

Катугинское редкометальное месторождение

Ю.В. Быков, В.В. Архангельская

Катугинское месторождение является представителем типа метасоматитов микроклин-альбит-кварцевого состава с тонковкрапленным редкометальным оруденением и характеризуется крупными запасами руды с промышленными содержаниями тантала, ниобия, циркония, урана, редких земель, иттрия и криолита. Его генетический тип метаморфогенно-метасоматический в отличие от позднематематического, к которому традиционно относятся месторождения редкометальных гранитов (Этыкинское, Орловское, Улуг-Танзекское и др.).

Катугинское месторождение находится в Каларском районе Читинской области в среднем течении р. Катугин, являющейся правым притоком р. Калар (бассейн р. Витим). Непосредственно в районе месторождения исследования начались в 1950 г. работами Специализированной лесной экспедиции (А.О. Розенцвит, Н.С.Рожок), в результате которых в 1951 г. на левобережье р. Катугин, выше по течению от впоследствии открытого Катугинского месторождения, были закартированы выходы гранитогнейсов щелочного состава (на площади Западного участка Катугинского рудного поля), в которых был обнаружен аксессуарный минерал, впоследствии оказавшийся пироксолом. Южнее этой полосы были выделены окварцованные и альбитизированные кристаллические сланцы и гнейсы с флюоритом и зонами радиоактивной минерализации.

В 1961 г. В.В.Архангельской (ВНИС) было сделано заключение о возможности обнаружения в районе тантал-ниобиевого оруденения. В этом же году в результате работ партии № 5 ВАГТа (Васютина Л.Г., Немых Г.А., Нусиксон Л.С.) была охарактеризована Катугинская редкометальная зона общей протяженностью около 14 км и выделено 3 участка (Центральный, Восточный и Северный).

Высокие содержания бериллия и редких земель в гнейсах Центрального участка были установлены Верхне-Катугинским отрядом Забайкальской геофизической экспедиции ЧГУ (В.И.Хотинович, Н.Б.Юсупов), а также обнаружены повышенные содержания ниобия в четвертичных отложениях участка Восточный.

В 1966-1970 гг. Катугинской партией Удоканской экспедиции выход рудного тела прослежен на расстоянии около 5 км.

В 1980-1988 гг. проведена предварительная, а в 1989-1994 гг. детальная разведка.

По результатам последней подсчитаны запасы руды и тантала, ниобия, циркония, редких земель, иттрия, урана и криолита по промышленным категориям, изучены гидрологические и горно-технические условия месторождения, технологические свойства руд. В результате этих работ месторождение подготовлено к промышленному освоению.

Структурно-геологическая позиция месторождения в рудном поле и породе, его вмещающие

По схеме структурного районирования Катугинское месторождение приурочено к Катугинскому выступу юго-западной части Алданского щита (рис.1). Район Катугинского месторождения находится на стыке региональных структур (Архангельская и др., 1993; Собаченко, 1985). С севера он граничит с Кодаро-Удоканским протоплатформенным прогибом (авлакоген), выполненным осадочными отложениями нижнего протерозоя. Большую южную часть площади занимает Катугинский выступ (иногда его называют Каларским) юго-западной части архейского Алданского щита, сложенный в современном эрозионном срезе в основном плагиогранитогнейсами. Комплекс плагиогранитогнейсов и залегающих среди них архейских пород служит фундаментом для отложений удоканской серии, которые являются, таким образом, платформенным осадочным чехлом.

Между этими региональными тектоническими структурами закартирована (Томбасов, 1984) довольно широкая пологая зона бластотектонитов и метасоматитов, сформированная как по породам фундамента, так и чехла. Она протягивается в восток-северо-восточном направлении за пределы изученной территории, где именуется Калаканской зоной. Западный, Центральный и Восточный (Кату-



Рис. 1. Обзорная карта севера Читинской области

гинское месторождение) участки развития редкометалльных метасоматитов располагаются целиком в пределах этой зоны, район их расположения ниже именуется Катугинским рудным полем. По своему географическому положению зона может быть названа Калакан-Катугинской, а по положению в разрезе земной коры (между удоканским чехлом и архейским фундаментом) – пограничной.

Выходы пород зоны располагаются в прибортовых частях долины р. Катугин. Породы представлены динамометаморфическими гнейсами и сланцами, первичный облик которых чаще всего неопределим, и их метаморфически измененными разностями, еще более потерявшими все первичные признаки. Формация щелочных редкометалльно-редкоземельных метасоматитов, по-видимому, является неотъемлемой принадлежностью этой зоны.

В пределах зоны, по представлениям геологов-съемщиков (Томбасов, 1984; Лобанов, 1988), которые объединяют породы зоны в усукваунский комплекс, выделяется несколько типов структур, последовательно сменяющих и усложняющих друг друга. Наиболее ранними являются субширотные зоны рассланцевания, протягивающиеся далеко за пределы территории рудного поля. Мощность их составляет не менее 3 км.

Следующей – второй генерацией структур являются субмеридиональные направления, результирующим элементом которых в сочетании с первыми зонами явились крупная, сундучного типа Центральная антиформа (рис.2) и осложняющие ее более мелкие субмеридиональные с извилистыми осевыми поверхностями и плавными относительно широкими замками флексуроподобные складки. Самостоятельными, более поздними пликвативными структурами являются Озерная и Ленокатугинская синформы, временная соподчиненность которых между собой осталась нерешенной. С рассмотренными структурами динамометрических и метасоматических сланцев и гнейсов полностью согласуются структуры тел метасоматитов катугинского комплекса. Несмотря на очень сложный, явно много- и разноэтапный характер складок, катугинские метасоматиты в плане и разрезе повторяют эти порой причудливые изменения направлений, что позволяет сделать заключение об их участии во всех этапах складчатости в пределах этой структуры. Конформность внутреннего строения тел с их структурой и структурой вмещающих их гнейсов и сланцев может свидетельствовать и о первоначальном согласии этих структурно-тектонических элементов. Исходя из этого правомернее всего предположить, что тела катугинских метасоматитов представляли собой согласноталагающие в пологой зоне смятия пластины, претерпевшие сложные складчатые преобразования и сохранившиеся от современной эрозии только в глубоких синклиналиподобных структурах. Видимая мощность пластины в Восточном теле составляет около 700 м и в Западном – около 2500 м.

Район месторождения пространственно приуро-

чен к мощной субширотной ослабленной зоне стыка архейских (Становых) и нижнепротерозойских (Кодаро-Удоканских) структур, заложенной до раннего протерозоя и сохранившей свою мобильность на протяжении всей геологической истории (Архангельская и др., 1993; Лишневицкий, Бескин, 1993; Менакер, 1983). Зона фиксируется глубинными разломами и многочисленными разрывами, различными по времени образования и глубине заложения, наличием интрузивов и эффузивов разного состава, широким развитием в ее пределах процессов метаморфизма различных фаций (от зеленосланцевой до гранулитовой), палингенеза, гранитизации и щелочного метасоматоза. С последним из указанных выше процессов, по представлениям В.В.Архангельской (1974), и связано происхождение щелочно-гранитных редкометалльных метасоматитов Катугинского месторождения. Одной из составляющих этой ослабленной зоны является Калакан-Катугинская зона смятия и дислокационно-метасоматического преобразования пород.

Площадь выхода Восточного тела (Катугинского месторождения) составляет около 2,8 км². Разломом северо-восточного направления, тело разбито на 2 блока: Западный и Восточный (рис.3). Восточный блок относительно Западного приподнят более чем на 400 м. В плане форма тела близка к треугольной с вытянутыми в субширотном (Западный блок) и южном (Восточный блок) направлениях выходами его пород и с плавными округлыми очертаниями восточного и северо-восточного его контактов. Такая конфигурация тела обусловлена приуроченностью его к участку сочленения двух синформных структур субмеридионального (Восточный блок) и субширотного (Западный блок) простираний. Этим же объясняется и его строение в разрезе с падением контактов и гнейсовидности к центру тела. Углы падения крутые. Мощность метасоматитов на участках сочленения обоих блоков достигает 600 м, а скв. 54 в Западном блоке глубиной 800 м не вышла из них.

Западное тело щелочных метасоматитов находится на левобережье р. Катугин в западной части рудного поля и протягивается полосой шириной 0,5-2,0 км в широтном направлении от правобережья ручья Джердаптучи до правобережья ручья Наледного на расстоянии 9,7 км. Площадь тела около 18 км², причем большая его часть перекрыта четвертичными отложениями, что в значительной части затрудняет его изучение. Видимая мощность Западного тела метасоматитов 250-900 м. Элементы залегания гнейсовидности метасоматитов и вмещающих их пород – азимут падения 350-10°, угол падения 10-40° (чаще 20-30°), с глубиной увеличивается.

Оба тела (Восточное и Западное) имеют зональное строение, причем ориентировка их контактов, плоскостных текстурных различных фациальных разновидностей метасоматитов находится преимущественно в согласии.

Породы обоих тел существенно кварц-микро-

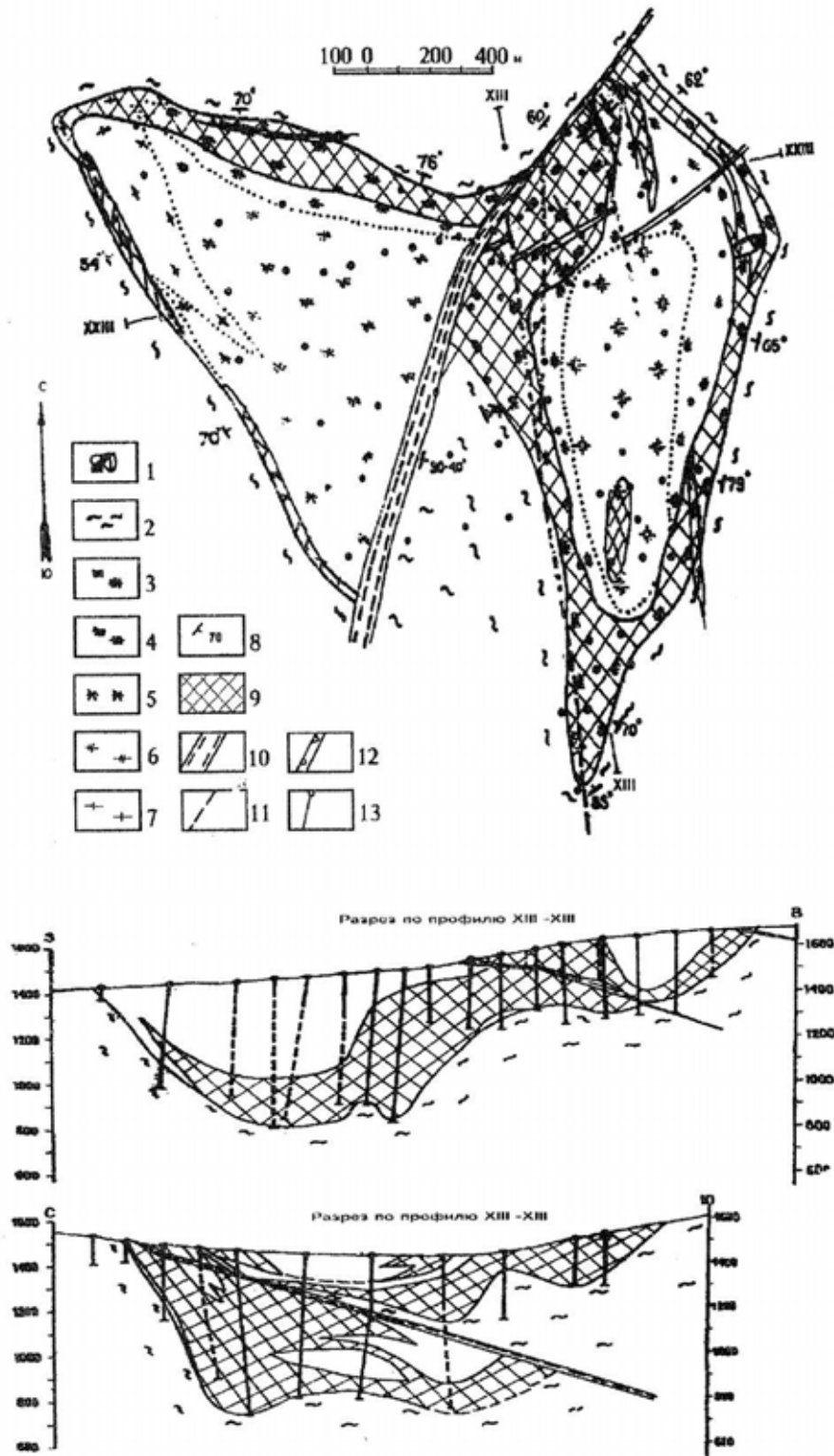


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрезы по разведочным профилям Катугинского месторождения:

1 - тело щелочных метасоматитов; 2 - гнейсы, кристаллические сланцы; кварц-полевошпатовые метасоматиты; 3 - эгирин-амфиболовые, 4 - амфиболовые мезократовые, 5 - амфиболовые лейкократовые, 6 - амфибол-биотитовые; 7 - биотитовые; 8 - элементы залегания; 9 - рудная залежь; тектонические нарушения и их номера: 10 - установленные, 11 - предполагаемые; 12 - дайка диабазовых порфири-тов; 13 - разведочная скважина в плане

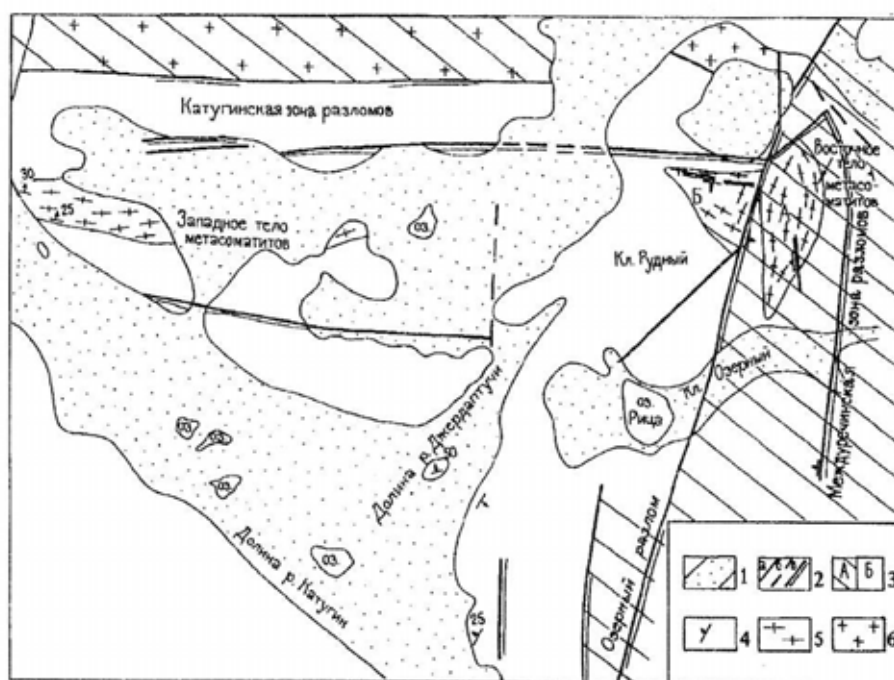


Рис. 3. Схематическая карта основных нарушений района месторождения
(по данным дешифрирования аэрофотоснимков и площадных геофизических работ):

1 - рыхлые аллювиальные, моренные, водно-ледниковые кайнозойские отложения; 2 - разрывы: а - отчетливо, б - плохо дешифрируемые, в - отчетливо дешифрируемые разломы, подтвержденные полевыми наблюдениями, а в пределах полей развития метасоматитов - горными выработками и скважинами; 3 - гипсометрические блоки: А - относительно поднятые, Б - опущенные; 4 - элементы залегания пород; 5 - поля развития щелочных полевошпатовых метасоматитов (Западное и Восточное тела метасоматитов); А - Восточный; Б - Западный блоки Восточного тела; 6 - отчетливо дешифрируемые поля гранитов

клин-альбитовые (88-95%). В качестве классификационных признаков для выделения среди них литологических разновидностей приняты ассоциации темноцветных минералов - биотита, амфибола (рибекита-арфведсонита), эгирина, а также присутствие микроклин-пертита и структурно-текстурные признаки. На геологических картах и разрезах по структурно-текстурным особенностям выделены следующие основные типы метасоматических пород:

порфиробластовые (иногда слабо гнейсовидные, преимущественно лейкократовые);

равномернозернистые (мезократовые, иногда слабо гнейсовидно-линейные);

гнейсовидные (переходные к гнейсовидно-линейным, мезократовые, реже лейкократовые, часто неравномернозернистые);

такситовые, полосчатые, линзовидно-пятнистые, пегматоидные, характерные для эндоконтактов тела.

Строение Западного тела в общем идентично строению Восточного тела. В щелочных метасоматитах Западного тела среди темноцветных минералов резко превалирует щелочной амфибол (рибекит). Наиболее распространены разновидности, характеризующиеся линзовидно-гнейсовидной текстурой (за счет кучного, в виде линзочек, распределения темноцветов) и мелко-среднезернистым сложением, среди которых иногда отмечаются полосовидные, более мелкозернистые и, как правило, лейкократовые разновидности, мощность которых не превышает 1 м, а протя-

женность их не выяснена. Для Западного тела характерно наличие в южном его эндоконтакте мезократовой фации метасоматитов, отличающихся равномернозернистой структурой и линейно-гнейсовидной текстурой (короткостолбчатые амфиболы вытянуты вдоль контакта с вмещающими породами). Видимая мощность метасоматитов этой фации изменяется с востока на запад от 10 до 80 м. Отличием Западного тела от Восточного является отсутствие в нем мощной эндоконтактовой, существенно биотитовой, как правило, лейкократового облика фации метасоматитов и весьма слабое развитие амфибол-эгириновой фации (по крайней мере, на поверхности). Эгирин распространен в нем эпизодически в виде мономинеральных прожилков и в жилах пегматоидного состава мощностью от первых сантиметров до 1 м, где его выделения достигают 1-5 см и ассоциируют с амфиболом и астрофиллитом. Кроме того, в пегматоидных образованиях повсеместно распространен циркон, размеры зерен которого достигают 1,0-1,5 см и, значительно реже, пироксид в виде кристаллов и неправильных зерен размером до 5 мм. В некоторых участках пегматоидных жил наблюдаются идеальные, удлиненные до 7 см кристаллы микроклина, рибекита - до 5-10 см, астрофиллита - до 5 см. Эгирин образует как мономинеральные агрегаты, так и замещает рибекит. Южный (нижний) контакт метасоматитов тектонический; метасоматиты в эндоконтакте почти повсеместно заметно дроблены,

нередко окварцованы; вмещающие породы экзоконтакта почти на всем протяжении расланцованы. Как и в Восточном, в южном экзоконтакте Западного тела развиты лейкократовые гранитогнейсы, чередующиеся с подчиненными им прослоями мезо- и меланократовых кристаллических сланцев, видимая мощность пачки этих пород достигает 1,5 км. В северном экзоконтакте Западного тела развиты биотитовые грубопорфировидные граниты Кодарского комплекса, но непосредственный контакт перекрыт моренными отложениями; кристаллические сланцы амфибол-биотитовые и фибролит-биотитовые (местами с астробиллитом). Кроме того, в районе развития метасоматитов наблюдаются диабазовые порфиры.

Оба тела метасоматитов окружены общим ореолом неполно метасоматически замещенных гнейсов и кристаллических сланцев. Ширина экзоконтактовых метасоматических изменений колеблется от 0,3 до 1 км, но в районе устья ручья Буричи (правого притока р. Катугин) возрастает до 3 км. При этом текстурные признаки исходных пород в большинстве случаев сохраняются. Метасоматические изменения пород выражаются в микроклинизации, амфиболитизации и окварцевании. Граница неполно метасоматически измененных пород довольно четкая и определяется по уменьшению в них количества олигоклаза и появлению наложенных микроклина, кварца и амфибола. Микроскопически это выражается в некотором покраснении пород, в ряде случаев в увеличении содержаний порфириобласт микроклина.

Минералогия метасоматитов

В метасоматитах и во вмещающих породах их экзоконтакта насчитывается более 100 породообразующих, аксессуарных и второстепенных минералов, а в метасоматитах - более 80 (табл.1), но породообразующих из них чуть более 10. Это кварц, микроклин и микроклин-пертит, альбит и олигоклаз-альбит, слюды группы биотита (литиевый лепидомелан, литиевый аннит), рибекит, железистый арфведсонит и промежуточные члены изоморфной серии рибекит - Fe-арфведсонит, эгирин.

По видовому составу темноцветных минералов метасоматиты подразделяются на три главных минеральных типа: 1) слюдяные и амфибол-слюдяные, 2) амфиболовые и 3) эгирин-амфиболовые. В слюдяных и амфибол-слюдяных разностях метасоматитов амфибол представлен рибекитом, в амфиболовых - промежуточными членами изоморфной серии рибекит-железистый арфведсонит, в эгирин-амфиболовых - железистым арфведсонитом.

В соответствии с химическим составом метасоматитов, характеризующимся, как уже указывалось, высокими содержаниями щелочей и железа и низкими кальция и магния, в них отсутствуют породообразующие минералы, в которых кальций и магний находятся в сколько-нибудь заметных количе-

ствах, но типичные богатые железом щелочные (натриевые) амфиболы, эгирин и альбит.

Количественные соотношения породообразующих минералов варьируют от типа к типу, но в каждом типе более или менее постоянны (табл.2).

Во всех минеральных типах метасоматитов в относительно значительных количествах присутствуют второстепенные и тонковкрапленные аксессуарные минералы, но каждому типу свойственны свои, только ему присущие такие минералы, и общее их количество и их видовой состав тоже изменяются от типа к типу, оставаясь более или менее постоянным в объеме каждого типа. Причем в направлении от слюдяных к эгирин-амфиболовым метасоматитам суммарное содержание этих минералов увеличивается, а число минеральных видов - число минералов уменьшается (табл.3).

Химический состав аксессуарных и второстепенных минералов в метасоматитах и их видовой состав обусловлены геохимической специализацией пород. Типичные для метасоматитов содержащиеся в них в повышенных, против кларков для щелочных гранитов количества, элементы-примеси - Ta, Nb, Zr, Hf, Zr, Y, TR, Th, V, Li, Be, Rb, Mo, Pb, Sn, а также F - концентрируются в основном именно в аксессуарных и второстепенных минералах: в пирохлоре, колумбите, фергусоните (Ta, Nb), цирконе (Zr, Hf), гагарините, флюорите, монаците, роуландите, флюоцерите, флюорите, пирохлоре, фергусоните (Y, TR), сфалерите (Zn), гадолините, фанаките, берилле (Be), галените (Pb), молибдените (Mo) и в других, часто богатых фтором минералах, и лишь отдельные элементы-примеси - в породообразующих минералах: Rb - в микроклине, Li - в слюдах.

Из числа аксессуарных и второстепенных минералов для биотитовых метасоматитов характерны колумбит, колумбитизированный пирохлор, монацит, существенно иттриевый редкоземельный флюорит, малакон и малаконизированный циркон, апатит, магнетит, ильменорутил, роуландит, а для обогащенных микроклином участков еще и фергусонит. Для амфиболовых разностей типичны пирохлор, циркон, флюоцерит, ильменит, криолит, гагаринит, более цериевый редкоземельный флюорит. В эгирин-амфиболовых породах обычны гидратированный, обогащенный свинцом пирохлор, циркон, ильменит, гагаринит, криолит, гематит, нередко геарксутит и томсенолит, развивающиеся по криолиту. В биотитовых метасоматитах - породах, еще сохраняющих какое-то число элементов замещающего субстрата, - изредка встречается кальций- и магнийсодержащие аксессуарные минералы (нейборит, редкоземельный флюорит, хотя в последнем кальций в значительной степени замещен редкими землями и иттрием). Аксессуарные и второстепенные минералы в слюдяных метасоматитах большей частью сравнительно простого химического состава: фосфаты, простые окислы, простые фториды, содержащие P, Y, редкие земли (главным образом иттриевые) и некоторые другие элементы. В направлении

Минералы метасоматитов

Силикаты	Фосфаты	Карбонаты	Окислы	Фториды	Сульфиды и сульфаты
Минералы метасоматитов					
<u>микроклин</u> <u>микроклин-пертит</u>	<u>апатит</u>	бастнезит	<u>пироклор</u>	флюорит	<u>пирит</u>
<u>альбит</u>	<u>монацит</u>	<u>сидерит</u>	фергусонит	<u>р.з. флюорит</u>	арсенопирит
<u>литиевый биотит</u> (литиевый лепидомелан)	ксенотим	синхизит	ферсмит	<u>флюоцерит</u>	халькопирит
(литиевый аннит)	горксейсит	кальцит	самарскит		халькозин
хлорит		барит	эвксенит	<u>гагаринит</u>	<u>галенит</u>
гидрослюда бесцветная		малахит	<u>колумбит</u> (иксиолит)		
мусковит			бломстрандин		
полилитионит		смитсонит	приорит эшиннит	<u>криолит</u>	<u>молибденит</u>
<u>рибекит</u>			<u>кварц</u>		
<u>Fe-арфведсонит</u>			<u>ильменит</u>	нейборит	<u>сфалерит</u>
промеж. члены серии рибекит Fe-арфведсонит			магнетит	веберит	<u>широтин</u>
<u>эгирин</u>			<u>гематит</u> касситерит	<u>геарксутит</u> прозопит	К-натриевый язозит бисмутин
<u>циркон</u>			<u>лимонит</u>	хиолит	барит
малаконизированный циркон и малакон			урановые черни	<u>томсенолит</u>	англезит вульфенит
астрофиллит			манганит вольфрамит	пахнолит	
торит			мартит	ральстонит	
роуландит			рутил		
пироксмангит			ильменорутил	чухровит	
каолинит			псиломелан		
бертрандит			пиролозит		
фенакит			вернадит		

Примечание. Подчеркнуты породообразующие и наиболее распространенные акцессорные минералы.

от биотитовых метасоматитов через амфиболовые к эгириин-амфиболовым они сменяются минералами более сложного состава: сложными окислами, силикатами, алюмонатриевыми фторидами, содержащими натрий, фтор, алюминий, редкие земли (среди которых преобладают цериевые) и некоторые другие из числа элементов-примесей, а также минералами марганца (псиломеланом, пиро-

ксмангитом и др.) и окисного железа (гематитом, лимонитом и др.).

Минералы бериллия и такие танталониобаты, как эвксенит, приорит, эшенит, характерны для экзоконтакта метасоматитов, где также присутствуют торит-оранжит, богатый редкими землями (преимущественно иттриевой группы и иттрием) редкоземельный флюорит, кейльгауит (редкоземельносо-

Таблица 2

Содержания породообразующих минералов в метасоматитах, %

Минералы	Метасоматиты		
	биотит-рибеки- товые (40)	рибекит-арфведсо- нитовые (86)	эгирин-арфведсо- нитовые (72)
Кварц	$\frac{30}{22-39}$	$\frac{34}{25-42}$	$\frac{35}{16-50}$
Микроклин	$\frac{36}{25-40}$	$\frac{36}{27-41}$	$\frac{35}{25-39}$
Альбит	$\frac{27^*}{15-37}$	$\frac{20}{17-21}$	$\frac{19}{10-25}$
Биотит	$\frac{6}{2-13}$	-	-
Щелочные амфиболы	$\frac{4}{2-14}$	$\frac{7}{5-18}$	$\frac{6}{3-20}$
Эгирин	-	-	$\frac{3}{0,1-6}$

Примечание: Числитель – среднее содержание, знаменатель – пределы колебаний содержаний. В скобках число подсчетов. Подсчеты производились на интеграционном столике и для 15% всех проб – количественно-фазовым анализом в НКФЭ и округлялись до целых процента.

* В том числе пертитовый.

держаций сфен), чевкинит, редкоземельный апатит, наблюдаются участки развития явлений деаюртизации плагиоклазов вмещающих пород, микроклинизация, альбитизация. Возникновение всей этой минерализации обусловлено наличием в зоне экзоконтакта метасоматитов повышенных против кларков для вмещающих их пород содержаний фтора, бериллия, иттрия, редких земель, урана и тория, калия и натрия, одних – по-видимому, привнесенных сюда в процессе метасоматоза (Na, F, Be, U, Th, TR, Y), а других – выщелоченных из области развития этого процесса (K, P, Ca, Mg).

Соответственно изменению от зоны к зоне химического состава метасоматитов (рис.4) и их геохимических особенностей породообразующие и “сквозные” акцессорные минералы тоже изменяют свой состав, т.е. представлены в каждой зоне своей генерацией. Генерации отличаются друг от друга главным образом вариациями в элементах-примесях и в их содержании. Так, в направлении от биотитовых к эгирин-амфиболовым метасоматитам последовательно сменяют друг друга четыре генерации микроклина, первая из которых представлена еще реликтовым, но уже обогащенным рубидием микроклином пород субстрата. От первой генерации к последней содержание рубидия в минерале повышается более чем в 100 раз.

К главным рудным минералам месторождения относятся пироклор, циркон, редкоземельный флюорит, гагаринит, криолит, из них сквозными, присутствующими во всех разностях метасоматитов являются лишь пироклор и циркон. Содержания пироклора

увеличиваются на порядок при переходе от слюдяных через амфиболовые к эгирин-амфиболовым метасоматитам (от 700 до 63100 г/т – см. табл.3); распределение гагаринита, криолита и редкоземельного флюорита по минеральным типам метасоматитов более прихотливо. Так, содержание флюорита максимально в породах экзоконтакта залежи, снижается в слюдяных метасоматитах, но он еще наблюдается в амфибол-биотитовых метасоматитах и изредка встречается в виде реликтов среди зерен замещающего его гагаринита в амфиболовых и эгирин-амфиболовых породах. Среднее содержание циркона в эгирин-амфиболовых метасоматитах максимальное сравнительно с таковым же в остальных их разностях, но в эндоконтактах залежи в отдельных ее участках оно повышается до 10-20%, а в целом растет от слюдяных через амфиболовые к эгирин-амфиболовым метасоматитам. Содержания гагаринита максимальны в амфиболовых и эгирин-амфиболовых разностях метасоматитов, а криолита – в эгирин-амфиболовых (см. табл.3).

Пироклор пород редкоземельный малокальциевый, уран-торий-свинецсодержащий, с дефицитом катионов в группе А его структурной формулы. Средние содержания в нем трехоксидов редких земель и иттрия, %: 15,63 (из них до 1 трехоксида иттрия), пентоксида тантала – 3,53, пентоксида ниобия – 56,3 (среднее тантал-ниобиевое отношение 1:13-15). Кроме того, минерал содержит в среднем 1,6% U_3O_8 , 0,71 ThO_2 , а также 7-8% TiO_2 , 0,8-2,96% PbO , до 7,5% молекулярной воды. В направлении от слюдяных к эгирин-амфиболовым матасо-

Средние содержания главных акцессорных минералов в метасоматитах, г/т

Минералы	1		2		3		4	
	а(15)	б(214)	а(33)	б(812)	а(67)	б(523)	а(82)	б(401)
Пирохлор (мариньякит)	-	-	900	701	3799	4535	6310****	5320
Колумбит *	-	-	133	279	-	ед. зн.	-	-
Гагаринит **	-	-	-	181	681	583	628	311
Флюоцерит	-	-	38	35	25	5	25	15
Криолит	-	-	85	115	18959	10244	27032	20041
Флюорит ***	2802	3160	1900	3719	905	1058	ед. зн.	121
Монацит	151	300	989	950	-	511	-	115
Ильменит	81	320	5324	4816	2316	2066	1533	1820
Магнетит	2054	999	1015	209	-	Зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Циркон	92	98	8755	8005	12108	12894	15119	15096
Апатит	895	670	503	402	-	зн.	-	зн.
Сфалерит	-	-	985	977	154	204	408	358
Молибденит	-	-	12	12	15	13	11	10
Галенит	-	-	18	18	30	27	25	20
Всего	6075	5547	20657	30419	38992	32140	51091	43227

Примечание: 1 – вмещающие биотитовые кристаллические сланцы и биотитовые микрогнейсы – бластомилониты; 2-4 – метасоматиты: 2 – биотитовые и биотит-рибекитовые, 3 – рибекит-арфведсонитовые, 4 – эгирин-арфведсонитовые. В скобках число проб, по которым подсчитано среднее на первой (а) и последующей (б) стадиях изучения метасоматитов.

* Колумбит + колумбитизированный пирохлор.

** Гагаринит + сростки гагаринита с редкоземельным флюоритом.

*** Флюорит + редкоземельный флюорит.

**** Без учета жильных пород, богатых пирохлором.

метатитам в нем повышается содержание натрия (от $X+A \geq 2,4$ до $X+A=2,8$ коэффициента в структурной формуле); увеличиваются содержания тантала, свинца; уменьшаются содержания кальция и титана; он становится более цериевым и, как показывают его исследования на рентгеновском микроанализаторе Camebax, U, Th, Pb замещают в нем кальций, а не натрий. Минерал нередко в той или иной степени колумбитизирован, а при изменениях из него выщелачивается натрий, о чем свидетельствуют те же исследования.

Циркон в метасоматитах дипирамидальный и короткостолбчатый, согласно таблице Пюпена-Тюрко образовался при температурах 500-550 °С. Он содержит сотые до тысячных процентов ThO₂, такие же количества тантала и ниобия (при соотношении Ta:Nb = 1:5, от 0,32 до 1,8% суммы редких земель и

иттрия (в основном иттриевых и иттрия: $\sum TR(Y)+Y : \sum TR(Ce) = 0,9-3,2$) – все в виде изоморфной примеси. Максимальное содержание редких земель и иттрия при максимальном же значении иттрий-цериевого соотношения свойственно малаконизированным цирконам и малаконам экзоконтакта метасоматитов и цирконам слюдяных метасоматитов. Содержания оксидов циркония и гафния в минерале колеблются незначительно и не превышают 65-65,7% при цирконий-гафниевом отношении 25-30.

Гагаринит по составу редких земель является, как известно, комплексным редкоземельным минералом. Содержание суммы редких земель и иттрия в нем колеблется в пределах 40-44% (из них 0,21-0,77% падает на иттрий). Кроме того, в нем содер-

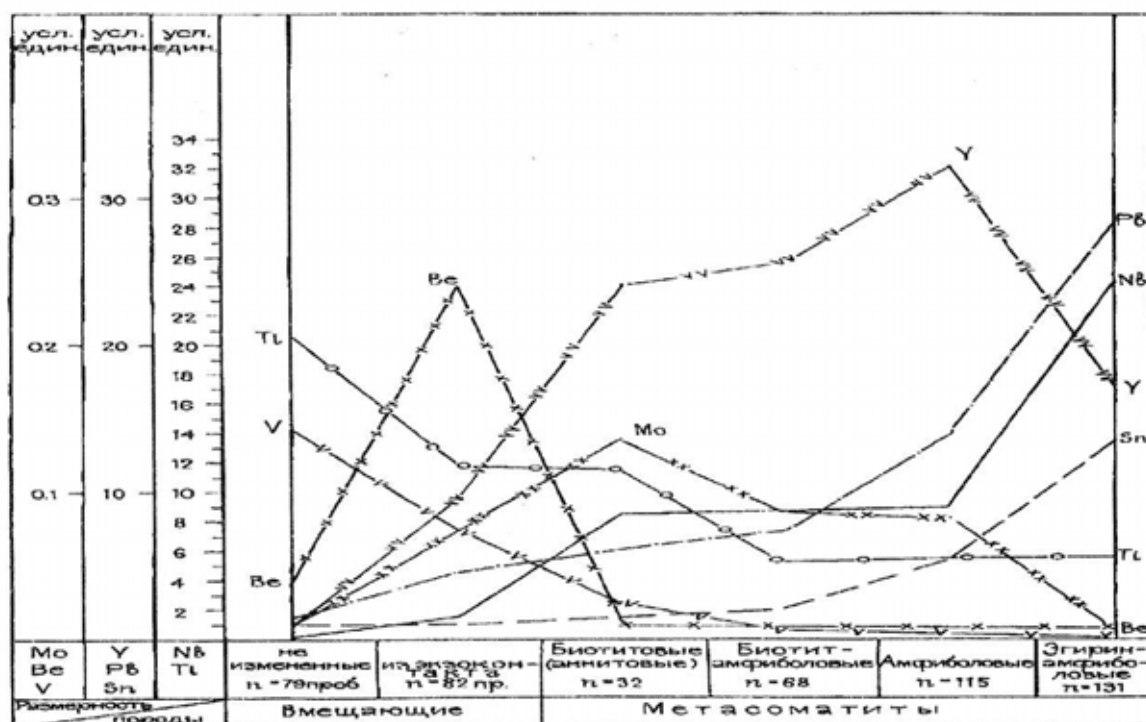


Рис. 4. Содержание элементов в породах Катугинского месторождения (данные ИМГРЭ. Число проб - 507)

жаты 8-7% натрия, 10-12% кальция, от первых до десятых процента стронция и 38-39% фтора.

Редкоземельный флюорит на месторождении непостоянного химического состава и при больших содержаниях редких земель и иттрия, по-видимому, неустойчив. Так, содержание в нем суммы редких земель и иттрия колеблется от 7 до 42%, содержание стронция составляет первые десятые доли процента, иттрий-цериевое отношение колеблется от 0,15 до 0,77. Богатый редкими землями и иттрием флюорит в породах часто не сохраняется. Вместо него зерно состоит из нескольких флюоритовых фаз с разным содержанием в них редких земель и иттрия или из фазы редкоземельного флюорита и гагаринита со структурами распада твердого раствора (Архангельская и др., 1993). Редкоземельный флюорит при переходе от слюдяных к амфиболовым метасоматитам замещается гагаринитом нередко с образованием симплектитовых структур.

Криолит в метасоматитах развивается позже гагаринита в виде мелких самостоятельных выделений и образует также единичные гнезда размером 0,2-0,5 м³, приуроченные к внутрирудному разрыву по контакту эгириин-амфиболовых метасоматитов с вмещающими метасоматическую залежь породами в южной части месторождения. В этих гнездах наблюдаются реликты гагаринита, кварца, амфибола, легидомелана и по криолиту обильно развит томсенолит. Химический состав минерала близок его химической формуле.

Представления о генезисе

Метасоматический генезис месторождения сомнений не вызывает. Об этом свидетельствуют структурно-текстурные особенности рудоносных пород и руд, их отчетливо выраженная метасоматическая зональность, наличие многочисленных не полностью замещенных останцов субстрата и внешнего ореола метасоматически измененных вмещающих пород и другие признаки. Переходы между типами метасоматитов соответствуют фронтам замещения инфильтрационной метасоматической зональности: каждый переход характеризуется замещением одного породообразующего минерала (биотита - амфиболом, амфибола - эгирином, частичным в области перехода и полным - внутри зон), состав пород каждой метасоматической зоны более или менее постоянный и не зависит от мощности зоны. Метасоматиты обладают гнейсовидной, полосчатой текстурой, ориентировка которой совпадает с залеганием вмещающих пород. Метасоматический процесс был длительным (Архангельская, Сумин, 1982), дискретным и, судя по температурам гомогенизации газовой-жидких включений в минералах и сосуществующим минералам-геотермометрам, относительно высокотемпературным (300-500 °C). Время образования метасоматитов по их абсолютному возрасту и геологическим данным установлено как постскладчатое ранней активизации протерозойских ослабленных зон. Источником рудного вещества, по-видимому, явля-

лись подкорковые, богатые натрием, фтором, танталом, ниобием, цирконием и некоторыми другими элементами эманации, при прохождении через кору захватившие и отдельные коровые элементы (например, стронций). Субстратом для формирования метасоматитов послужили, вероятно, породы куандинского или усуйкаунского комплексов (гнейсы, кристаллические сланцы, бластомилониты), из которых также были заимствованы отдельные элементы и даже минералы (циркон), а кальций, магний, фосфор вынесены за фронт метасоматического процесса, куда мигрировали также ювенильные редкие земли, иттрий, бериллий, торий.

Литература

Архангельская В.В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. — М.: Недра, 1974. — 126 с.
Архангельская В.В., Сумин Л.В. О длительности метасомати-

ческого процесса редкометалльного рудообразования в докембрии // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 263. — № 6.

Лишнецкий Э.Н., Бескин С.М. Структурно-геологическая позиция редкометалльных щелочных гранитов по геофизическим данным // Геология рудных месторождений. — 1993. — Т. 35. — № 6.

Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология руд. месторождений. — 1993. — № 2. — С. 115-131.

Менакер Г.И. Тектоносфера и металлогения Забайкалья в геосторическом освещении // Геология руд. месторождений. — 1990. — № 1. — С. 21-36.

Миркина С.Д. О возрасте Катугинского месторождения // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск: Наука, 1983. — С. 147-149.

Собаченко В.Н. Геохимические условия проявления редкометалльных метасоматитов в докембрийских троговых структурах Удоканского района (Северо-Восточное Забайкалье) // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск, 1985. — С. 133-139.

* * *