах почв в зоне воздействия Удачинского ГОКа имеет северо-восточное направление от промышленной площадки.

Основным водным объектом территории является р. Далдын, левый приток р. Марха. Абсолютные отметки истока 465 м и устья 252 м, общее падение 213 м, или 154 см на 1 км. По естественному характеру русла р. Далдын можно разделить на два участка. Первый (60,4 км) от истока до устья р. Сытыкан и второй (77,6 км) от впадения р. Сытыкан до устья. На первом участке река представляет собою маломощный поток, изобилующий каменистыми перекатами [25]. На втором участке ширина долины поверху 8–9 км, уменьшающаяся выше руч. Орто-Бысытта до 5 км. Основная доля техногенной нагрузки приходится именно на второй участок реки, где на правом берегу расположены карьер трубки Удачная, отвалы, хвостохранилища на руч. Новый, полигон Киенгский. Участие подземных вод незначительно. По классификации О.А.Алекина [1], с начала 1960-х годов состав воды в среднем по реке значительно не меняется и остаётся постоянным. Относится к

1. Валовое содержание микроэлементов в профиле почв Далдынского кимберлитового поля

Горизонт (глубина отбора проб, см)	Элемент (вес.%)													
	Li	B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Nb	Sn	Pb
Криозём глееватый на породах Меикской свиты раннего силура														
O (0–5)	3,25	1,33	5,56	3,93	2,4	19,13	0,7	1,05	2,2	3,0	5,8	0,5	0,33	0,3
CRg (5–18(20))	5,5	1,48	3,33	9,74	7,33	7,4	0,05	3,3	2,5	5,68	7,33	1,47	1,18	0,5
Cg (18(20)–30)	5,78	2,07	0,2	7,03	1,5	10,87	0,02	7,55	1,5	7,12	3,19	0,52	2,06	0,7
Глеезём перегнойный на кимберлитах трубки Юность														
Oh (0–5)	1,33	1,0	7,0	11,6	15,0	16,6	5,2	12,3	2,33	4,3	4,3	–	0,83	0,11
G (5–20)	1,66	0,16	10,0	3,33	43,3	25,0	10,7	66,6	5,0	7,0	2,5	–	1,3	0,62
CG (20–85)	1,33	1,83	10,0	6,33	50,1	126,6	11,6	116,6	5,3	7,0	1,5	–	1,25	0,5
Криозём типичный Сохолохской свиты раннего ордовика														
O (0–5)	10,0	2,21	5,58	7,08	10,0	7,2	1,5	7,1	2,2	5,13	5,0	1,0	2,0	0,3
CR(5–23)	7,0	3,01	2,0	3,75	12,75	10,0	5,56	5,38	7,9	8,51	3,3	2,25	1,16	0,5
C (23–40)	7,5	1,56	3,64	1,3	5,9	5,3	0,7	1,14	1,3	5,01	2,0	0,5	2,5	0,5
Карбопетрозём гумусовый на породах Моркокинской свиты позднего кембрия														
O (0–1)	3,0	2,1	5,1	1,5	3,0	10,7	0,2	1,0	2,0	5,6	5,0	1,0	0,5	0,3
R _{Ca} (1–5)	7,0	3,33	7,53	5,34	3,0	9,87	0,5	1,5	2,05	2,73	7,33	0,5	1,0	0,3
C _{Ca} (5–17)	15,0	3,5	5,06	1,5	3,0	10,3	0,33	2,0	2,0	5,0	3,19	1,5	2,0	1,13

2. Характер накопления микроэлементов в грунтах и почво-грунтах техногенно-преобразованных ландшафтов территории Далдынского кимберлитового поля

Тип техногенных площадок	Микроэлементный ряд
Отвалы карьера трубки Удачная	Li ₁₀ >Ga _{6,7} >Y _{4,8} >Ge _{4,3} >B _{3,3} >Sn _{3,2} >Sc _{2,9} >Mn _{2,7} >Pb _{2,6} >Ti _{2,3} >Cu _{2,1} >>Be _{2,0} >Cr _{1,9}
Полигон Киенгский	Li _{9,9} >Sr _{7,5} >Mn _{3,5} >V _{3,4} >Ag(Pb) _{2,7} >Sn _{2,1} >Cu _{1,7} >Ga(Y) _{1,6}
Хвостохранилище II очереди на руч. Новый	Li _{9,9} >Ga _{7,4} >Sn _{3,0} >V _{2,7} >Ag _{2,6} >Pb _{2,2} >Mn(Ge, Y) _{1,9} >Ni _{1,8} >Cu _{1,5}
Полигон Октябрьский	Li _{10,4} >Mn _{3,9} >Sr _{3,3} >Sn _{2,1} >Pb _{2,0} >Ga _{1,9} >B(Sc, Zn-Ag-Co) _{1,6}
Селитебные территории г. Удачный	Pb _{9,2} >Li _{6,5} >Ga _{4,4} >V _{2,1} >Ag _{2,0} >Sn _{1,8} >Mn _{1,5}
Дорожные насыпи	Li _{12,2} >Ga _{4,2} >Pb _{3,4} >Ge _{2,3} >Ag(Cr) _{2,0} >Sn _{1,9}

гидрокарбонатному классу: в анионном составе преобладают гидрокарбонат-ионы, а в катионном – кальций и магний. Жёсткость воды достигает наибольших значений в конце зимы и наименьших – в период половодья; в среднем р. Далдын относится к водооткам средней жёсткости. В разные периоды времени общая минерализация вод варьирует в широких пределах и в среднем составляет 207,06–750 мг/дм³, отмечены невысокие превышения предельно-допустимых концентраций для рыбохозяйственного значения по Вг, Mn, Zn, Fe, Cr и Cu [14–15, 20, 23, 26–27].

Для бассейна р. Далдын влияние высокоминерализованных вод можно проследить по наличию высоких концентраций Li, Sr, Ba, а также поступлению с поверхностным стоком Mn, Cu и Fe (табл. 3).

Обсуждение результатов и выводы. Опыт создания бессточных поверхностных рассолонакопителей в криолитозоне показывает, что длительное хранение рассолов на естественном основании из трещиноватых пород, даже при создании специальных противofильтрационных экранов, трудно осуществимо, и их эксплуатация сопровождается достаточно серьёзными экологическими проблемами [30, 31, 34]. Удачный ГЭК АК «АЛРОСА» – первое предприятие, где внедрён способ захоронения дренажных рассолов в многолетнемёрзлые породы, не имеющий аналогов в отечественной и мировой практике. Принятые схемы удаления минерализованных стоков ориентированы на изменение состояния криогидрогеологической структуры за счёт воздействия высококонцентрированных рассолов на подземные льды, вызывающее их плавление и замещение. По существу, подобное целенаправленное изменение мерзлотно-гидрогеологических условий используемых участков обеспечивает возмож-

ность эксплуатации алмазоносных трубок и является уникальным и оправданным воздействием на подземную криогидросферу в самом широком смысле этого понятия.

Каждый природный подземный резервуар для захоронения промышленных стоков в криолитозоне характеризуется взаимозависимыми геологическими, гидрогеологическими, геокриологическими и гидрохимическими параметрами среды, обуславливающими эффективность его использования. Они определяют фильтрационно-ёмкостные свойства потенциальных для утилизации стоков толщ горных пород: участков подземной криогидросферы; граничные условия резервуара; физико-химические показатели среды для захоронения; температурный режим используемых для закачки толщ пород и перекрывающего криогенного массива; совместимость природных вод и закачиваемых промышленных стоков; экранирующие свойства многолетнемёрзлых пород и их динамику во времени. Динамика по показателям ежегодных объёмов (V) откачанных вод и их минерализация (M) показана на рис. 2.

Следует отметить, что дренажные воды не относятся в полном смысле к специфическим отходам каких-либо производств. Это обычные для района подземные рассолы, извлекаемые при осушении карьера. Дополнительное влияние на них оказывают примесь поверхностных вод и взаимодействие с кимберлитами в зоне горных работ, а также свободный контакт с атмосферными газами. Поэтому дренажные и подземные воды являются химически однородными хлоридными растворами со сходным набором катионов, полностью смешивающимися между собой. Они сосуществуют с вмещающими породами миллионы лет и поэтому равновесны с ними. Перекачка не ведёт к коренному

3. Среднее содержание микроэлементов в поверхностных водах бассейна р. Далдын (в мг/дм³)

Год	Бассейн р. Далдын					
	Li ⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺	Mn	Cu	Fe
2013 (n=33)	0,03	0,95	1,52	0,019	0,0028	0,09
2014 (n=30)	0,09	0,69	0,12	0,01	0,0026	0,06
2017 (n=23)	0,02	0,16	0,58	0,008	0,0077	0,02

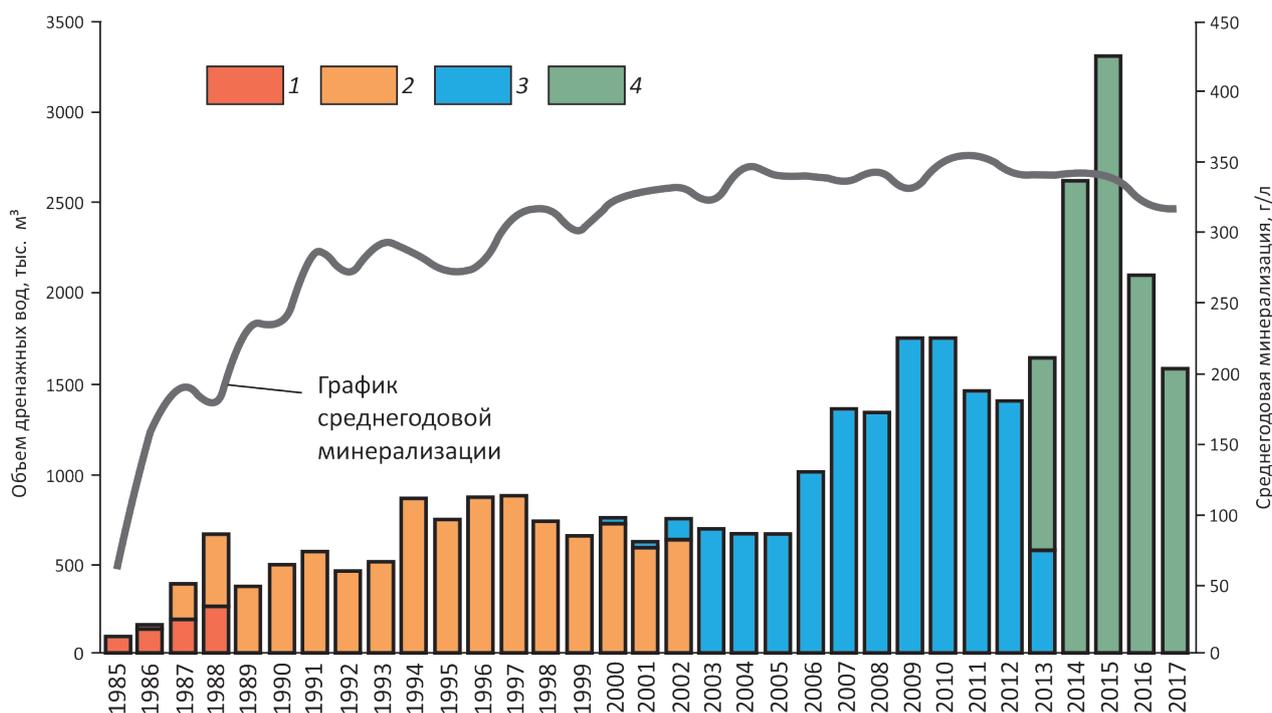


Рис. 2. Динамика изменения откачки-закачки шахтовых и дренажных вод по состоянию на 01.08.2017 г.:

1 – в накопитель (733,9 тыс. м³); в скважины: 2 – Октябрьского полигона (9905,5 тыс. м³), 3 – полигона Киенг (12 914,5 тыс. м³), 4 – Левобережного полигона (11 316,1 тыс. м³)

изменению их качества. На 99% это хлориды, обладающие наибольшей миграционной способностью из прочих компонентов водных растворов [9].

Система «многолетнемёрзлые породы–дренажный рассол» представляет собой природно-техногенную геосистему, нестабильность которой определяется изменениями температурных, механических, физико-химических и химических показателей её составных элементов. Химическое взаимодействие обуславливает возникновение процессов растворения, ионного обмена, окислительно-восстановительных реакций. Физико-химическое взаимодействие приводит к структурно-текстурным преобразованиям, вызывающим изменение криогенного строения, образованию льдопородных пробок и других процессов, оказывающих существенное влияние на фильтрационные и ёмкостные свойства горного массива. В каждой точке осадочной породы поровый раствор должен находиться в равновесии с соприкасающимся с ним минералом. Всякое изменение термодинамических условий приводит к тому, что поровый раствор, с одной стороны, становится активным растворителем, с другой, средой первичной аккумуляции и перераспределения химических элементов и соединений [26].

Тектонические зоны нарушений создают благоприятные условия для активной миграции подземных вод

и определяют области их разгрузки на дневную поверхность при нарушении гидрогеодинамического режима [20]. Эти процессы активизируются при нарушении общего пьезометрического уровня подземных вод и за счёт изменения параметрических давлений, подъём высокоподвижных химических элементов к дневной поверхности становится более интенсивным.

В ноябре 2012 г. сотрудниками Министерства охраны природы РС (Я) в бассейне р. Далдын в районе устья руч. Киенг-Юрях на территории Киенгского полигона был обнаружен выход высокоминерализованных вод. Сотрудниками Министерства охраны природы и Научно-исследовательского института прикладной экологии Севера СВФУ (2013–2014 гг.), а также Института геологии алмазов и благородных металлов СО РАН (2017 г.) были проведены исследования влияния выхода на водную систему р. Далдын. В 2013–2014 гг. это был точечный источник с чёткой границей, из которого вытекал ручёк, на поверхности воды был отмечен лёд (рис. 3, А–В). Из-за проведённых в 2017 г. мероприятий по устранению выхода (распашка земли тяжёлой гусеничной техникой), он уже имеет нечёткие границы (течение и сток практически отсутствуют) и представляет собой небольшой водоём, на поверхности воды которого лёд отсутствует (см. рис. 3, В).



Рис. 3. Выход высокоминерализованных вод в районе исследования:

в период: А и Б – 2013 г., В – 2014 г., Г – 2017 г.

Результаты исследования воды из источника высокоминерализованных вод на Киенгском полигоне представлены в табл. 4. Химико-аналитические работы проведены в Лаборатории физико-химических методов анализа НИИПЭС СВФУ (2013–2017 гг.), в центре коллективного пользования физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН (2017 г.) по общепринятым методикам.

Вода заводи имеет высокую минерализацию до 3,9 г/дм³ и слабокислую среду. Состав воды преимущественно хлоридно-натриево-кальциево-магниевый. Превышения нормативов ПДК_{вр} отмечаются по: Na_{2,3} < K_{2,9} < Mg_{5,1} < Cl_{9,8} < Cu₁₄ < Li₁₆ < Sr₂₆^{вр}. Наличие в заводи экстремально высоких содержаний лития, стронция, хлоридов и меди указывает на влияние подземных высокоминерализованных вод, так как других

4. Химический состав воды из выхода высокоминерализованных вод (2013, 2017 гг.)

Показатель	2013 г.		2017 г.
	Фазы		
	Жидкая	Твёрдая	Жидкая
Минерализация, г/дм ³	270,0	4,9	0,44
Водородный показатель pH	6,2	6,3	6,5
Ионный состав	Cl-Na	Cl-Ca	Cl-Na-Mg
Микроэлементы, превышающие ПДК _{вр}	Fe _{7,0} < Cu _{9,1} < Ba _{48,6} < Mn ₉₉ < Sr ₇₇₅	Li _{16,3} < Fe _{21,8} < Cu ₃₀ < Sr ₃₅ < Mn ₁₃₀	Sr _{1,9} < Mn _{2,0} < Li _{2,5} < Cu ₂₀

источников поступления этих элементов на поверхность нет.

В целом для бассейна р. Далдын влияние высокоминерализованных вод можно проследить по увеличению содержания Cl^- , наличию высоких концентраций Li, Sr, Ba, а также поступлению с поверхностным стоком Mn, Cu и Fe. Таким образом, основное влияние выхода минерализованных вод на почвы прослеживается по высоким концентрациям Li, Sr, Ga по всему профилю, а на поверхностные воды р. Далдын – ураганными значениями Cl^- , Li, Sr, Ba.

Введение в 2013 г. в эксплуатацию нового полигона «Левобережный» немного сняло геоэкологическую напряжённость, что сразу отразилось на гидрохимическом составе поверхностных вод р. Далдын, в частности, на значении величины минерализации.

На фоновых участках минерализация поверхностных вод в р. Далдын стабильна и находится в пределах 215–203 мг/дм³, в среднем составляет: в 2013 г. 394,9 мг/дм³, в 2017 г. 339 мг/дм³. В районе выхода высокоминерализованных вод на поверхность отмечается повышение минерализации поверхностных вод в р. Далдын в 2013 г. до 2,2 г/дм³, в 2017 г. до 1,04 г/дм³.

Вопросы взаимодействия подземных вод с зоной радиоактивного загрязнения под саркофагом мирного ядерного взрыва «Кристалл», произведённого в 1974 г., вызывают тревогу [5]. При превышении ёмкостных возможностей полигона Левобережный существует опасность радиоактивного загрязнения дренажных вод и дальнейшего их распространения по участкам захоронения и так далее. Следует отметить, что участок Левобережный имеет расчётную ёмкость порядка 11–13 млн. м³. Это обеспечивает возможность захоронения рассолов с дебитами от 270 до 350 м³/час в течение пяти, а может быть, и шести лет.

Безусловно, важным элементом природоохранных мероприятий является гидрохимический мониторинг поверхностных вод р. Далдын и её притоков, прежде всего левых, и в зонах вероятного выхода подземных вод.

В целом подземное захоронение дренажных рассолов в толще многолетнемерзлых пород криолитозоны явилось наиболее прогрессивным направлением в решении экологических проблем региона при отработке крупнейшего алмазного месторождения – трубки Удачная. В настоящее время предусматривается аналогичным образом осуществлять ликвидацию минерализованных стоков и на других алмазных месторождениях: Айхал, Комсомольская, Юбилейная, Нюрбинская, Ботуобинская, трубках Верхне-Мунского поля. По сравнению с другими методами удаления сточных вод, этот способ ликвидации жидких отходов горного производства имеет преимущества практически во всех аспектах его рассмотрения (технических, технологических, финансовых и экологических) [11]. В последующем он может применяться не только на

алмазодобывающих предприятиях Западной Якутии, но и в других областях, которым свойственно развитие мощных толщ многолетнемерзлых пород. При этом необходимо помнить, что наиболее рациональным считается использование гравитационной ёмкости природных геологических образований или природно-техногенных резервуаров с безнапорным режимом закачки и складирования жидких отходов разных производств. Поэтому при выборе наиболее экологически безопасного варианта удаления или складирования разного вида промстоков в криолитозоне должна учитываться не только вся совокупность показателей резервуара, но и геоэкологическая безопасность применения данного способа утилизации для компонентов экосистемы.

Работа выполнена в рамках Госзадания на 2018 – 2020 гг. по проекту НИР 0381-2016- 0003 (№ госрегистрации: АААА-А17-117021310214-9) «Эколого-геохимическое изучение техногенных массивов на территории Якутской алмазодобывающей провинции».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии: монография. – Л.: Гидрометеониздат, 1953.
2. *Алексеев С.В.* Криогидрогеологические системы Якутской алмазодобывающей провинции. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009.
3. *Апрощенко Ф.Г.* Оценка гидрогеологических условий подземной разработки месторождения трубки «Удачная» // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2012. № 5. С. 414–421.
4. *Вольперт Я.Л., Мартынова Г.А.* Основные направления минимизации воздействия алмазодобывающей промышленности Якутии на окружающую среду // Горный журнал. 2011. № 1. С. 100–102.
5. *Геоэкологическая модель района мирного подземного ядерного взрыва «Кристалл» (Якутия) / С.Ю.Артамонова, Л.Г.Бондарева, Е.Ю.Антонов, Н.О.Кожевников* // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2012. № 2. С. 143–158.
6. *Данилов П.П., Легостаева Я.Б., Саввинов Г.Н.* Техногенные ландшафты и их влияние на естественный почвенный покров Западной Якутии // Вестник Якутского государственного университета. 2005. Т. 2. № 3. С. 70–75.
7. *Дроздов А.В.* Природные и техноприродные резервуары промышленных стоков в криолитозоне на примере Якутской части Сибирской платформы: монография. – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011.
8. *Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В.* Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. – Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2008.
9. *Дроздов А.В., Попов В.Ф.* Захоронение дренажных рассолов трубки Удачная в многолетнемерзлоту: монография // Саарбрюккен: LAPLAMBERTAcademicPublishing, 2012.

10. Дроздов А.В., Попов В.Ф., Поморцев О.А. Удаление высокоминерализованных вод алмазодобывающих предприятий в многолетнемерзлые породы криолитозоны (на примере Удачинского ГОКа) // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 64–71.
11. Дроздов А.В., Толстихин О.Н., Попов В.Ф. Экологические последствия эволюции подземной криогидросферы вблизи алмазоносных месторождений Якутии // Подземная гидросфера: мат-лы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России. – Иркутск: Изд-во ООО «Географ», 2012. С. 69–73.
12. Классификация и диагностика почв России / Л.Л.Шишов, В.Д.Тонконогов, И.И.Лебедева, М.И.Герасимова. – Смоленск: Ойкумена, 2004.
13. Климовский И.В., Готовцев С.П. Криолитозона Якутской алмазосной провинции. – Новосибирск: Наука, 1994.
14. Ксенофонтова М.И. Качество воды Сытыканского водохранилища // Наука и образование. 2009. № 1. С. 74–79.
15. Ксенофонтова М.И., Пестрякова Л.А. Экологическая оценка состояния поверхностных вод северо-таёжных ландшафтов на примере бассейна р. Далдын: мат-лы научно-практической конференции «Принцип экологического императива при промышленном освоении Арктической зоны РС (Я), посвящённой памяти Н.Е.Андросова» 15–16 мая 2007 г. – Якутск, 2007. С. 23–25.
16. Легостаева Я.Б. Экологическая значимость микроэлементного состава почв Далдынского кимберлитового поля // Проблемы региональной экологии. – М.: Изд-во «Камертон», 2008. № 2. С. 15–20.
17. Легостаева Я.Б., Мартынова Г.А. Анализ микроэлементного состава грунтов и почво-грунтов селитебных территорий Западной Якутии // Горный журнал. 2011. № 10. С. 78–81.
18. Легостаева Я.Б., Саввинов Г.Н., Данилов П.П. Оценка экологической ситуации в Западной Якутии по показателям загрязнения почвенного покрова // Современные наукоёмкие технологии. 2004. № 5. С. 83–85.
19. Легостаева Я.Б., Ягнъшев Б.С. Биогеохимические показатели техногенного загрязнения экосистем в районе деятельности алмазодобывающих предприятий Якутии // Наука и образование. 2003. № 3. С. 110–113.
20. Ломоносов И.С., Дзюба А.А. Роль рассолов в гидрохимическом режиме рек. Западная Якутия. – Новосибирск: Наука: Сиб. отделение, 1987.
21. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / В.В.Шепелев, О.Н.Толстихин, В.М.Пигузова и др. – Новосибирск: Наука, 1984.
22. Поздняков А.И., Вольперт Я.Л. Анализ воздействия алмазодобывающей промышленности на окружающую среду северо-западной Якутии // Проблемы региональной экологии. 2008. № 2. С. 24–28.
23. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 17 Лено-Индигирский район // Под ред. М.С.Протасьева. – Л.: Гидрометиздат, 1972. С. 384–408.
24. Саввинов Г.Н., Данилов П.П., Петров А.А. Проблемы рекультивации хвостохранилищ обогатительных фабрик алмазодобывающей промышленности Западной Якутии // Проблемы рекультивации отходов быта, промышленного и сельскохозяйственного производства IV международная научная экологическая конференция (с участием экологов Азербайджана, Армении, Беларуси, Германии, Грузии, Казахстана, Киргизии, Латвии, Ливана, Молдовы, Приднестровья, России, Словакии, Узбекистана и Украины). – Краснодар, 2015. С. 426–429.
25. Чистяков Г.Е. Водные ресурсы рек Якутии. – М.: Наука, 1964.
26. Шварцев С.Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода–горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. 2008. № 6. С. 3–24.
27. Экология Западной Якутии. Геохимия геосистем: состояние и проблемы / Б.С.Ягнъшев, Т.А.Ягнъшева, М.Н.Зинчук, Я.Б.Легостаева. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. С. 432.
28. Ягнъшев Б.С. Новые данные о биогеохимических ореолах кимберлитов // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 42–46.
29. Drever J.I. The Chemistry of Natural Waters: Surface and Ground water Environments. Prentice-Hall Inc., 1997.
30. Evangelou V.P., Zhang, Y.L. A Review: Pyrite Oxidation Mechanisms and Acid Mine Drainage Prevention. Critical Reviews in Environmental Science and Technology. 2005. № 25(2). P. 141–199.
31. Negative pH and Extremely Acidic Mine Waters from Iron Mountain, California / D.K.Nordstrom, C.N.Alpers, C.J.Ptacek, D.W.Blowes // Environmental Science and Technology. 2002. № 34(2). P. 254–258.
32. Static Tests of Neutralization Potentials of Silicate and Aluminosilicate Minerals / J.L.Jambor, J.E.Dutrizac, L.A.Groat, M.Raudsepp // Environmental Geology. 2002. № 43. P. 1–17.
33. Pfeifer H.R. A Model for Fluids in Metamorphosed Ultramafic Rocks: Observations at Surface and Subsurface Conditions (High pH Spring Waters) // Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 1977. № 57. P. 361–396.
34. Sato T., Akita N. and Arai S. Geochemical Modelling of Hyperalkaline Spring Water and Precipitates at the Oman Ophiolite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. 66 (15A).

80-летие Валентина Алексеевича Чантурия



15 октября 2018 г. исполнилось 80 лет выдающемуся учёному и организатору науки в области обогащения полезных ископаемых и комплексной переработки минерального сырья, доктору технических наук, академику РАН по Отделению наук о Земле (ОНЗ РАН), заместителю академика-секретаря ОНЗ РАН, председателю Научного совета РАН по проблемам обогащения полезных ископаемых, вице-президенту Международного Совета Международного конгресса по обогащению полезных ископаемых (ИМПС), профессору Валентину Алексеевичу Чантурия.

После окончания в 1962 г. Московского института стали и сплавов В.А.Чантурия трудился в Институте горного дела, затем в Институте обогащения твёрдых горючих ископаемых и Институте физики Земли. В 1977 г. он становится заместителем директора по научной работе и заведующим лабораторией в Институте проблем комплексного освоения недр (ИПКОН РАН), а

в 2003 г. его директором. В настоящее время Валентин Алексеевич является главным научным сотрудником ИПКОН РАН, научным руководителем отдела проблем комплексного извлечения минеральных компонентов из природного и техногенного сырья и аналитического центра изучения природного вещества при комплексном освоении недр, а также профессором кафедры обогащения полезных ископаемых Горного института НИТУ «МИСиС».

Научная деятельность В.А.Чантурия посвящена фундаментальным исследованиям механизма дезинтеграции минеральных комплексов, повышения контрастности и модифицирования поверхностных свойств минералов и взаимодействия реагентов с минералами, базирующегося на современных представлениях физики твёрдого тела и химии поверхностных явлений.

Большой вклад В.А.Чантурия сделан в теоретическом и экспериментальном обосновании интенсификации процесса выщелачивания золота, редкоземельных элементов и меди из труднообогатимых руд и концентратов на основе комбинированных физико-химических и энергетических воздействий с получением готовой продукции повышенного качества.

В.А.Чантурия разработаны, прошли испытания и реализованы на предприятиях компании «АК АЛРОСА» высокоэффективные физико-химические методы очистки алмазов от примесей и повышения их качества, интенсификации процесса осаждения и извлечения тонкодисперсных шламов из оборотных вод «ОАО СеверАлмаз», которые позволили повысить эффективность технологического процесса извлечения алмазов из руд.

Выявлена взаимосвязь концентрации носителей электрического заряда минералов-полупроводников с сорбцией реагентов-собираателей на сульфидах, и вскрыт механизм дефектообразования на минералах при воздействии ионизирующих излучений на флотационные системы. Разработаны теоретические основы направленного повышения контрастности физико-химических, сорбционных и флотационных свойств сульфидных минералов при электрохимическом воздействии на минеральные суспензии и промышленные воды. Механизм селективного образования новых фазовых соединений на поверхности минералов обусловлен протеканием электрохимических реакций на поверхности сульфидов за счёт поляризации частиц при заданном потенциале и регулирования ионного состава и окислительно-восстановительных свойств жидкой

фазы пульпы. Образование новых гидрофобных и гидрофильных соединений на поверхности минералов обеспечивает высокую селективность флотационного разделения компонентов.

На базе предложенной теории впервые в мировой практике разработаны научные основы, аппараты и оптимальные режимы экологически безопасной электрохимической технологии кондиционирования минеральных суспензий и промышленных вод в схемах обогащения полиметаллических, золотосодержащих руд и алмазосодержащих кимберлитов, обеспечивающих замкнутый водооборот, повышение извлечения ценных металлов и алмазов на 3–7% и снижение расхода реагентов. Технология реализована на АК «АЛРОСА» (Россия), Жезказганском комбинате (Казахстан), комбинате «Горрубсо» (Болгария).

Теоретическими расчётами и экспериментально изучено воздействие мощных электромагнитных импульсов на золотосодержащие сульфидные минералы, и установлено образование каналов пробоя и систем трещин, обеспечивающих вскрытие микро- и наночастиц благородных металлов и доступ продуктивных выщелачивающих растворов к тонкодисперсному золоту и, как следствие, повышение извлечения благородных металлов на 15–30%.

Большой вклад В.А.Чантурия сделан в теоретическом и экспериментальном обосновании процесса интенсификации растворения сульфидов в 5–7 раз при использовании модифицированных кислых техногенных вод (ОАО «Учалинский ГОК») в технологии кучного выщелачивания некондиционных медно-цинковых руд с получением готовой продукции для последующей металлургической переработки.

В последние годы В.А.Чантурия обоснованы главные направления фундаментальных исследований и прорывные прогрессивные технологии в области глубокой и комплексной переработки минерального сырья, реализация которых в промышленности обеспечит получение готовой продукции конкурентоспособной на мировом рынке как по экологическим, так и экономическим критериям.

Намеченная программа направлена на повышение извлечения металлов к 2020 г. на 10–15%, получение

высококачественных концентратов, вовлечение в переработку забалансовых руд и техногенного сырья, восполнение дефицита по ряду металлов, снижение энергоёмкости, а также повышение производительности труда в 2–3 раза и улучшение экологической обстановки.

Многогранна плодотворная научно-организационная, педагогическая и общественная деятельность В.А.Чантурия. Кроме работы в Академии наук, он является председателем диссертационного совета ИПКОН РАН, действительным членом Академии горных наук, профессором НИТУ «МИСиС», членом редколлегии журналов «Обогащение руд», «Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых», «Горный журнал», «Инженерная минералогия» (Польша), «Горный журнал» (Сербия).

В.А.Чантурия – автор более 450 научных трудов, в том числе 15 монографий, 55 изобретений и патентов. Им подготовлено 45 докторов и кандидатов технических наук. Ежегодно с 1978 г. под его председательством проводятся Международные совещания «Плаксинские чтения», на которых рассматриваются новые направления фундаментальных исследований и прогрессивные технологии комплексной и глубокой переработки природного и техногенного минерального сырья.

В.А.Чантурия – лауреат премий Совмина СССР, Правительства РФ, Президента РФ в области образования. Его деятельность отмечена орденами «Знак Почёта», «Дружбы», «За заслуги перед Отечеством» IV степени, медалью «За доблестный труд», золотой медалью им. Н.В.Мельникова Президиума РАН, золотыми знаками «Горняк России», «Горняцкая слава» I степени, почётным дипломом Сербской инженерной академии, Патриаршим знаком Святой великомученицы Варвары.

Поздравляем Валентина Алексеевича Чантурия с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, благополучия, активного долголетия, новых научных побед.

*Дирекция
Учёный совет
Редколлегия журнала*

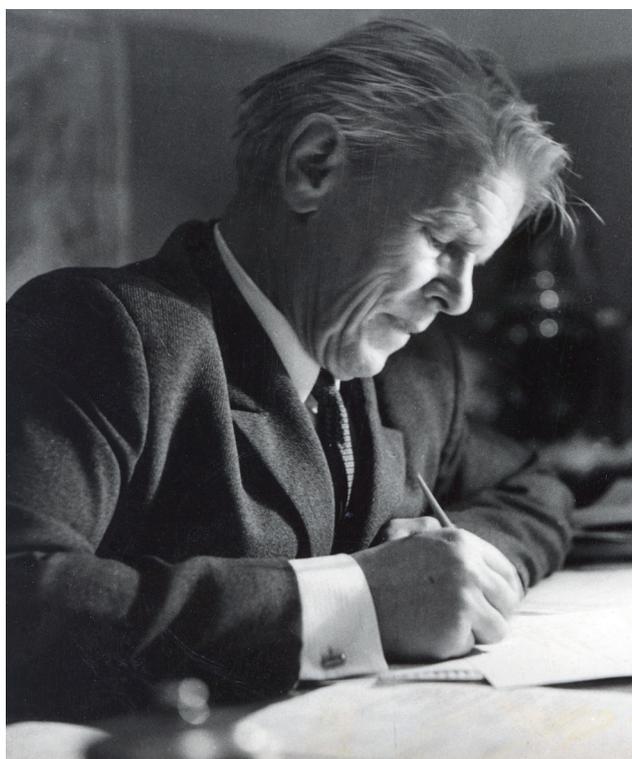
К 100-летию со дня рождения Аркадия Сергеевича Каширцева

В.А.КАШИРЦЕВ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН; 630090, г. Новосибирск, проспект академика Коптюга, д.3),
П.Н.КОЛОСОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Каширцев Владимир Аркадьевич
Колосов Петр Николаевич



KashircevVA@ipgg.sbras.ru
petrkolosov36@mail.ru



Аркадий Сергеевич Каширцев – видный палеонтолог-стратиграф, талантливый организатор и создатель двух научных музеев в Якутске: геологического музея при Институте геологии ЯФ СО АН СССР (в настоящее время Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН) и минералогического музея Якутского государственного (в настоящее время Северо-Восточного федерального) университета.

А.С.Каширцев родился 7 ноября 1918 г. в селе Мехонское Курганской области. В 1937 г. поступил на геологический факультет Свердловского государственного университета, который вскоре был переведён в состав Молотовского (Пермского) университета. После окончания 4-го курса в 1941 г. студента Аркадия Каширцева

в составе маршевого батальона направили на фронт. В одном из боёв под Петрозаводском он был ранен. В 1942 г. А.С.Каширцев окончил Геолого-географический факультет Пермского университета. Талантливо-го выпускника назначили старшим преподавателем, а затем выдающийся стратиграф-палеонтолог и педагог, профессор Н.П.Герасимов принял его в аспирантуру. Первая научная статья А.С.Каширцева была посвящена стратиграфии и тектонике пермских отложений Кунгур-Кишертского района, при изучении которых он выделил несколько новых видов фораминифер рода *Darwinula*.

В 1950 г. А.С.Каширцев переехал в Якутск, где начал работать научным сотрудником отдела геологии образованного здесь в 1948 г. Якутского филиала АН СССР, а затем и Института геологии Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР, созданного на базе отдела геологии в 1957 г. Как палеонтолог-стратиграф он активно включился в работу по изучению отложений верхнего палеозоя Западного Верхоянья, где впервые обосновал стратиграфическое деление верхнепалеозойских отложений по комплексу палеонтологических и литолого-фациальных данных. Результаты этих исследований легли в основу кандидатской диссертации (1955) Аркадия Сергеевича и главы монографии «Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья» (А.В.Вихерт и др., 1961). В 1959 г. он опубликовал «Полевой атлас фауны пермских отложений Северо-Востока СССР». В этой фундаментальной работе были впервые систематизированы палеонтологические образцы морских организмов, обитавших в Верхоянском море в позднем палеозое. Палеонтологически обоснованное стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских отложений было в дальнейшем положено в основу легенды Верхоянской серии листов среднемасштабных Государственных геологических карт, что позволило при проведении геологосъёмочных и поисковых работ на территории Верхоянья значительно уточнить геологическое строение и открыть здесь месторождения золота, серебра, олова, ртути, полиметаллов и других полезных ископаемых.



А.С.Каширцев за оформлением первой экспозиции будущего геологического музея Института геологии СО АН СССР, 1958 г.

В 1960 г. по решению учёного совета Института геологии и трудом многих его сотрудников, объединённых и вдохновлённых энтузиазмом А.С.Каширцева, открылся Геологический музей, а Аркадий Сергеевич стал его первым заведующим. Начало музею положили подборки стратиграфо-палеонтологического плана. Основу фондов составили рабочие коллекции по исследуемым в Якутии геологическим формациям, конкретным месторождениям и типам полезных ископаемых,

стратиграфическим подразделениям, а также монографические коллекции. Создатели стремились не только решать стоящие перед геологами Якутии задачи и хранить, по определению В.И.Вернадского, «драгоценные и важные тела природы», но и привлечь в музей посетителей, дать им представление о естественной истории и богатствах недр этого уникального края.

По инициативе А.С.Каширцева в Институте геологии в 1962 г. была создана лаборатория стратиграфии и палеонтологии, которой он заведовал до 1964 г.

В 1950-е годы началось активное освоение недр Якутии. Поэтому с открытием в 1956 г. Якутского государственного университета в Республике началась подготовка геологов, в которую весомый вклад внёс заведующий кафедрой минералогии и петрографии А.С.Каширцев. Он же был инициатором, организатором и первым руководителем учебного минералогического музея при геологическом отделении инженерно-технического факультета. Будущим геологам А.С.Каширцев прививал любовь к профессии, исследовательской работе через палеонтологию, созданные им музейные экспозиции и учебный полигон в низовье р. Лена, где обнажаются классические разрезы кембрия и перми. Недаром многие якутские геологи, в числе которых первооткрыватели месторождений полезных ископаемых и известные учёные, считают себя его учениками.

Аркадий Сергеевич в 1975 г. вышел на пенсию и покинул Якутию вместе с супругой Клавдией Ивановной, много лет успешно возглавлявшей химико-аналитическую лабораторию в Институте геологии ЯФ СО АН СССР. Однако продолжал работать: им была написана серия статей по охране природы в Тверской области, опубликованная в журнале «Наука и жизнь», а в журнале «Огонёк» напечатана большая статья в защиту памяти замечательного писателя-фантаста и палеонтолога Ивана Антоновича Ефремова, с которым дружил долгое время.

В 2005 г. Аркадия Сергеевича Каширцева не стало. Однако результаты его стратиграфо-палеонтологических исследований востребованы и поныне, а созданные им музеи продолжают принимать посетителей, внося свой вклад в пропаганду геологических знаний и формирование нашего мировоззрения.

Вниманию геологов-ученых и практиков, преподавателей, аспирантов и студентов предлагаются следующие работы:

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции, 18–20 апреля 2018 г., в 2 т. – Якутск: Издательство Института мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, 2018. – 333 с., – 412 с.



VIII Всероссийская научно-практическая конференция «Геология и минерально-сырьевые ресурсы СВ России», вот уже восьмой год организуемая Институтом геологии алмаза и благородных металлов СО РАН и Геологоразведочным факультетом Северо-Восточного Федерального университета, направлена на обсуждение новых результатов и идей, полученных российскими учеными по различным направлениям геологии Северо-Восточной Азии. Тематика конференции посвящена различным аспектам геологических наук: 1) тектоника, геодинамика и магматизм; 2) осадочные бассейны (геология, стратиграфия, палеонтология, седиментология и углеводородный потенциал); 3) геология, петрология и минералогия коренных и россыпных месторождений алмаза; 4) металлогения благородных, редких и цветных металлов; 4) гидрогеология и мерзлотоведение; 5) горные науки. При обсуждении представленных на конференции докладов подняты дискуссионные вопросы и продемонстрированы разные точки зрения, показана необходимость комплексного, междисциплинарного подхода к проводимым исследованиям. В докладах представлен богатый фактический материал, полученный непосредственно на объектах, а также с использованием самых современных методов анализа. Научные доклады и дискуссии в рамках данного совещания позволили широкому кругу геологов ознакомиться с новыми данными, касающимися всей совокупности геологических и тектонических процессов, контролирующими закономерности эволюции геологических и рудообразующих систем, представленных на территории северо-восточной и арктической части Российской Федерации.

Материалы конференции размещены на сайте ИГАБМ СО РАН <http://diamond.ysn.ru>.

Сеймотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики / Л.П.Имаева, В.С.Имаев, Б.М.Козьмин и др. / Отв. ред. Л.П.Имаева, И.И.Колодезников; Российская академия наук, Сибирское отделение, Институт земной коры, Институт геологии алмаза и благородных металлов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. – 136 с. ISBN978-5-7692-1541-4.



Для активных структур Арктико-Азиатского и Охотско-Чукотского сейсмических поясов, которые по периметру ограничивают Колымо-Чукотскую коровую плиту на территории северо-восточного сектора Российской Арктики, проведено комплексное исследование, направленное на определение напряженно-деформированного состояния земной коры и кинематических типов сеймотектонической деструкции. В пределах Лаптевоморского, Хараулахского, Корякского, Чукотского сегментов и сеймотектонической зоны Черского проанализированы: структурно-тектоническое положение, параметры глубинного строения, системы активных разломов, а также поля тектонических напряжений, установленные на основе тектонофизического анализа разрывных и складчатых позднекайнозойских деформаций. По степени активности геодинамических процессов разработаны региональные принципы ранжирования неотектонических структур с обоснованием дифференциации их классов. По сейсмологическим данным рассчитаны средние тензоры сеймотектонических деформаций, что позволило совместно с геолого-геофизическими и GPS-данными определить направления главных осей деформаций напряженно-деформированного состояния земной коры, а также выявить закономерность смены тектонических режимов. Создана региональная структурно-кинематическая модель главных сейсмогенерирующих структур северо-восточного сектора Арктики.

По сейсмологическим данным рассчитаны средние тензоры сеймотектонических деформаций, что позволило совместно с геолого-геофизическими и GPS-данными определить направления главных осей деформаций напряженно-деформированного состояния земной коры, а также выявить закономерность смены тектонических режимов. Создана региональная структурно-кинематическая модель главных сейсмогенерирующих структур северо-восточного сектора Арктики.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области геотектоники, сеймотектоники, структурной и чет-вертичной геологии, а также аспирантов и студентов соответствующего профиля.

Место проведения:

г.Иркутск

Дата проведения:

5-6 декабря 2018 года

Организатор:

Инженерно-коммерческий центр АО «Иргиредмет»



НЕДРАСИБИРИ



2018

**Третье ежегодное
технико-экономическое
совещание**

Темы совещания:

<https://subsoilofsiberia.ru>
<https://недрасибири.рф>

Переработка золотосодержащих руд:

- Исследования АО «Иргиредмет»;
- Интенсивное цианирование гравииоконцентратов;
- Кучное выщелачивание;
- Переработка упорных руд (Автоклавное и бактериальное окисление, сверхтонкое измельчение);
- Переработка углистых руд.

Россыпная добыча золота:

- Прирост сырьевой базы и увеличение золотодобычи рудных предприятий за счет вовлечения в отработку россыпных образований на площадях горного отвода;
- Особенности перевода драг со шлюзовой на отсадочную и развитую технологию обогащения песков;
- Освоение глубокозалегающих месторождений дражным способом;
- Повторная отработка лежалых хвостов промывки драгами в рамках проведения эксплуатационной разведки.

СМР и инженеринговые услуги:

- Техническое перевооружение горнопромышленных предприятий;
- Строительство зданий и сооружений (вахтовые посёлки и фабрики);
- Переоснащение оборудования современными средствами управления и контроля;
- Внедрение КИПиА на основе Siemens и аналогичной вычислительной техники;
- Снижение износа узлов и агрегатов за счёт применения новейших ГСМ и РТИ.

Мини ГЭС как источник электроэнергии.

