

УРАН-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАССИВАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.В. Горошко, В.А. Гурьянов***

**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

***ФГУГГП "Хабаровскгеология", г. Хабаровск*

В статье приведена характеристика геологической позиции, состава и геохимических особенностей интрузивных массивов центрального типа с карбонатитами, развитых на юго-востоке Сибирской платформы.

С использованием новых данных охарактеризованы особенности локализации уран-редкометалльного оруденения в различных массивах ультраосновных щелочных пород. Доказана принадлежность уран-редкометалльного оруденения к трем типам рудовмещающих пород: карбонатитам, метасоматитам кальций-магний-фтор-железистого состава по пироксенитам и альбититам в зонах разломов, в экзоконтактах массивов.

Рассматривается практическая значимость уран-редкометалльного оруденения в массивах центрального типа, в том числе в случаях выявления в них кор выветривания, и в аллювиальных россыпях.

Ключевые слова: ультраосновные щелочные интрузии, метасоматиты, металлогения, юго-восток Сибирской платформы.

ВВЕДЕНИЕ

В состав рассматриваемой юго-восточной части Сибирской платформы входят Учурский и Майский рифейские платформенные прогибы, раннедокембрийские Батомгский гранит-зеленокаменный мегаблок и Идюмо-Хайканский выступ Алданского гранулит-гнейсового мегаблока.

В раннем и позднем протерозое, палеозое и мезозое район претерпел неоднократную тектоно-магматическую активизацию с широким развитием корового и мантийного магматизма.

Объектом наших исследований является позднерифейский интрузивный комплекс. Рифейские интрузивы юго-восточной части Сибирской платформы и области её сочленения с Верхояно-Колымской складчатой системой содержат значительные ресурсы уран-редкометалльных, редкоземельных элементов цериевой группы, апатит-магнетитовых руд, стронция, реже платиноидов и золота.

Массивы локализуются весьма неравномерно, в участках существенного растяжения земной коры в сводовых поднятиях фундамента, в зонах сочленения и пересечения разнонаправленных разломов (рис. 1).

По форме проявления рифейского магматизма юго-восточная часть Сибирской платформы относится к провинциям плутонического типа. Большинство интрузий – среднеэродированные, меньшая часть – слабо эродированные.

Рифейский магматизм проявился формированием массивов различного состава, среди которых преобладают ультраосновные щелочные с карбонатитами. Менее распространены гетерогенные щелочно-ультрамафитовые интрузии [1, 19, 23].

Относительно крупные щелочно-ультрамафитовые интрузии относятся к концентрически зональным магматоженным структурам с центральным дунитовым ядром [22]. К ним относятся массивы Кондер и Чад. Ядра этих массивов сложены дунитами, промежуточная зона – перидотитами и пироксенитами, а периферия – щелочными габброидами, монцонитами и сиенитами [10]. Их отличие от типичных ультраосновных щелочных массивов с карбонатитами заключается в следующем:

- 1) щелочноземельная, а не щелочная специализация второй фазы интрузий,
- 2) отсутствие в их пределах карбонатитов,

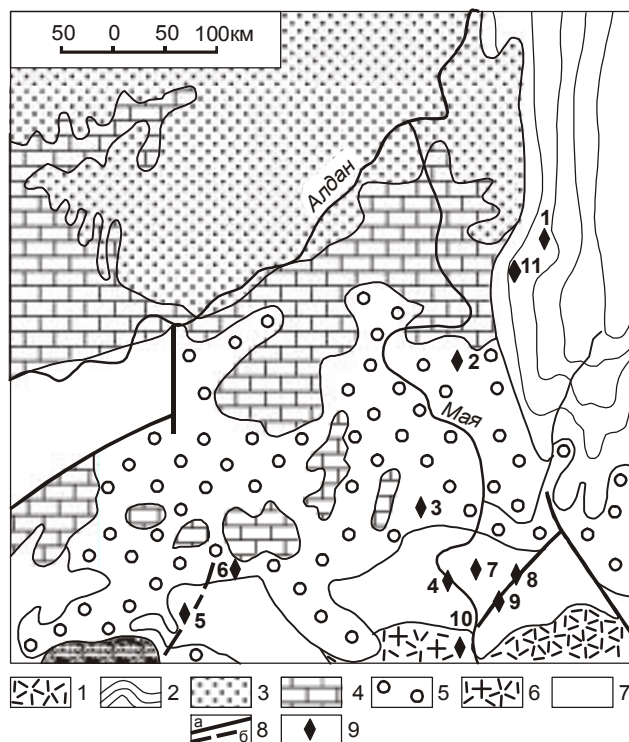


Рис. 1. Схема размещения интрузий центрального типа юго-восточной части Сибирской платформы.

1 – меловые вулканы Преджугджурского вулканогенного прогиба; 2 – Нельканская чешуйчато-надвиговая зона; 3–6 – структурные ярусы Сибирской платформы: 3 – юрский, 4 – венд-среднекембрийский, 5 – рифейский, 6 – нижнепротерозойский; 7 – архейский кристаллический фундамент; 8 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – позднерифейские интрузии центрального типа: 1 – Горноозерская, 2 – Ингилийская, 3 – Кондёрская, 4 – Инганская, 5 – Арбарастахская, 6 – Медвежья, 7 – Нягдягитская, 8 – Батомгская, 9 – Одолинская, 10 – Чадская, 11 – Хамнинская.

3) развитие хромитовой и платиновой минерализаций, не характерных для типично ультраосновных щелочных ассоциаций пород,

4) преобладание халько-сидеро-литофильной геохимической специализации с изометрично-кольцевым типом геохимических полей. Геохимически они специализированы на хром, никель, кобальт, платину и палладий.

Малые тела представлены только оливиновыми пироксенитами, иногда амфиболизированными (интрузии Медвежья, Нягдягитская, Батомгская).

Специализированными на уран-редкометалльное оруденение являются ультраосновные щелочные с карбонатитами интрузии, вмещающие уран-тантало-ниобиевое, редкоземельное и апатит-магнетитовое (магнетитовое) оруденение. Это Арбарастахская, Ин-

гилийская, Горноозерская, Хамнинская и Инганская интрузии.

В настоящее время рудоносность вышеперечисленных интрузий изучена слабо, но даже имеющийся фактический материал позволяет характеризовать их как объекты, заслуживающие проведения дальнейших работ с целью открытия в них уран-редкометалльных месторождений.

РУДОНОСНОСТЬ АРБАРАСТАХСКОГО МАССИВА

Арбарастахский массив ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (рис. 2) был открыт К. Абрашевым (Алданская экспедиция ВАГГ) в 1954 году при заверке крупной аэромагнитной аномалии. Им установлено, что аномалия связана с массивом ультраосновных и щелочных пород. В 1955–1956 гг. массив изучался сотрудниками этой экспедиции С.П. Стояловым, Н.Д. Зленко и А.В. Амировой, которыми составлена карта массива м-ба 1:25 000 и предварительно исследована его геология, петрография и полезные ископаемые. В 1957 году массив посетил Л.С. Бородин, позднее использовавший свои наблюдения в некоторых работах (Бородин, 1966). В 1959–1961 гг. при поисково-разведочных работах в центральной части Арбарастахского массива на площадь 5 км² была составлена геологическая карта м-ба 1:10 000 (Д.П. Шапошников, Ю.А. Славутский, А.Г. Харченков, Э.А. Супрунов). Одновременно была проведена геологическая съемка окрестностей м-ба 1:50 000. В эти же годы изучением минералогии, петрологии и рудоносности массива занимался сотрудник ИГЕМ А.А. Глаголев, работники ВСЕГЕИ Г.В. Ициксон и Б.И. Лови, а позднее – сотрудники ИМГРЭ А.Г. Жабин и А.Г. Харченков. В исследованиях массива принимали также участие М.П. Орлова, Е.М. Шаденков, А.Р. Энтин и В.М. Бируков [4, 6–8, 10–13, 19, 21].

В 1988 году Арбарастахский массив был покрыт АГСМ-съемкой м-ба 1:50 000, проведенной аэропартией № 35 Таежного ПГО (М.В. Горошко, А.В. Марючин и др.). В 1999 году АГСМ-съемка была продолжена к западу от массива таким образом, чтобы выявленная аэроспектрометрическая аномалия была полностью оконтурена.

Аэроработами было выявлено большое количество локальных аэроаномалий урановой и торий-урановой природы как в пределах Арбарастахского массива, так и в его ближайших экзоконтактах [8].

При наземной проверке аэроаномалий единичными сечениями было вскрыто 20 рудных зон, в том числе и с богатыми рудами. Особенно интересные результаты были получены в 2000 году, когда в зонах фенитизации и альбитизации по гнейсам было выяв-

лено неизвестное ранее богатое и масштабное уран-тантал-ниобиевое оруденение.

Полученные поисковые результаты существенно изменили представления предшественников по рудоносности Арбарастахского массива и позволили выдвинуть его в разряд наиболее перспективных структур на юго-востоке Сибирской платформы на комплексное уран-тантал-ниобиевое, редкоземельное и апатит-магнетитовое оруденение.

Арбарастахский массив расположен в бассейне руч. Арбарастах, левого притока р. Идюм, в западной части Идюмо-Хайканского блока раннедокембрийских метаморфических пород Алданского щита, в узле пересечения глубинного Аимо-Токинского разлома с тектоническими нарушениями широтного и северо-западного направлений.

В плане массив имеет округлую форму площадью 38 км² с грубо концентрическим строением. Он прорывает метаморфические породы арбарастахской свиты нижнего архея и обрамляется ореолом фенитов и фенитизированных пород мощностью до 1700 м. В аэромагнитном поле Арбарастахский массив фиксируется интенсивной магнитной аномалией с приращением поля ΔT 4 000–7 000 нТл, достигающая над центральной частью 10 000–15 000 нТл. Интерпретация аэромагнитных и гравиметрических полей позволяет рассматривать массив как трубообразное, расширяющееся книзу тело, нижняя кромка которого находится на глубине свыше 10 км [8].

Большинством исследователей подчеркивается концентрически-зональное строение массива в плане, определяемое пироксенитовым ядром, кольцевыми телами карбонатитов и внешней фенитовой оболочкой с малыми телами щелочных сиенитов. Щелочные клинопироксениты, слагающие субвертикальное штокообразное тело в центральной части массива, в большинстве своем преобразованы в флогопит-амфиболовые, флогопитовые и вермикулитовые метасоматиты с эгирин-диопсидом, титаномagne-

том, актинолитом и тремолитом. Фельдшпатитизированные, нефелинизированные и эгиринизированные породы состава ийолит-уртитов и мельтейгитов в сравнительно небольших масштабах развиты в краевых частях пироксенитового ядра в пределах полосы шириной 0,5–1 км.

Образования второй фазы магматизма представлены породами карбонатитовой серии [7, 8]. Карбонатиты развиты по системам конических, цилиндрических и диагональных разноориентированных трещин как в клинопироксенитах, где они слагают свыше 20 % площади, так и в экзоконтактовой зоне массива. Характерны дуговидные, полукольцевые, серповидные формы залежей, а также разнообразные по форме штокверки и жильные зоны. Размеры залежей изменяются в широких пределах, достигая сотен метров по мощности и 5–6 км по простиранию. Углы падения карбонатитовых тел, независимо от близости их к центру массива, составляют от 60° до 80°, изредка отклоняясь от этих величин до 20–30°. Направление падения – внутрь массива.

Ранние карбонатиты в основном кальцитовые [2, 12]. Более поздними являются доломитовые и анкеритовые карбонатиты [9]. Доломитовые карбонатиты образуют серии параллельных жил мощностью 10–15 см. Они распространены обычно в краевых частях ядра пироксенитовых пород, в фенитах и в фенитизированных гнейсах. Карбонатиты этого типа имеют плотное мелкозернистое строение, массивную текстуру. Порода состоит из доломита, образующего агрегаты изометричных зерен с неровными, извилистыми границами. Из других минералов присутствуют единичные мелкие чешуйки флогопита и мелкие зерна сульфидов.

Анкеритовые карбонатиты распространены на периферии массива и несут редкоземельную, сульфидно-полиметаллическую и флюоритовую минерализацию. Структура крупнозернистая, текстура массивная с элементами крустификационной и друзовой.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Арбарастахского массива с данными по рудоносности.

1 – аллювиальные отложения (галька, гравий, пески, суглинки); 2–7 – породы арбарастахского комплекса: 2 – канкринитовые и нефелиновые сиениты, миаскиты, луавриты, фойяиты, сельвсбергиты, тингуаиты, бостониты, фонолиты; 3 – ийолит-уртиты, мельтейгиты; 4 – карбонатиты; 5 – пикриты, кимберлиты; 6 – карбонат-биотитовые, карбонат-диопсидовые, амфибол-пироксен-флогопитовые породы – метасоматические производные по пироксенитам; 7 – реликтовые тела неизменных пироксенитов; 8 – гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы нижнего архея (арбарастахская и холболухская свиты); 9–12 – раннеархейские гранитоиды: 9 – аляскитовые граниты, 10 – биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, 11 – гранито-гнейсы, 12 – диориты; 13 – тектонические нарушения: 1 – установленные, 2 – предполагаемые; 14 – стратиграфические и интрузивные контакты горных пород; 15 – фениты, твейтозиты, фенитизированные горные породы; 16 – ореолы интенсивной альбитизации; 17 – флюоритовая жила; 18 – апатит-магнетит-форстеритовые залежи; 19 – вскрытые горными выработками уран-редкометалльные рудные зоны; 20 – радиометрические аномалии (невскрытые рудные зоны) и их интенсивность в мкР/ч; 21 – наклонное залегание полосчатости, сланцеватости горных пород и интрузивных контактов.

По данным А.А. Ельянова и Г.В. Андреева [10], в карбонатах отмечаются относительно высокие концентрации рассеянных элементов: скандия – 7,4–11,8 г/т, хрома – 12,8–13,2 г/т, лантана – 208–242 г/т, церия – 431–479 г/т, самария – 49–53 г/т, европия – 8,6–9,3 г/т, тербия – 2,9–3,1 г/т, иттербия – 2,5–2,7 г/т, лютеция – 0,3–0,6 г/т, гафния – 0,4–2,7 г/т, стронция – 8449–9383 г/т.

В ультраосновном щелочном с карбонатами арбарастахском комплексе, по А.Г. Жабину [12], присутствуют так называемые карбонатитовые кимберлиты. Дайки карбонатитовых кимберлитов имеют мощность от 1–2 до 40 см, ориентированы вертикально и радиально по отношению к округлому в плане штоку пироксенитов. Выделяются две генерации карбонатитовых кимберлитов: внутрикарбонатитовая (пересекается доломитовыми карбонатами) и послекарбонатитовая (пересекает самые поздние анкеритовые жилы с карбонатами бария, стронция и лантаноидов). Контакты даек с карбонатами инъекционные, резкие и конформные. Внутри даек присутствуют ксенолиты карбонатитов и пироксенитов. На контакте даек с вмещающими пироксенитами, карбонатами и ксенолитами в последних отмечается афанитовая зона закалки (0,5–1 см).

Завершающие фазы магматизма представлены дайками и малыми интрузивными телами (штоками, пластовыми залежами) сиенитов, сиенит-порфиrow натриевого петрохимического ряда. Среди них установлены нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры, сельвсбергиты, тингуаиты, трахитоидные пуласкиты, фойяиты, канкринитовые луювриты. Тела щелочных сиенитов и сиенит-порфиrow, нередко с сульфидной и флюоритовой минерализацией, контролируются зонами кольцевых разломов преимущественно в западной части массива.

С завершающими фазами щелочного магматизма связана интенсивная фенитизация горных пород, вплоть до образования полнопроявленных фенитов и твейтозитов. Фенитизация развивалась во вмещающих архейских метаморфитах по периферии Арбарастахского массива в виде непрерывной кольцевой зоны шириной 0,5–1,2 км, частично захватывая краевые части ультрамафитов. Фениты характеризуются высокими содержаниями оксида натрия – от 6,5–7 % и до 10 %. Отношение $K_2O:Na_2O$ – 0,13–0,20. Они содержат альбит, микроклин, эгирин, арфведсонит, рибекит, реже нефелин и канкринит.

Уран-редкометалльные руды локализуются в разнообразных по составу и условиям залегания метасоматитах, сформированных в постмагматическую стадию формирования Арбарастахского

массива. Выявлено две обстановки формирования уран-редкометалльных руд: 1) в центральной части массива, в блоке северо-западного простирания размером 2,5×6 км, выделяемого контрастной, интенсивной аномалией радиоактивности (рис. 3); 2) в ореоле аномальной радиоактивности размером 0,6×3,0 км, приуроченном к зоне субмеридионального Аимо-Токинского разлома, проходящего вдоль западного контакта Арбарастахского массива. Северо-западный блок включает в себе основную массу уран-тантал-ниобиевых руд. В аэрогамма-поле блок выделяется по изолинии 40 мкР/час, характеризуясь максимальными значениями радиоактивности 100–300 мкР/ч.

В пределах блока пироксениты и карбонатиты подверглись объемному катаклазу и рассланцеванию. Последующий метасоматоз, вызванный потоками мантийных флюидов, протекал при значительной подвижности железа, фосфора, урана, тория, и ниобия, тантала, циркония и редкоземельных элементов цериевой группы [8].

В результате метасоматических процессов по карбонатам сформировались пироксен-апатит-флогопит-магнетит-кальцитовые, а по пироксенитам – карбонат-флогопит-апатит-магнетитовые метасоматиты. Наиболее интенсивно процессы метасоматоза проявились в верхнем течении руч. Лагерного, где картируются ядерные части метасоматической колонки, отличающиеся максимумом радиоактивности (рис. 3), представленные редкометалльно-апатит-магнетитовыми рудами с форстеритом и слагающие разноориентированные пластовые тела с углами падения 45–70° и мощностью в среднем около 30 м.

Комплекс редкометалльно-редкоземельных минералов представлен пирохлором (гагчеттолитом), бетафитом, дизаналитом, цирконолитом, баствезитом и другими более редкими минералами. Содержание ниобия в рудных зонах колеблется от 0,2 до 0,5–1,2 %, тантала – от 0,002 до 0,1 %, урана – от 0,003 до 0,3 %, тория – 0,005–0,03 %.

В рудных метасоматитах блока встречаются отдельные линзы и штоки руд повышенного качества с содержанием ниобия 1,27–4,39 %, тантала – 0,09–0,26 %, урана до 0,6 % при мощности рудных интервалов до 2,1 м. Наличие таких руд, контролируемых разноориентированными тектоническими нарушениями, позволяет прогнозировать выявление богатых рудных залежей при дальнейших поисковых работах.

В качестве попутных компонентов в уран-тантало-ниобиевых рудах, помимо циркония и редких земель, отмечаются также стронций, фосфор и медь. Стронций содержится в карбонатах (0,7–1 %) и в

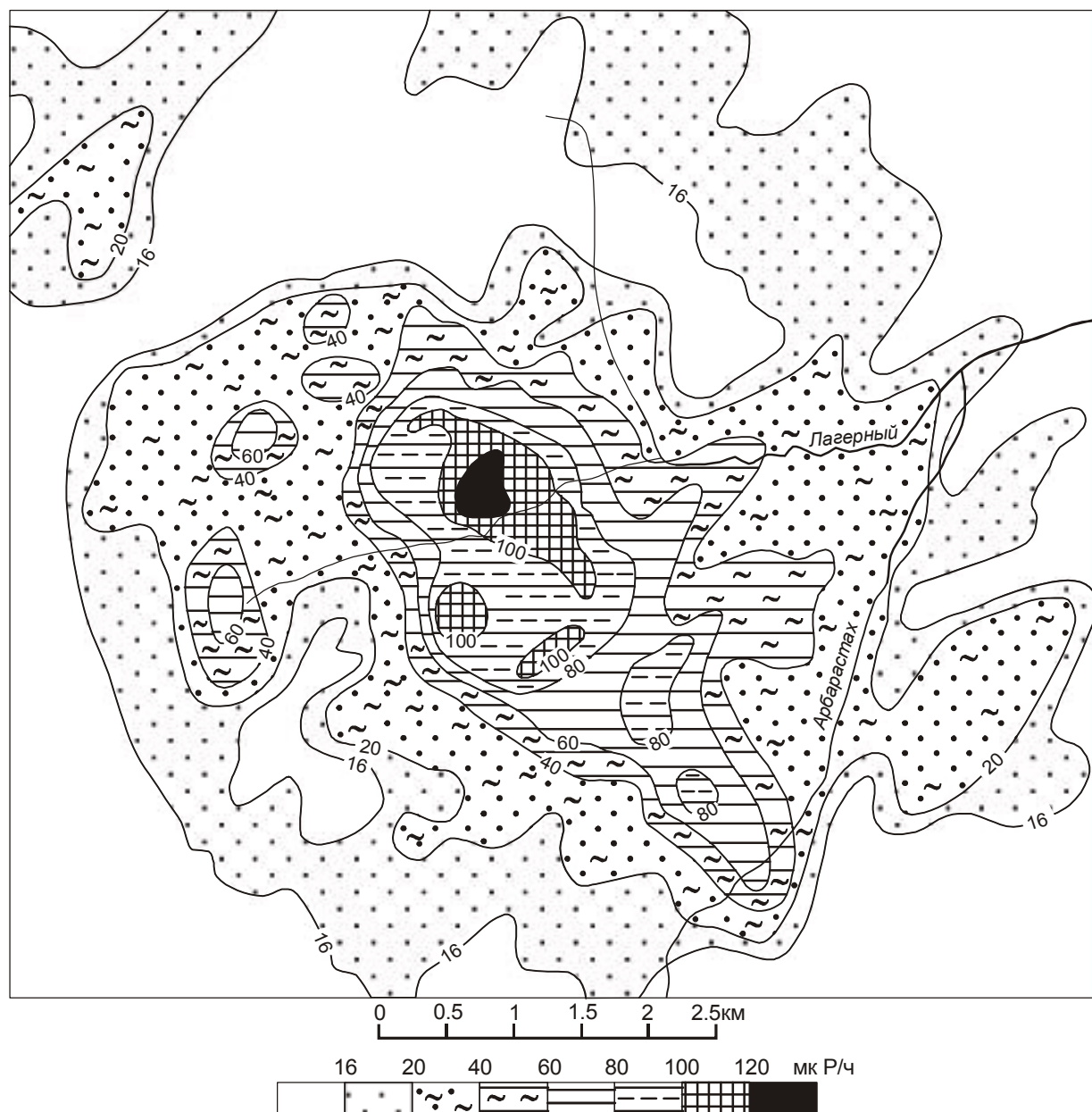


Рис. 3. Карта гамма-поля Арбарастахского массива по данным АГСМ-съемки м-ба 1:50 000 (по материалам ГП «Таёжгеология»).

апатит-магнетитовых рудах (0,1–0,3 %). Содержание пятиоксида фосфора в апатит-магнетитовых метасоматитах и апатитсодержащих карбонатах составляет свыше 10 %. Медь в количестве 0,1–0,3 % содержится в апатит-магнетитовых метасоматитах. Абсолютный возраст уран-редкометалльной минерализации, по нашим данным, – 761–792 млн лет [8].

Субмеридиональный Аимо-Токинский разлом в западном эндо-экзоконтакте Арбарастахского массива представлен зоной милонитизации мощностью до 250 м. Зона разлома частично накладывается на кар-

бонатиты и метасоматически измененные пироксениты Арбарастахского массива. По результатам литогеохимического опробования в зоне разлома по изолинии 0,03 % выделяются два аномальных ореола урана площадью 0,09 и 0,05 км². По изолинии 0,01 % урана эти ореолы объединяются в один ореол размером 0,4 км². Ореол ниобия по изолинии 0,1 % по контурам близок к ореолу урана с содержанием 0,01 % и имеет размер 0,4 км². По изолинии 0,3 % можно выделить два ореола ниобия размером 0,075 и 0,15 км². В контуре ореола урана с содержа-

нием более 0,01 % выделяется ореол циркония размером 0,12 км² по изолинии 0,1 %.

Минералого-петрографическими исследованиями установлена приуроченность аномальных содержаний урана и ниобия к интенсивно альбитизированным породам. Руды представляют собой светло-серую, мелко-среднезернистую, слабо гнейсовидную породу. Текстура мелкоочковая, местами неясноочковая, обусловленная катаклизмом, слабой милонитизацией и последующей метасоматической перекристаллизацией. В породе четко выражен коррозионный характер взаимоотношений реликтовых минералов (карбонат, флогопит) и более позднего, наложенного альбита. Интенсивность альбитизации колеблется в широких пределах и нередко достигает почти полного замещения альбитом карбоната. В зависимости от интенсивности альбитизации, порода имеет следующий состав: флогопит – 90–25 %, карбонат – 2–45 %, альбит – 20–65 %, микроклин – 0,2–25 %, апатит – 0,п%–5 %, гатчеттолит – 3–10 %, циркон – до 5 %, флюорит – 0,1 %, пирит – 0,1 %.

Микроклин отмечается в виде реликтовых включений, либо в виде порфиробластов. Альбит

представлен тонко полисинтетически сдвойникованными кристаллами размером до 0,1 мм, реже образует слойки мощностью до 2–2,5 мм. Флюорит отмечен в виде обособлений, сложенных тонкозернистым агрегатом темно-фиолетовых зерен. Размер обособлений – последние сотые доли миллиметра. Гатчеттолит и циркон приурочены к зонам дробления и катаклаза, где слагают неравномерную, очень густую сыпь в тонко раздробленном материале породы. Кроме того, возможно нахождение здесь и собственно урановых минералов. На это указывает относительно слабая связь между ураном и ниобием по данным корреляционного анализа.

Редкометалльные альбититы в экзо-эндоконтактах Арбарастахского массива нами выявлены впервые. Руды в альбититах характеризуются более высокими содержаниями урана (до 0,28 %), ниобия (до 2,5 %) и тантала (до 0,12 %) по сравнению с рудами в центральной части интрузии. Их оценка может привести к выявлению богатых уран-редкометалльных руд, что в целом резко повышает промышленные перспективы Арбарастахского массива. Ореолы рассеяния урана и ниобия изображены на рис. 4.

По оценкам А.Г. Харченкова, Э.А. Супронова и нашим данным, прогнозные ресурсы урана по Арбарастахскому массиву составляют 63 тыс. тонн, тантала – 140 тыс. тонн, ниобия – 4,2 млн тонн, циркония – 350 тыс. тонн.

По данным лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР (калий-аргоновый метод по флогопитам из пироксен-слюдистых, апатит-слюдистых пород и карбонатитов), абсолютный возраст пироксен-слюдистых пород и карбонатитов – 690±28 млн лет, апатит-магнетитовых руд – 720±28 млн лет.

Промышленная значимость Арбарастахского рудного объекта может существенно возрасти в случае выявления кор выветривания по карбонатитам [17] в выположенных участках рельефа, где на покрытой мощными наносами поверхности выявлены значительные по площади (до 1–2 км²) ореолы радиоактивности интенсивностью свыше 300 мкР/ч. Здесь можно ожидать накопления инертных рудных минералов, обусловленного выносом из зоны гипергенеза подвижных компонентов, главным образом карбонатом.

Кроме того, выявлены признаки существования аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей по руч. Лагерному и Арбарастах, где мощность аллювия достигает 12–16 м. Положительным моментом является благоприятная орографическая обстановка территории, повышенная (30–70 мкР/ч) радиоактивность пойменных отложений и вы-



Рис. 4. Ореолы аномальных содержаний урана и ниобия площади Арбарастахского массива по результатам обработки рентгеноспектральных анализов литогеохимических проб.

1 – аномальные ореолы рассеяния урана (с 0,005%); 2 – аномальные ореолы рассеяния ниобия (с 0,05%); 3 – контур Арбарастахского массива.

сокие содержания в шлиховых пробах рудных минералов (гагчеттолита, бадделеита, бетафита и др.) из аллювия руч. Арбарастах и Лагерного.

Учитывая, что площадь перспективных участков долин составляет не менее 5 км², перспективы выявления промышленных россыпей могут иметь реальное значение, что существенно повысит рентабельность освоения этого объекта.

РУДОНОСНОСТЬ ИНГИЛИЙСКОГО МАССИВА

Ингилийский массив был открыт в 1958 году в результате поисково-съёмочных работ м-ба 1:200 000, проводимых Алданской экспедицией ВАГТа. В 1958 и 1960 гг. сотрудниками ВАГТа и ВИМСа А.Н. Мильто, Н.Д. Зленко, Л.И. Махониной, А.А. Ельяновым, Т.Б. Здорик, В.М. Моралевым проводились геолого-съёмочные и поисковые работы м-ба 1:50 000– 1:10 000, в процессе которых был закартирован Ингилийский массив. Петрологические исследования проводились на массиве также сотрудниками ВСЕГЕИ Г.В. Ицксон и Б.И. Лови (1960 г.) и сотрудниками ГЕОХИ И.В. Александровым и В.С. Павленко (1962 г.).

В 1978 и 1987 гг. дополнительные работы на Ингилийском массиве проводил Е.М. Шаденков (ВСЕГЕИ) [23, 24], в результате которых были уточнены особенности геологического строения, история формирования и взаимоотношения пород массива друг с другом и с близким к нему пространственно и по времени формирования проявлениями щелочных пикритов-ингилитов, детально охарактеризованных Ф.В. Каминским в 1969 году [14].

Обобщение и дополнение данных по геологическому строению и рудоносности Ингилийского массива недавно проведены Ю.А. Багдасаровым [3] и В.М. Бирюковым [4].

В 1985–1988 гг. аэропоисковые и оценочные работы на Ингилийском массиве проводила Геофизическая экспедиция ПГО «Дальгеология» (Н.Г. Карсакова, В.В. Оскарев). Этими работами существенно уточнено геологическое строение массива и дана довольно подробная характеристика обнаруженных проявлений редких металлов, золота и апатитовых руд.

Ингилийский массив расположен в среднем течении р. Ингили, правого притока р. Май, в центре одноименной купольной структуры, сложенной породами архейского фундамента. Массив находится в месте пересечения и сопряжения глубинных разломов северо-восточного простирания при менее четко выраженной роли разломов ортогональной системы – меридиональных и широтных.

Раннедокембрийские образования представлены одолинской свитой, сложенной амфиболитами, скаполит-амфибол-плагиоклазовыми (с корундом) кристаллическими сланцами и биотит-силлиманитовыми гнейсами. Все породы инъецированы мелкими телами и прожилками гнейсовидных, биотитовых плагиогранитов и гранитов. На левобережье р. Ингили метаморфические образования одолинской свиты фенитизированы.

Рифейские платформенные отложения со всех сторон окаймляют выступ кристаллического фундамента. Углы падения пород, очень крутые (80–85°) вблизи интрузии, довольно быстро выполаживаются к периферии и уже на расстоянии 3–4 км уменьшаются до 20–30°. Далее по направлению к окраине Ингилийского поднятия они на протяжении первых километров выполаживаются до практически горизонтального залегания.

В состав Ингилийского комплекса (рис. 5) входит одноименный массив и свыше двухсот трубчатых жильных тел кимберлитоподобных пород (щелочных пикритов), которые в совокупности представляют Ингилийское поле кимберлитов и кимберлитоподобных пород – ингилитов, по Ф.В. Каминскому [14].

Сам массив имеет площадь 30 км² и сложное концентрически-кольцевое строение. Ядерная часть Ингилийского массива сложена гипербазитами и щелочно-ультраосновными породами, представленными пироксенитами, мелилитсодержащими урритами и ийолит-мельтейгитами. Пироксениты относятся к слюдястым апатитоносным магнетитсодержащим разностям. По данным моделирования, выполненного геофизиками Геофизической экспедиции ПГО "Дальгеология", пироксениты слагают конусообразные тела, выклинивающиеся на глубинах 1500–3000 м. Под ними понимается целая группа средне-крупнозернистых, темно-зеленого, до черного цвета пород, представленных диопсидитами (диопсида 60–90 %, биотит, гастингсит, сфен, апатит, магнетит – по 5 %) и метасоматическими образованиями по диопсидитам: диопсид-гастингсит-биотитовыми, диопсид-биотитовыми, диопсид-гастингситовыми и биотитовыми породами. Все разновидности имеют постепенные переходы из одной в другую и широкие вариации минерального состава.

Кроме основных минералов, в составе метасоматитов установлены: апатит (1–40 %), магнетит – 5–60 %, сульфиды (халькопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит), сфен (до 2 %), циркон (до 3–5 %), очень редко плагиоклаз (от 5 до 10 %), шорломит (до 10 %).

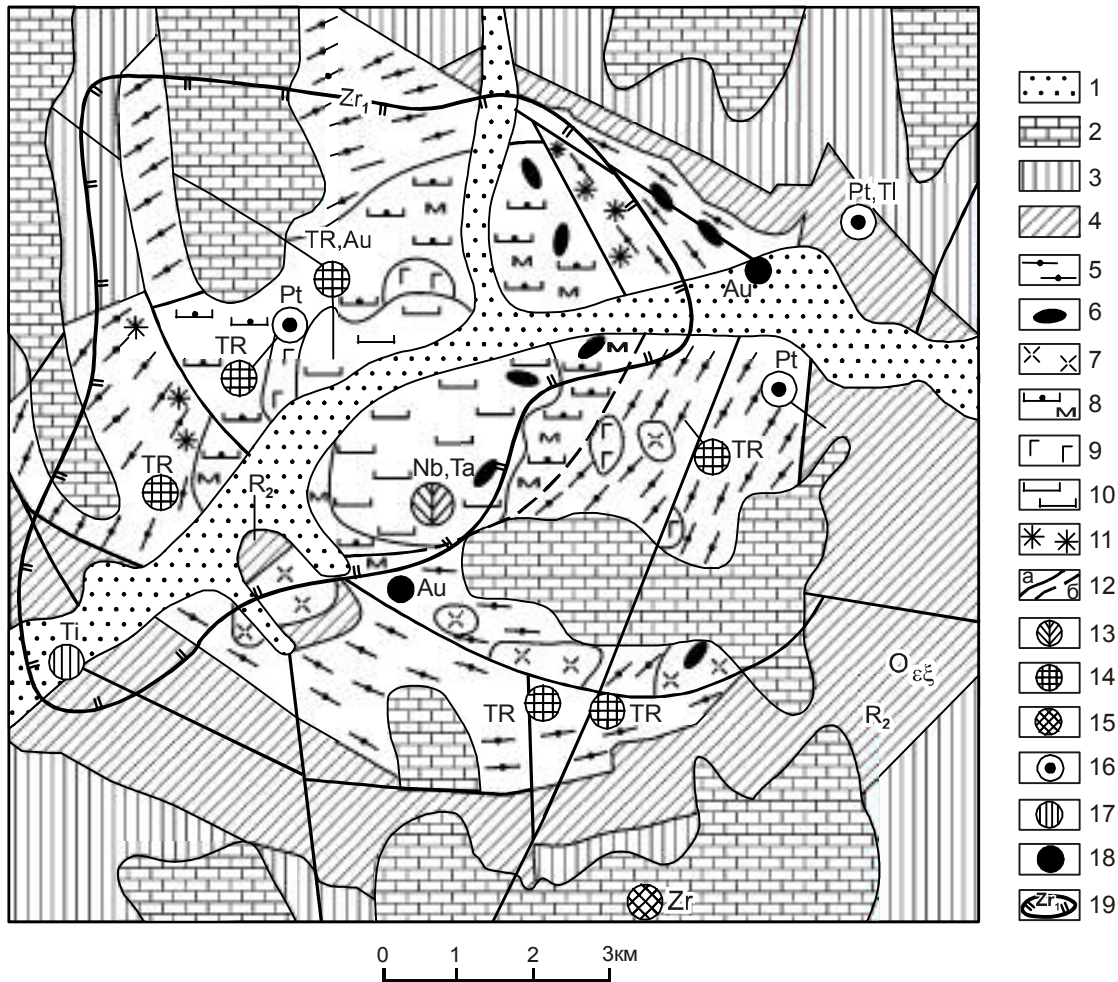


Рис. 5. Схематическая геологическая карта района Ингилийской интрузии основных-щелочных пород.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – доломиты и песчаники юдомской серии; 3 – песчаники, известняки, алевролиты и аргиллиты верхнего рифея; 4 – доломиты, известняки, песчаники и алевролиты среднего рифея; 5 – метаморфиты одолинской свиты (AR₂); 6–11 – ингилийский комплекс: 6 – карбонатиты (вне масштаба), 7 – щелочные и нефелиновые сиениты, 8 – диопсид-гастингсит-биотитовые метасоматиты по пироксенитам, 9 – тералиты, 10 – ийолит-мельтейгиты, мелилитсодержащие уртиты, пироксениты, 11 – фениты и фенитизированные породы; 12 – разломы: а) установленные, б) предполагаемые; рудопоявления: 13 – тантала и ниобия, 14 – редких земель, 15 – циркония, 16 – платины, 17 – титана, 18 – золота; 19 – ореол рассеяния циркония.

Температура метасоматических преобразований в пироксенитах Н.Г. Карсаковой оценивается от 520° до 660° С (по ассоциации новообразованных минералов).

Среди метасоматитов по пироксенитам в правом борту р.Ингили и среди метаморфических пород одолинской свиты закартированы в различной степени метаморфизованные тералиты. Жильными телами щелочно-ультраосновных пород (мелилитсодержащих уртит-ийолит-мельтейгитов) насыщена, в основном, северо-западная часть Ингилийского массива. Реже, по данным буровых работ, они встречаются на остальной территории. Во всех породах уртит-ийо-

лит-мельтейгитового комплекса отмечается сульфидная минерализация пленочного типа (ковеллин, борнит), в урритах и зонах дробления по ийолит-мельтейгитам – вкрапленность сульфидов до 10 %.

Уртит-ийолит-мельтейгиты часто прорываются мелкими телами карбонатитов и эгириин-нефелиновых сиенитов.

Щелочные породы представлены нефелин-канкринитовыми, биотит-эгириновыми, эгириновыми и эгириин-нефелиновыми сиенитами. Все породы мелко-среднезернистые, массивной, порфириновидной, часто трахитоидной текстуры.

Щелочные образования рвут пироксениты и габброиды и, в свою очередь, прорываются карбонатами. В экзоконтактах сиенитов наблюдается карбонатизация. Упорядоченное расположение даек и малых тел щелочных пород вокруг Ингилийского массива позволяет сделать вывод о существовании дуговых разломов, контролирующих их размещение.

А.А. Ельянов и Г.В. Андреев [10] отмечают замещение карбонатами метасоматически измененных ультраосновных пород, даек основных щелочных пород и сиенитов, что говорит, скорее, в пользу метасоматического происхождения карбонатитов.

Н.Г. Карсакова, на основании детальных поисковых работ с применением бурения, также считает карбонатиты метасоматическими.

По ее данным выделяется пять температурных фаций карбонатитов:

- калишпат-кальцитовая,
- альбит-кальцитовая,
- амфибол-доломит-кальцитовая,
- хлорит-серицит-анкеритовая,
- цеолитовая.

Три первые фации встречаются в теле Ингилийской интрузии. Температура образования более 500° С. В них установлены магнетит, апатит, пироксид, гатчеттолит, циркон, галенит, пирит, флюорит, иногда кобейт, бастнезит и вторичные урановые минералы. Разделение карбонатитов на фации условное, так как чаще всего эти породы даже в пределах одного тела переходят друг в друга.

Хлорит-серицит-анкеритовые и цеолитовые карбонатиты закартированы среди метаморфических образований одолинской свиты. В карбонатитах этих фаций отмечаются циркон, пироксид, вторичные урановые минералы.

Карбонатиты слагают несколько штокообразных тел в северо-восточном эндоконтакте Ингилийского массива и в гнейсах одолинской свиты. На остальной территории картируются, преимущественно, жильные тела.

Элементы залегания, контуры тел и характер взаимоотношений карбонатитов с другими породами массива наблюдались, главным образом, в горных выработках и керне скважин. Согласно этим наблюдениям, карбонатиты образуют жилы с разветвлениями и меняющимися азимутами простирания и углами падения. Контакты карбонатитов с вмещающими породами часто довольно четкие, хотя встречаются и постепенные с обогащением по контакту амфиболом. Углы падения тел меняются от практически горизонтального до 70°. Мощность карбонатитовых тел колеблется от сантиметров до 20 м.

В контактах карбонатитовых тел наблюдается карбонатизация вмещающих силикатных пород, образующая широкие ореолы. Часть карбонатитовых тел образована путем метасоматического замещения щелочных сиенитов. Все виды карбонатитов отмечаются высокой радиоактивностью урановой и торий-урановой природы.

Экзоконтактовая зона Ингилийского массива проявляется площадными ореолами фенитов с альбитом, биотитом, арфведсонитом, клинопироксеном, гранатом и калиевым полевым шпатом.

В целом Ингилийский массив представлен магматитами с аномально высоким содержанием щелочей, в первую очередь Na_2O , связанных с нефелином. Средневзвешенный химический состав Ингилийского массива соответствует магматической породе, промежуточной между эссекситом и базанитом.

Ингилийский массив характеризуется четко выраженным литофильным типом геохимической специализации с высокими содержаниями ($\text{Kk} > 10$) церия, циркония, ниобия, лантана, стронция, бария и ванадия. Для кимберлитоподобных тел характерно преобладание хальколитофильной геохимической специализации при $\text{Kk} > 10$ для олова, бериллия, молибдена, серебра, свинца и ниобия.

Ингилийский массив отличается разнообразной металлогенией, но с преобладанием уран-редкоземельно-редкометалльного профиля. Кроме этого, практический интерес может представлять апатитовая и золоторудная минерализация, выявленные в последнее время ФГУГП «Дальгеофизика». Рудная минерализация локализуется в метасоматически измененных пироксенитах, ийолит-мельтейгитах, щелочных и нефелиновых сиенитах и карбонатитах. В центральной части интрузии, в скважине, вскрывшей метасоматически измененные пироксениты, установлены содержания золота до 1–3 г/т, платины – 0,02–0,3 г/т. Суммарный интервал с золоторудной минерализацией составляет 46,9 м. В меридиональной зоне дробления и милонитизации по мелилитсодержащим ийолит-мельтейгитам установлены сульфидная и редкометалльная минерализация. Содержание ниобия в зоне – до 1,72 %, урана – до 0,52 %, тория – 0,02 %, свинца – 0,06 %, золота – до 2–5 г/т (видимая мощность зоны, содержащей золото, – до 18,8 м). Минералами-носителями редкометалльно-редкоземельной и радиоактивной минерализации являются пироксид и радиоактивный сфен.

В альбитизированных нефелиновых и щелочных сиенитах наблюдается уран-ниобиевое оруденение, связанное с обильной вкрапленностью пироксидов. Характерна высокая радиоактивность руд.

Содержание урана достигает 0,02%, тория – 0,006%, ниобия – 0,2%.

Карбонатиты в целом характеризуются ярко выраженной редкоземельно-редкометалльной и урановой специализацией, обусловленной обилием в них аксессуарных минералов: апатита, циркона, пироклора (гачеттолита), бадделеита, торита, паризита, перовскита, ортита и флюорита. Особенно характерны для них сравнительно высокие содержания циркония. По данным В.А. Буряка [5], повышенные (1,7–4 %) содержания двуокиси циркония установлены в карбонатитах ранней генерации, хлорит-серицит-анкеритовым карбонатитам свойственна редкоземельная и урановая специализация.

Тантал-ниобиевое оруденение выявлено также и в калишпат-кальцитовых и альбит-кальцитовых карбонатитах. Размер рудных тел не превышает 200–300 м. Содержание пятиокиси ниобия в карбонатитовых рудах колеблется от 0,05 до 0,4 %, сумма редких земель по 10 элементам составляет 0,36 %. Содержание пятиокиси тантала не превышает 0,01 %, урана – 0,079 %.

Прогнозные ресурсы P_2 пятиокиси ниобия на глубину 100 м составляют 21 тыс. тонн, суммы редких земель – 493 тыс. тонн. Выделено пять площадей развития рудоносных карбонатитов, каждая из которых может рассматриваться как потенциальное комплексное месторождение (ниобий, редкие земли, цирконий и др.).

Изученные канавами и скважинами рудные карбонатиты, как правило, несут прожилковую и вкрапленную сульфидную минерализацию (пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит). Содержание меди в карбонатитах – до 0,2 %, свинца и цинка – 0,3 %, золота – до 0,6 г/т. В некоторых пробах установлено содержание платины до 0,01–0,03 г/т.

Для метасоматически измененных пироксенитов характерно повышенное содержание пятиокиси фосфора – от 1 до 9,95 %, достигающее в отдельных случаях 12,42 %. Основная рудная зона прослежена по простиранию на 2500 м при средней ширине 300 м и протягивается, по геофизическим данным, на глубину до 3000 м. Прогнозная оценка ресурсов пятиокиси фосфора, подтвержденная данными по единичным скважинам, составляет 21,92 млн тонн до глубины 100 м.

Возраст пород ингилийского комплекса до – юдомский, что установлено прямыми геологическими наблюдениями.

Абсолютный возраст пород массива 610–690 млн лет, максимально – 752 млн лет [9].

РУДОНОСНОСТЬ ГОРНООЗЕРСКОГО МАССИВА

Горноозерский массив впервые описан (как тело сиенитов, окруженное скарнами) в 1945 г. Н. Кашаевым и П. Быловым [10]. В 1958 году Ф.Э. Апельцин предположил, что он принадлежит к типу интрузий щелочных пород с карбонатитами.

Первое детальное изучение массива проведено в 1958–1959 гг. группой геологов ВАГТа и ВИМСа (А.А. Ельянов, Т.Б. Здорик, В.М. Моралев, Б.Е. Рунов, А.Н. Мильто, А.Г. Лосев и др.), которыми были составлены геологические карты массива и его окрестностей. С 1960 по 1963 год Якутским геологическим управлением на массиве проводились поисково-разведочные работы (М.К. Силичев, А. Теслин, И.Г. Волкодав).

Одновременно изучением петрографии, минералогии и рудоносности массива занимались сотрудники ВИМСа (Т.Б. Здорик, И.П. Панышин и др.) под руководством Е.М. Эпштейна, Института геохимии СО АН СССР (Л.К. Пожарицкая, В.С. Самойлова, Е.М. Чернышева и др.), ЯФАНа (И.Я. Некрасов), ГЕОХИ (И. Александров и В.С. Павленко) и др.

Горноозерский массив расположен на западном склоне хребта Улахан-Бам, близ оз. Горного, среди рифейских осадочных пород. Массив является каплевидным в плане, круто наклоненным на восток телом площадью 11,5 км². Большая часть массива сложена карбонатитами, среди которых встречаются реликты измененных ультрабазитов, ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов

Наиболее ранними являются ультрабазиты, которые, вероятно, первоначально слагали весь массив. В настоящее время ультрабазиты, превращенные в крупнокристаллические, существенно пироксеновые породы, отмечаются в северной, центральной и южной частях массива в виде небольших (до 300×500 м) реликтовых тел неправильной формы [10].

Вслед за ними внедрялись ийолит-уртиты, сохранившиеся в виде реликтовых тел неправильной формы размером до 200×500 м. Среди них отмечаются ксенолиты метасоматически переработанных пироксеновых пород.

В третий этап внедрялись нефелиновые сиениты, которые формируют в западной части массива два тела неправильной формы площадью 0,12 и 0,05 км², а также ряд мелких линзообразных тел, секущих ультрабазиты и ийолит-уртиты. Породы содержат ксенолиты известняков, аргиллитов, ультрабазитов и ийолитов.

Кроме этих сиенитов, замещаемых карбонатитами всех стадий, отмечаются дайки более поздних

нефелиновых сиенитов и альбититов, секущих карбонатиты I и II стадий. Мощность даек нефелиновых сиенитов 20–60 м, альбититов – 0,1–2,0 м.

Выделяются карбонатиты более чем 20 разновидностей. Подавляющая часть их образовалась на месте ультрабазитов и ийолит-уртитов. Карбонатиты ранних стадий имеют авгит-диопсид-кальцитовый, форстерит-кальцитовый, биотит-кальцитовый, кальцитовый, реже доломитовый состав. Они наблюдаются в виде штоков, крутопадающих жил и линз. Протяженность жил 2–150 м, мощность – до 25 м.

Карбонатиты поздних стадий (4-я стадия) эгирин-доломитового, эгирин-анкеритового, анкеритового составов слагают в центральной части массива штоки площадью выхода 0,45–1 км², а также линзовидные, серповидные тела и жилы протяженностью до 900 м, мощностью до 150 м.

В истории формирования Горноозерского массива геологами ВАГТа [9, 11] выделяются несколько этапов:

1. Внедрение ультрабазитов, которые первоначально, по-видимому, слагали весь массив.
2. Внедрение ийолит-уртитов.
3. Внедрение нефелиновых сиенитов.
4. Постмагматический щелочно-кальциевый метасоматоз и образование карбонатитов 1, 2а, 2б стадий.
5. Внедрение даек нефелиновых сиенитов и альбититов.
6. Формирование карбонатитов 3, 4 стадий.
7. Карбонатизация (флюоритизация).

Тантал-ниобиевое (пироксоровое и гатчеттолитовое) оруденение в пределах Горноозерского массива приурочено, главным образом, к карбонатитам ранних стадий (2а, 2б, 3 стадии). Карбонатиты поздних стадий (4-я стадия) характеризуются редкоземельным (бастнезит, паризит, монацит) и тантал-ниобиевым (пироклор, колумбит) оруденением. Среднее содержание пятиокиси ниобия и тантала в рудах, соответственно, составляет: 0,183; 0,009 % (пироксоровые руды); 0,36, до 0,012 % (гатчеттолитовые руды); 0,09; 0,011% (пироклор-колумбитовые руды).

Содержание суммы окислов редких земель составляет 0,30–0,35 %, пятиокиси фосфора – 5,38 %. Запасы пятиокиси ниобия (среднее содержание 0,088 %) составляют 900 тыс. тонн, пятиокиси тантала (среднее содержание 0,004 %) – 12 тыс. тонн. Прогнозные ресурсы суммы редких земель составляют 1,2 млн тонн (при среднем содержании суммы редких земель 1,4 %).

Попутными компонентами в рудах Горноозерского месторождения являются цирконий (циркон),

фосфор (апатит), железо (магнетит), уран, торий и флогопит.

Открыто и оценено россыпное прибрежно-озерное месторождение, главными компонентами в котором являются пироклор, колумбит, гатчеттолит, бастнезит, апатит, циркон, магнетит, ильменит. Запасы пятиокиси ниобия в россыпи – 43 тыс. тонн.

Возраст редкоземельно-редкометалльного оруденения Горноозерского месторождения по свинец-свинцовому методу – 600–640 млн лет (Столяров, МГУ). А.И. Тугариновым по бастнезиту и гатчеттолиту радиологический возраст руд оценивается цифрой в 570–650 млн лет [10].

РУДОНОСНОСТЬ ИНГАНСКОГО МАССИВА

Инганский массив ультраосновных пород с карбонатитами открыт в 1986 году при заверке локальной аэrorадиометрической аномалии геологами Таежного ПГО В.А. Федорцовым и Г.П. Кузнецовым. В 1987 году детальные работы (м-б 1:5 000) на нем проводили М.В. Горошко, В.В. Николаев и С.С. Васюкович. Описание геологического строения участка и минералогии карбонатитовых руд дается по материалам этих исследователей.

Перидотитовый массив расположен в верхнем течении руч. Инган, правого притока р. Маймакан (рис. 1), среди высокометаморфизованных пород маймаканской свиты батомгской серии архея. В составе метаморфитов преобладают меланократовые амфиболовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые гнейсы с подчиненным количеством более лейкократовых, биотитовых гнейсов, амфиболитов, пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев. Гнейсы смяты в мелкие складки с крутым падением крыльев.

Метасоматические измененные перидотиты картируются в виде небольшого (до 80 м в поперечнике) изометричного тела пород шпинель-пироксен-оливинового состава. Более 50 % объема породы замещено вторичными минералами: тремолитом, серпентином, амфиболом, флогопитом и карбонатами. В северо-западном экзоконтакте интрузии вскрыто жиллообразное тело светло-серых средне-крупнозернистых карбонатитов флогопит-оливин-карбонатного состава. Жила северо-восточного простирания (аз. пр. 25–35°) падает под углом 70–80° на юго-восток. Формирование жилы контролируется тектоническим нарушением такой же ориентировки. Расположена она в непосредственном экзоконтакте интрузии перидотитов и, вероятно, генетически с ней связана. Вмещающими породами являются меланократовые среднезернистые пироксеновые, амфибол-пироксе-

новые, амфиболовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, содержащие прослойки мономинеральных пироксеновых и пироксен-гранатовых гнейсов. Вмещающие породы в различной степени гидротермально изменены. На удалении от карбонатитовой жилы, на расстоянии 2–3 метров, в гнейсах отмечается интенсивное замещение плагиоклаза мелкочешуйчатым серицитом, бледно-зеленого пироксена – густозеленой роговой обманкой, реже – бесцветным амфиболом тремолитового ряда и карбонатом. Характерно для вмещающих пород высокое содержание акцессорных: сфена, апатита, циркона. По мере приближения к жиле карбонатитов степень метасоматических изменений возрастает, вплоть до образования полнопроявленных карбонат-тремолит-актинолит-серицитовых метасоматитов с высоким содержанием сфена, апатита и ортита. Последний присутствует в виде зернистых агрегатов буро-коричневого цвета. Вторичные минералы развиваются как по массе породы, так и образуют многочисленные параллельные ветвящиеся микропрожилки, сложенные лучистым, шестоватым, бесцветным тремолитом (актинолитом) и зернистым карбонатом. Отмечаются лишь реликты первичных минеральных агрегатов гнейсов. Сами карбонатиты имеют среднезернистое строение, состоят из карбоната – 35–70 %, оливина – 10–30 %, флогопита – 5–20 %, серпентина – 5–10 %, магнетита – 0,5–1 %, ураноторианита – 1–2 %, радиоактивного акцессорного минерала – 0,5 %, диопсида (единичные зерна в шлихах).

Оливин и флогопит встречаются в виде отдельных зерен, редко образуют сростки. Структура обоих минералов подтверждена рентгеноструктурным анализом. Повышенное содержание бария и железа в флогопите и присутствие железа, при явном преобладании магния, в оливине позволяют определить первый как бариофлогопит, а второй – как железистый форстерит. Все зерна оливина замещены серпентином (степень замещения от 10–15 до 70–80 %). Очень редко серпентин встречается в виде непротяженных прожилковидных выделений в карбонате, содержит многочисленные мелкие включения магнетита.

Радиоактивная минерализация тонковкрапленного характера приурочена к полиминеральным участкам породы (карбонат, оливин, флогопит) и представлена собственно уран-ториевым минералом (ураноторианитом) и не определенным акцессорным минералом с примесью урана и тория. Отмечаются непротяженные микропрожилки ураноторианита в зернах оливина. Эти факты свидетельствуют о метасоматическом характере образования ураноторианита.

Акцессорный минерал встречается в виде удлиненных кристалликов и неправильных зерен оранже-

во-красного цвета, изотропен, размер выделений – десятые доли мм. Рентгеноструктурным анализом минерал не диагностируется (рентгеноаморфен). По спектральному анализу монофракции он состоит из Fe, Ti – 7 %; Ce, La – 5 %; Si – 3 %; Mg – 2 %; U – 1,5 %; Th – 0,5 %; Pb – 0,7 %; Mn, Zr, Y – 0,05 %; Al, Co – 0,03 %; Nb, Se, Yb – 0,005 %. Образует сростки с ураноторианитом.

Мощность карбонатитовой жилы – до 3,1 м. Содержание урана – 0,061 % на мощность 0,5 м, тория – 0,31 %. В протолочке рудной пробы минералогическим анализом установлены: апатит, циркон, торит, сфен, арсенопирит, монацит, ортит, ураноторит.

Выклинивание карбонатитовой жилы происходит в северо-восточном направлении. На юго-западе она резко обрывается одним из северо-западных разломов. Прослеженная протяженность карбонатитовой жилы – 140 м. Геохимически рудные карбонатиты характеризуются крайне низкими содержаниями щелочей (десятые доли %, редко до 1 %), обогащены церием – 0,2–0,3 %, лантаном – 0,1 %, иттрием – 0,015–0,2 %, стронцием – до 1 %, барием – 0,07–0,2 %.

По результатам рентгеноспектрального и спектрального анализов бороздовых проб и монофракций шлихов видно, что уран-торий-редкоземельная минерализация в карбонатитовой жиле связана как с собственно уран-ториевыми минералами, так и с акцессорными – ортитом, цирконом, монацитом и недиагностируемым минералом.

Во вмещающих метаморфических породах отмечаются локальные геохимические аномалии ванадия, хрома, никеля, меди, скандия, в единичных случаях – титана, бария и фтора.

РУДОНОСНОСТЬ ХАМНИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Район развития даек и мелких штоков щелочных пород и флюорит-карбонатные редкоземельные зоны в бассейне р. Хамни привлекают внимание, прежде всего, перспективами открытия в породах терригенно-карбонатного чехла рифейского возраста крупных редкоземельно-редкометаллических месторождений типа Байан Обо в КНР [18].

Хамнинские тела щелочных пород были открыты в 1956 году В. Филитовым и С. Котляром при заверке азурорадиометрической аномалии, выявленной в 1954 году Н. Кашаевым. В 1959 и 1963 гг. участок изучался геологами ВАГТа В.А. Самозванцевым и Б.Е. Руновым, которыми была выявлена и изучена большая часть даек и редкоземельных зон. На Хамнинском участке проводились специальные геолого-поисковые работы (Б.Е. Рунов), а в 1963 г. – поиско-

во-оценочные работы м-ба 1:10 000 (М.К. Силичев, Н.В. Белозерцева).

Материалы вышеперечисленных исследователей легли в основу этого раздела [4, 9–11, 21].

К участку развития малых интрузивных тел щелочных пород в междуречье Юдомы и Хамни приурочена крупная аэромагнитная аномалия, которая связывается предшественниками с невоскрытым массивом ультраосновного состава. Эпицентр аномалии располагается в 8–9 км к западу от зоны развития даек, в зоне Нельканского глубинного разлома. Существование ультраосновного массива на глубине подтверждается широким ореолом метасоматически измененных пород, который, по-видимому, не мог образоваться под воздействием вскрытых малых интрузий. Эта невоскрытая интрузия сопоставляется с Горноозерским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами.

На поверхности широким развитием пользуются терригенно-карбонатные отложения ципандинской, лахандинской и кандыкской свит позднего протерозоя, среди которых картируются дайки и штоки щелочных пород и диабазов.

На Хамнинском месторождении среди метасоматически измененных отложений лахандинской и кандыкской свит сконцентрировано значительное число даек, мелких штоков щелочных сиенитов и более крупных тел (700×600 м) щелочных автобрекчий и эруптивных брекчий. Редкоземельное оруденение контролируется зоной интенсивно трещиноватых и катаклазированных пород северо-восточного простирания, прослеженной по простиранию на 3500 м при ширине 900 м.

На месторождении наблюдается несколько рудных зон с редкоземельной минерализацией, характеризующихся карбонатно-флюоритовым, флюоритовым, железисто-флюоритовым типами руд [20].

Карбонатно-флюоритовый тип крайне редок, наблюдается в зоне тектонического контакта карбонатных пород лахандинской свиты и терригенных образований кандыкской свиты верхнего протерозоя. Протяженность рудного тела до 100 м, мощность 25–30 м. Минерализация – кальцит, доломит, анкерит, флюорит, фторкарбонаты редких земель (бастнезит и паризит), галенит.

Фторкарбонаты редких земель локализуются в зоне в виде гнезд, пятен, прожилков в количестве 10–15 % от рудной массы. Содержание суммы редких земель цериевой группы – 0,52–0,96 %, ниобия – 0,18–0,26 %.

Флюоритовый тип руд наблюдается в щелочных сиенитах и известняках лахандинской свиты. Минерализованные зоны имеют протяженность 1500 м при мощности до 500 м. Минералогический состав руд: флюорит, карбонаты, фторкарбонаты редких земель, галенит, барит. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Среднее содержание суммы редких земель – 0,246 %, ниобия – 0,033 %.

Железисто-флюоритовый тип руд встречается в виде крутопадающих жил, мощностью до 1, 4 м и протяженностью не более 100 м, и штокверковых тел с площадью выходом 100–500 м² в зонах брекчирования среди известняков лахандинской свиты верхнего протерозоя. Минеральный состав руд: сидерит, анкерит, флюорит, барит, паризит, бастнезит. Содержание суммы редких земель составляет 0,2–1,93 %, ниобия – 0,03–0,1 %.

Ресурсы суммы редких земель цериевой группы на Хамнинском месторождении составляют 390 тыс. тонн при среднем содержании редких земель 0,25 %.

К югу от Хамнинского месторождения расположен целый ряд проявлений редких земель, приуроченных к флюорит-карбонатным, флюоритовым, кальцит-барит-флюоритовым и анкерит-флюоритовым минерализованным зонам.

Эти минерализованные зоны контролируются разрывами, оперяющими крупные меридиональные разломы (Нельканский, Гувиндинский) и располагаются главным образом среди карбонатных отложений ципандинской, лахандинской, реже – терригенных образований кандыкской свиты позднего протерозоя.

Редкоземельное оруденение в минерализованных зонах представлено фторкарбонатами (бастнезит, паризит) и монацитом. В одной из минерализованных зон, на редкоземельном проявлении "Хамнюк", было отмечено бериллиевое (бертрандит) оруденение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение геологии и рудоносности ультраосновных щелочных массивов центрального типа с карбонатитами юго-востока Сибирской платформы позволяет отметить следующие их особенности:

1. Массивы центрального типа локализуются в центральных частях сводовых поднятий фундамента и контролируются разломами глубокого заложения, возникшими на раннем этапе платформенного развития территории.

2. Массивы формировались в гипабиссальных и мезоабиссальных условиях и слагают субвертикальные, кольцевые тела площадью до 40 км², прослеженные геофизическими методами на глубину не менее, чем 10 км.

3. По особенностям внутреннего строения массивы подразделяются на интрузии с центральным ультрамафитовым (Ингилийский) или карбонатитовым (Горноозерский) ядром и массивы с центральным ультрамафитовым ядром с концентрически зональным размещением щелочных пород и карбонатитов (Арбарастахский).

4. Геохимически они специализированы на уран, торий, ниобий, редкие земли, фосфор, железо и титан.

5. Уран-редкометалльное оруденение в массивах локализуется в трех обстановках:

а) в карбонатитовых залежах;

б) в метасоматически измененных породах ядерных частей интрузий;

в) в натровых метасоматитах зон разломов в экзоконтактах массивов, где обнаружено богатое уран-редкометалльное оруденение.

Оруденение представлено в большинстве случаев рядовыми, реже богатыми рудами. Интрузии в отношении рудоносности изучены крайне недостаточно. В первую очередь, они требуют дальнейшего изучения с целью выявления в них кор выветривания по карбонатитам, обладающих необычайно высокой продуктивностью [15–17], в основе которой лежит высокая подвижность главных породообразующих компонентов выветривания, определяющих громадные масштабы миграционных процессов в зоне гипергенеза и сильный рудоконтролирующий эффект этих процессов, связанный с остаточным накоплением инертных рудных компонентов, прежде всего – редкометалльных и редкоземельных минералов.

Расположение интрузий в пониженных, выложенных участках рельефа позволяет прогнозировать выявление рудоносных кор выветривания прежде всего на Арбарастахском и Ингилийском массивах.

Требуют своего дальнейшего изучения зоны развития редкоземельного оруденения в терригенно-карбонатных отложениях рифейского возраста, где вероятно выявление крупных редкоземельных месторождений типа Байан Обо [18] в зонах разломов вблизи не вскрытой эрозией Хамнинской интрузии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонцев С.Н. Новые данные о генезисе ультрамафитов Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 4. С. 955–957.
2. Алтухов Е.Н., Похвиснева Е.А. О закономерностях размещения карбонатитов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 3. С. 684–687.
3. Багдасаров Ю.А. Ингилийско-Алгминский рудный узел Восточного Алдана // Отеч. геология. 1994. № 1. С. 18–29.
4. Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 267 с.
5. Буряк В.А., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Зарубин Б.А., Троян В.Б. Новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения (условия образования, перспективы использования). Хабаровск, 1999. 216 с.
6. Геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). О-52(53) – Томмот: Объясн.зап. / ВСЕГЕИ. Л., 1986. 128 с.
7. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков Л.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 175 с.
8. Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива // Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С. 54–63.
9. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород Алданской и Южноверхоянской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 34–40.
10. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
11. Зленко Н.Д. Новая петрографическая провинция интрузий центрального типа на восточной окраине Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т.64, вып.6. С.131–132.
12. Жабин А.Г. Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха (Якутия, СССР) // Докл. АН СССР. 1967. Т. 171, № 3. С. 987–989.
13. Ициксон Г.В. Закономерности метасоматоза при образовании карбонатитов (на примере Сибирских провинций) // Сов. геология. 1964. № 6. С. 44–60.
14. Каминский Ф.В., Потапов С.В. Кимберлитовые тела Ингилийского района (Восточная окраина Алданского щита) // Геология и геофизика. 1968. № 11. С. 30–37.
15. Когарко Л.Н. Геохимические модели супергигантских апатитовых и редкометалльных месторождений, связанных со щелочным магматизмом // Основные направления геохимии. М.: Наука, 1995. С. 111–127.
16. Лапин А.В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных руд месторождения Томтор (север Сибирской платформы) // Геология руд. месторождений. 1995. № 1. С. 22–39.
17. Лапин А.В. Строение, условия формирования и рудоносность главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов // Отеч. геология. 1997. № 2. С. 15–22.
18. Минеральные месторождения Китая / Сост. Федорчук В.П. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. 279 с.
19. Невский В.А., Фролов А.А. Структура рудных месторождений кольцевого типа. М.: Наука, 1986. С. 37–95.
20. Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. Формационно-парагенетическая классификация промышленных месторождений литофильных редких металлов // Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975. С. 71–109.
21. Орлова М.П., Авдонцев С.Н., Шаденков Е.М. Щелочной магматизм Алданского щита и его минерагенетическая специализация // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск, 1986. С. 4–12.

22. Рудашевский Н.С., Жданов В.В. Петрогенезис в платиноносных ультрамафитах // Зап. ВМО. 1983. Вып.4. С. 398–411.
23. Шаденков Е.М. Новые данные по геологии Ингилийского массива // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 79–89.
24. Шаденков Е.М. Петрология позднерифейских щелочно-ультраосновных комплексов Алданского щита: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. СПб. 1993.

Поступила в редакцию 3 сентября 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

M.V. Goroshko, V.A. Guroyanov

Conditions of location of complex uranium-rare metal mineralization in the massifs of ultrabasic alkali rocks, south-eastern part of the Siberian platform

This paper gives characteristics of the geological position, composition and geochemical features of central-type intrusive massifs holding carbonatites which are developed in the south-eastern part of the Siberian platform, including those that have been mapped personally by one of the authors.

Using new data obtained by production geological organizations during prospecting, the features of location of uranium-rare metal mineralization in different massifs of ultrabasic alkali rocks are characterized. It is shown that uranium-rare metal mineralization belongs to three types of ore-bearing rocks: carbonatites, metasomatites of calcite-magnesium-fluorine-ferruginous composition replacing pyroxenites, and albitites in fault zones at massifs' exocontacts.

Practical implications of uranium-rare metal mineralization in central-type massifs are considered in case of recognition in them crusts of weathering and alluvial placers.