

ХУШАГОЛЬСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ МАССИВ: ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ИСТОЧНИКОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ И ГРАНИТОВ В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ, ЮГ СИБИРИ

© 2013 г. С. В. Рассказов***, Ю. В. Меньшагин*, Т. А. Ясныгина*,
А. М. Ильясова*, Е. В. Саранина*, В. Г. Скопинцев***

*Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
E-mail: rasssk@crust.irk.ru

**Иркутский государственный университет,
664003, г. Иркутск, ул. Ленина, 3

***Бурятгеоцентр
670000, г. Улан-Удэ, ул. Ленина, 55

Поступила в редакцию 28.09.2012 г.

Приведены результаты геохимических исследований щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива, насчитывавшего не менее пяти магматических эпизодов во временном интервале от среднего кембрия до начала позднего карбона (512–319 млн. лет). Становление массива в области сочленения Окинской и Гарганской структурно-формационных зон было связано с внедрением других щелочных тел Хушагол-Билютинской цепочки. В позднем карбоне магматическая активность сместилась из Хушагол-Билютинской цепочки в Самсал-Хоньчинскую, в которой продолжалась во временном интервале 307–261 млн. лет. Расплавы щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива внедрялись перед перестройкой магматической системы. В этой серии резко выражено относительное снижение концентраций Rb и Sr, отношений $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ с повышением $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ и Rb/Sr. Изменение состава пород обусловлено неоднородностью источников, в которых начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ варьировало от 0.7046 (~800 млн. лет назад) до 1.707 (~319 млн. лет назад) в связи с дифференциацией пород источника по Rb/Sr от 0.41 до 47. Гетерогенные источники магм испытывали преобразование во время внедрения нефелиновых сиенитов Ботогольского штока 512–490 млн. лет назад. В заключительный эпизод (~319 млн. лет назад) отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в них снижалось до 0.7136.

Ключевые слова: *палеозой, юг Сибири, щелочные граниты, щелочные сиениты, Rb-Sr метод, микроэлементы.*

ВВЕДЕНИЕ

Интрузивные магматические породы среднего-кислого состава, содержащие щелочные железомagneзиальные минералы (амфиболы, пироксены и др.), относятся к щелочным гранитоидам [9]. Известны гранитоиды без щелочных железомagneзиальных минеральных фаз, но с геохимическими параметрами, сходными с параметрами типичных щелочных пород (высокими содержаниями Rb, F, низкими – Sr, K/Rb, резким Eu-минимумом при сопоставимых концентрациях легких и тяжелых редкоземельных элементов, тетрад-эффектом в спектрах редкоземельных элементов, высокими концентрациями редких металлов и др.) [43 и др.]. В качестве основного геохимического признака таких пород служат высокие содержания Li и F, поэтому они выделяются в особую группу Li-F гранитоидов [9]. Геологические, геохимические и экспериментальные исследования свидетельствуют о

трех вероятных механизмах образования щелочных и литий-фтористых гранитоидов: 1) посредством кристаллизационной дифференциации мантийных умереннощелочных или переходных базальтовых расплавов при низкой $f\text{O}_2$ и $f\text{H}_2\text{O}$, 2) частичным плавлением коры, спровоцированным мантийными летучими компонентами, включающими щелочи, и 3) двухступенчатым развитием магматических процессов – частичным плавлением щелочного габбро с образованием трахитового расплава и его последующим фракционированием к щелочному риолитовому расплаву [41].

Допускается возможность образования щелочных гранитоидов и за счет мантийного субстрата, и за счет корового. В качестве свидетельства мантийного источника принимается низкое начальное стронциевое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и высокое начальное неодимовое $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ отношение, а корового – резкое повышение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и снижение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ [35]. Высокое Rb/Sr отношение в Li-F гранитои-

дах может способствовать быстрому увеличению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ даже в процессе кристаллизации магматических тел [12]. Происхождение палеозойских и мезозойских гранитоидов Li-F геохимического типа в Центральной Азии связывается с плавлением континентальной каледонской или докаледонской коры. Предполагается, что их источниками служили пелитовые осадки (для позднепалеозойских гранитов) или гранулиты (для позднемезозойских гранитов) [10]. Совместное формирование Li-F гранитоидов и кварцевых щелочных (агпайтовых) сиенитов Соктуйского массива Восточного Забайкалья рассматривалось как уникальное сочетание материала из источников, соответственно, каледонской континентальной коры и мантии типа ЕМ II (или базитовой коры, генетически связанной с такой мантией) [11].

В настоящей работе приведены результаты геохимических исследований полихронного Хушагольского интрузивного массива, расположенного в северной части Тувино-Монгольского тектонического массива на границе между Окинской и Гарганской структурно-формационными зонами. Фундамент массива сложен рифейскими породами с включениями блоков раннего докембрия, чехол – породами венда и кембрия [2, 18]. Предполагается, что в позднем докембрии микроконтинент дрейфовал по Палеоазиатскому океану, а в раннем палеозое был аккрецирован к Сибирскому континенту [7]. Сильные деформации, связанные с аккрецией, проявлены в Китойкинской зоне. Сопредельная с ней часть Окинской зоны охвачена интрузивным магматизмом, поэтому его исследование важно для понимания развития син- и постаккреционных процессов [27]. Исследования источников щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива выполнены в контексте геохимических данных, полученных авторами по палеозойскому интрузивному магматизму сопредельной территории Тувино-Монгольского массива. Основное внимание уделено вариациям концентраций Rb и Sr и изотопной систематике этих элементов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Концентрации микроэлементов определялись методом ICP–MS с разложением образцов смесью HF и HNO_3 в закрытых тefлоновых контейнерах под воздействием микроволнового излучения в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН на основе методики [34] (химики-аналитики: М.Е. Маркова, Ю.М. Малых). Для амазонитовых гранитов Самсальского плутона и Li-F гранитоидов Сахир-Шулутинского массива и Хоньчинского дайкового комплекса выполнялось сплавление с метабора́том лития (химик-аналитик Н.Н. Пахомова, ИГХ СО РАН). Правильность анализа контролировалась с помощью международных стандарт-

ных образцов RGM-1 (риолит), DNC-1 (долерит), G-2 (гранит), STM-1 (сиенит), AGV-1 (андезит), JB-2 и BIR-1 (базальты). Измерения проводились в Байкальском центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Кроме того, в части образцов щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива дополнительно определялся Zr методом рентгенофлуоресцентного анализа порошковых проб на спектрометре VRA-30 (ИГХ СО РАН). Получена хорошая сходимость результатов при разных методах.

Фтор измерялся в аналитическом центре ИЗК СО РАН потенциометрическим методом на ионометре И-120М с фторидоселективным электродом ЭК-VI. Петрогенные оксиды определялись также в аналитическом центре ИЗК СО РАН Г.В. Бондаревой и М.А. Смагуновой классическим методом “мокрой химии”.

Для определений изотопов в Rb-Sr изотопной системе пробы готовились в лаборатории изотопии и геохронологии. Их разложение осуществлялось на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделялся на хроматографических колонках с внутренним диаметром 8 мм, заполненных 5 см³ смолы Dowex 50 × 8 крупностью 200–400 меш. В качестве элюента использовалась 2 N соляная кислота. Измерения изотопных отношений стронция и его концентрации в пробах с трассером определялись в ходе одного анализа на масс-спектрометре “Finnigan MAT 262” Иркутского центра коллективного пользования. В период измерений средние значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили 0.71028 ± 0.00002 . Полученные данные приведены к значению 0.71025. Концентрации Sr и Rb измерялись изотопным разбавлением. Изотопные отношения $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}$ в пробах с трассером определялись на масс-спектрометре МИ-1201ТМ в лаборатории изотопии и геохронологии. Расчет возраста проводился методом Д. Йорка с использованием константы распада ^{87}Rb , равной $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХУШАГОЛЬСКОГО МАССИВА

Хушагольский интрузивный массив размером 2×5 км вытянут в субширотном направлении, субпараллельно границе между Окинской и Гарганской зонами. К востоку он резко сужается (рис. 1а). Контакты с вмещающими сланцами и известняками резкие, извилистые. Южная часть массива контактирует с известняками боксонской серии ($V-C_2$). Падение контактовых поверхностей направлено от массива во вмещающую раму под углом 60–70°. Западнее и северо-западнее массива обнажены кристаллические сланцы мангатгольской свиты (C_2-O_2). Северный контакт перекрыт крупноглыбо-

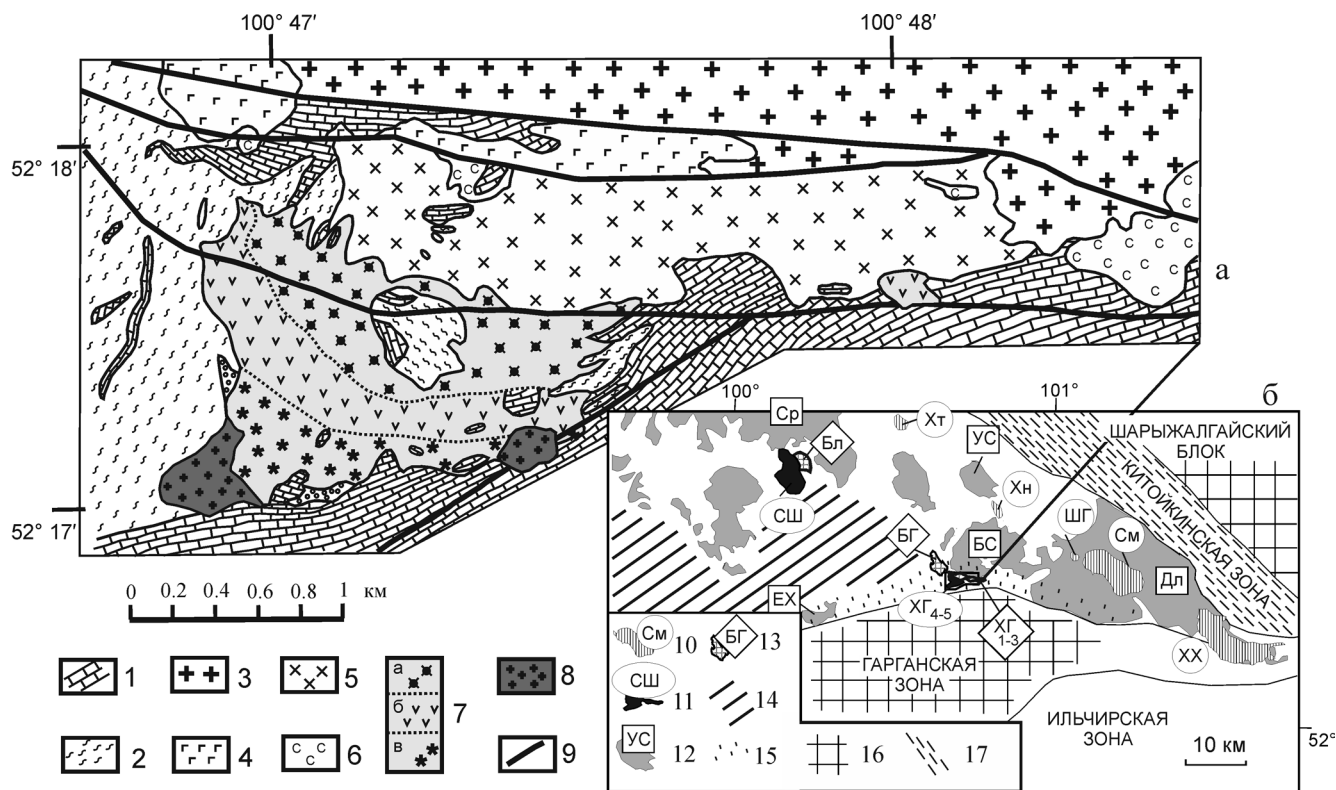


Рис. 1. Геологическое строение Хушагольского массива (а) и его пространственные соотношения с разновозрастными палеозойскими интрузивами Окинской структурно-формационной зоны (б).

а. 1–2 – породы рамы Хушагольского массива: 1 – известняки, 2 – биотит-кварц-карбонатные сланцы; 3 – биотитовые граниты Баргутэйского массива (урикский комплекс); 4–8 – фазы Хушагольского массива по [29]: 4 – первая, габбро-диориты, 5 – вторая, субщелочные и нефелиновые сиениты, 6 – третья, нефелиновые сиениты, 7 – четвертая, кварц-эгириин-авгит-рибекитовые сиениты (б) с переходом к эгириин-авгитовым (а) и рибекитовым (в), 8 – пятая, эгириин-рибекитовые граниты; 9 – разломы.

б. 10–13 – интрузивные магматические породы Окинской зоны: 10 – Самсал-Хоньчинская магматическая цепочка – позднекарбоновые–раннепермские гранитоидные тела [26]: См, ХХ – Самсальский и Хан-Хушунский плутоны, ШГ – Шагайтэгольская диатрема, Хн – участок наибольшей концентрации даек хоньчинского комплекса, Хт – группа хайтинских штоков; 11 – Хушагол-Билютинская магматическая цепочка: силурийский Сахир-Шулутинский массив (СШ) и позднекарбоновые фазы Хушагольского массива (ХГ₄₋₅); 12 – гранитоиды ордовикской магматической дуги (УС – Уншэн-Сарьдагский массив, петротип урикского комплекса, Ср, Дл – Сорокский и Даялыкский батолиты, Б – Баргутэйский массив, ЕХ – Ехе-Хайгасский массив); 13 – средне–позднекембрийские интрузивы Хушагол-Билютинской цепочки (БГ – Ботогольский шток, Бл – Билютинский массив, ХГ₁₋₃ – три ранние фазы Хушагольского массива); 14 – флишиодная часть Окинского прогиба; 15 – пограничная часть Окинской зоны, подстилающаяся породами Гарганской зоны; 16 – раннедокембрийский фундамент Сибирского континента; 17 – зона сильных деформаций, сопровождавших аккрецию Тувино-Монгольского массива к Сибирскому континенту.

выми россыпями гранитоидов Баргутэйского массива урикского комплекса (О₂).

По взаимоотношениям между разновидностями пород, слагающими массив, выделяется пять фаз его становления [29 с изменениями]: 1 – габбро-диоритовая, 2 – субщелочных и нефелиновых сиенитов, 3 – нефелиновых сиенитов, 4 – кварц-эгириин-авгит(эгириин-геденбергит)-рибекитовых сиенитов, 5 – эгириин-рибекитовых гранитов.

Габбро-диориты (первая фаза по И.А. Романову) распространены в северной части массива, где они слагают изометричные и вытянутые в субширотном направлении тела. Породы серые до черных, мелко- и среднезернистые с габбровой струк-

турой, переходящей в габбро-диабазовую, местами пойкилитовую и порфириовидную. Сложены плагиоклазом (45–50%), клинопироксеном (10–15%), биотитом (10–20%), амфиболом (10–15%) и оливином (5–10%). В аксессуарных количествах присутствуют апатит, ильменит и магнетит. Встречается карбонат.

Плагиоклаз в изометричных, реже удлиненных зернах варьирует по составу от андезина-лабрадора (45–50% *An*) в центральных частях до олигоклаза-андезина (25–28% *An*) на краях. Центральные части зерен нередко сосюритизированы. Клинопироксен образует короткопризматические изометричные зерна, бесцветен или имеет зеленоватый оттенок.

По измерениям кристаллооптических констант и микрозондовым анализам относится к салиту. Амфибол коричневого цвета образует довольно крупные, изометричные, реже удлинённые зерна, содержащие включения пироксена, плагиоклаза и рудного минерала. По составу он относится к группе гастингсита, отличаясь от типичных минералов этой группы повышенными содержаниями натрия и титана. Биотит в шлифах темно-бурого цвета образует каймы вокруг амфибола и самостоятельные агрегаты. Оливин, содержащий 40–42% фаялита, присутствует в виде мелких самостоятельных изометричных зерен, а иногда включен в пироксен.

Субщелочные и нефелиновые сиениты (вторая фаза по И.А. Романову) занимают 30–35% площади массива в его центральной части. Субщелочные сиениты прорывают габбро-диориты. Вдоль зоны эндоконтакта в них встречаются ксенолиты габбро-диоритов с поперечником до 5 м. На контакте сиенитов с известняками сформировались зоны апатит-пироксеновых пород мощностью до 0.5 м. Субщелочные сиениты – среднезернистые светло-серые с розоватым оттенком лейкократовые породы с гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой, порфировидной и аллотриоморфнозернистой структурами. Сложены калиевым полевым шпатом (80–90%). В качестве темноцветных минералов присутствует клинопироксен и амфибол (10–20%). В акцессорных количествах (2–4%) отмечаются титанит, магнетит, ильменит и иногда кварц. Встречается кальцит.

Калиевый полевой шпат – решетчатый микроклин-пертит – образует изометричные зерна размером от 0.6 до 2.6 мм. Форма пертитов внутри зерен разнообразна. Чаще всего это пятна, линзы и полосы. Клинопироксен в изометричных, реже удлинённых, зернах обычно окрашен в зеленоватые тона различных оттенков. По составу относится к эгирин-геденбергиту с содержанием эгириновой молекулы 5–12%. Края клинопироксеновых зерен замещены синевато-зеленым амфиболом, принадлежащим к группе гастингсита, но с несколько повышенным содержанием натрия. Ильменит образует самостоятельные скопления зерен и включен в калиевый полевой шпат. Наиболее поздние минералы – кальцит и титанит. Часть пород второй фазы содержит нефелин и по составу подобна породам третьей фазы.

Нефелиновые сиениты (третья фаза по И.А. Романову) образуют небольшие изометричные тела в западной и восточной частях массива среди пород первых двух фаз и частично распространяются в экзоконтактные известняки. Структура аллотриоморфнозернистая, участками гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая. Основные минералы: клинопироксен (30–35%), калиевый полевой шпат (50–55%) и нефелин (15–20%). Второстепенное значение имеют плагиоклаз, амфибол и кальцит. В ак-

цессорных количествах присутствуют магнетит, ильменит, титанит и апатит.

Клинопироксен эгирин-геденбергитового состава образует изометричные, реже несколько вытянутые зерна размером до 1 мм по длинной оси. Его содержание варьирует от 10 до 40%, повышаясь на участках, примыкающих к известнякам и габброидам. Здесь клинопироксен грязно-зеленый, пятнистый. В его составе увеличивается содержание диопсидовой молекулы с наиболее сильным смещением в эндоконтакте с габброидами. Калиевый полевой шпат представлен изометричными зернами решетчатого микроклина с микропертитовыми вростками и мелкими линзами альбита. Нефелин в изометричных зернах, иногда квадратных и прямоугольных, распределен неравномерно. В эндоконтактах с геденбергитовыми сиенитами он отсутствует, сохраняясь в эндоконтактах с габброидами и известняками. Плагиоклаз альбит-олигоклазового состава (25–28% *An*) в виде таблиц с двойниками характерен только для нефелиновых сиенитов, граничащих с габбро-диоритами и известняками. Амфибол (гастингсит) зеленовато-бурого цвета (до 15%) замещает зерна пироксена в виде тонкой каймы. Амфиболизация происходила частично одновременно с кристаллизацией ильменита. Большинство ильменитовых зерен выделилось позже амфибола, но раньше кальцита и титанита.

Кварц-эгирин-авгит (эгирин-геденбергит)-рибекитовые сиениты (четвертая фаза по И.А. Романову) слагают крупное тело размером 1.0 × 2.3 км в центральной части массива и несколько мелких тел в его юго-западной и юго-восточной частях. Часть пород с повышенными содержаниями кремнезема соответствует граносиенитам. В этой фазе выделяются три фации: 1) кварц-эгирин-авгитовая (эгирин-геденбергитовая), 2) кварц-эгирин-авгит (эгирин-геденбергит)-рибекитовая и 3) кварц-рибекитовая. Первая образует полосу шириной около 0.6 км в центральной части массива, контактируя с вмещающими геденбергитовыми сиенитами. По мере продвижения к юго-юго-западу от контакта породы приобретают полосчатое строение и более крупнозернистое сложение, сменяясь второй, а затем – третьей фацией (рис. 1а). Рибекиты внутренней части тела обогащены титаном и обеднены щелочами.

Породы серые, темно-серые, средне- и крупнозернистые, с пятнами темноцветных минералов. Структура гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая, аллотриоморфнозернистая. Основные породообразующие минералы: каликатровый полевой шпат (от 50 до 95%, в среднем 65–70%), эгирин-авгит (эгирин-геденбергит) (15–30%), рибекит (15–30%) и кварц (до 5%). Второстепенное значение имеют альбит и кальцит. В качестве акцессорных отмечаются флюорит, ильменит, апатит, биотит, пироклор и циркон.

Каликатровый полевой шпат относится к микроклину с промежуточной степенью упорядоченности. Он образует зерна изометричной и неправильной формы размером до 2.5 мм с характерными проявлениями микропертитовых структур распада. Наблюдаются пертиты замещения в виде линз, прожилков и, реже, — удлиненных лейст альбита, развившихся за счет полного замещения каликатрового полевого шпата. В альбите определено 8–10% *Ап*. Клинопироксен эгирин-авгитового (эгирин-геденбергитового) состава содержит 25–35% эгириновой молекулы. Он присутствует в нижней части массива, а в верхней — полностью замещен рибекитом. В шлифах, отобранных по вертикальным сечениям, можно видеть последовательное замещение клинопироксена на краях и в центральных частях зерен. Рибекит образует игольчатые или таблитчатые кристаллы. В эндоконтактных зонах с известняками и сланцами, а также вблизи ксенолитов, наблюдается мелкокристаллический рибекит. При удалении от контактов размер кристаллов увеличивается, составляя в среднем 0.5–1 см по длинной оси. На некоторых участках кристаллы рибекита достигают 8 см. Их укрупнение связано с остаточными расплавами, концентрировавшимися в трещинах. В таких участках интенсивно кристаллизовались лейсты альбита за счет распада микроклина, от которого сохранились лишь мелкие реликтовые зерна. Ильменит включает зерна пироксена и рибекита и, в свою очередь, рассеян более поздним карбонатом. Биотит распространен спорадически. Его мелкие пластинки заключены в микроклине либо развивались по границам зерен рибекита и клинопироксена, рибекита и каликатрового полевого шпата. Флюорит входит в состав метасоматитов, среди которых выделяются: флюоритово-кварцево-пироксеновые, альбитово-кварцево-микроклиновые, кварцево-альбитовые, эгириново-кварцево-альбитовые, флюоритово-полевошпатовые. Метасоматитовые оторочки образовались преимущественно на контакте щелочных сиенитов с вмещающими известняками и их ксенолитами. Циркон выделялся раньше флюорита. Пироклор кристаллизовался в парагенезисе с рибекитом и каликатровым полевым шпатом в периферии массива.

Эгирин-рибекитовые граниты (пятая фаза по И.А. Романову) слагают небольшие изометричные тела размером около 0.6 × 0.6 км в южной части массива. Контакты тел с породами четвертой фазы резкие с углами падения от 50 до 90°. Экзоконтактные породы интенсивно альбитизированы и окварцованы. Породы гранитных тел серые с зеленоватым оттенком с гипидиоморфнозернистой, участками, пойкилитовой структурой. Основные минералы: кварц (25–26%), калиевый полевой шпат (53–55%), эгирин (6–7%) и рибекит (12–13%), второстепенные — астрофиллит, циркон, флюорит, литиевая слюда, кальцит и ильменит.

Кварц, водяно-прозрачный, равномерно распределен во всей массе породы, образуя изометричные формы размером 0.5 × 0.5 см. Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин-пертит с промежуточной степенью упорядоченности (по оптическим данным). Формы выделения микроклин-пертита изометричные, размером 1 × 1 мм. Наряду с пертитами распада, отмечаются пертиты замещения в виде отдельных ветвящихся полос различной ширины. Их состав соответствует альбиту (8–10% *Ап*). Удлиненные кристаллы эгирина и рибекита размером 0.1 × 0.5 см кристаллизовались как равновесные фазы с взаимными пересечениями при отсутствии угнетенных форм роста, нарастания и прорастания. Ильменит распространен повсеместно, но его содержание не превышает 1%. Он кристаллизовался позднее астрофиллита, рассекая его. Литиевая слюда ряда лепидолита обычно наблюдается в трещинах калиевого полевого шпата, реже содержится в кристаллах рибекита. Ее размеры не превышают 0.5 мм. Она вместе с флюоритом относится к числу поздних минералов. Флюорит кристаллизовался преимущественно на контактах щелочных гранитов с известняками, но в небольшом количестве обнаружен и в центральной части тела.

Среди щелочных гранитов встречаются кварц-эгирин-альбитовые (безрибекитовые) породы. Они имеют крупнозернистое и тонкозернистое сложение. В крупнозернистой породе (обр. 132) альбит подвержен тонкому полисинтетическому двойникованию. Края его зерен неровные, но приобретают идиоморфные очертания на границе с эгирином. По границам крупных кристаллов альбита наблюдаются тонкозернистые кварц-полевошпатовые прожилки. В более мощных жилах пород такого же петрографического состава (обр. 131) распространены гломеропорфировые скопления крупных кристаллов кварца и полевого шпата и темно-зеленые порфировидные выделения эгирина, включающего мелкие многочисленные рассеянные идиоморфные таблички кислого плагиоклаза и изометричные зерна кварца. Такие петрографические особенности свидетельствуют о первичной кристаллизации кварц-эгирин-альбитовых пород из магматического расплава.

МЕСТО ХУШАГОЛЬСКОГО МАССИВА В РАЗВИТИИ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ОКИНСКОЙ И ГАРГАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН

Базовая схема интрузивного палеозойского магматизма Окинской и Гарганской структурно-формационных зон обосновывалась геологическими соотношениями интрузивов с палеонтологически охарактеризованными осадочными толщами и согласовывалась с результатами **K-Ar- и Rb-Sr датирования** [6 и др.]. Во второй половине 1990-х и в

начале 2000-х годов схема уточнялась с учетом новых датировок в **Rb-Sr**, **U-Pb** и **K-Ar изотопных системах**. Было установлено, что внедрение ранних интрузивных тел палеозоя сопровождало тектоническую активизацию Тувино-Монгольского массива, выраженную в Окинской зоне разрывом карбонатных отложений венд-кембрийской боксонской серии и накоплением терригенных пород мангатгольской свиты, начавшимся в среднем кембрии [5] (т.е. 518–505 млн. лет назад). К начальным проявлениям магматизма относятся интрузивные породы ранних фаз Ботогольского штока (рис. 16). Их возраст измерялся в **K-Ar** и **Rb-Sr изотопных системах**. Для пород штока почти 40 лет назад опубликованы K-Ar датировки биотита 492 и 521 млн. лет и для плагиоклаза – более молодые датировки 323 и 216 млн. лет [17] (измеренные концентрации радиогенного аргона, погрешности измерений и использованные константы распада не приводились). Древние цифры, в общем, сопоставимы с валовой Rb-Sr изохронной датой 512 ± 22 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7066$ (неопубликованные результаты определений Ю.А. Костицына по образцам Ю.В. Меньшагина) и датой 490.7 ± 18.2 млн. лет фоййита и его пороодообразующих минералов [22]. Позже была получена минеральная **Rb-Sr изохронная** датировка для полевошпатового ийолита массива – 492 ± 11 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.706557$ со значением СКВО = 1.12 [23]. Близкий эррохронный возраст около 517–513 млн. лет измерен **Rb-Sr** методом для гранитов Билютинского массива (неопубликованные данные авторов, местоположение см. на рис. 16). Эти данные свидетельствуют о внедрении щелочных магм Ботогольского и Билютинского массивов при начальной тектонической активизации Тувино-Монгольского массива.

Серией датировок [18–20, 28, 31, 32] обозначен возрастной интервал 480–457 млн. лет для гранитоидов, слагающих крупные батолиты и мелкие тела в восточной части Окинской зоны. Гранитоиды отнесены к урикскому диорит-гранитовому комплексу. В этом же возрастном диапазоне находится хужиртайгорхонский габбро-сиенитовый комплекс с близким к урикскому комплексу ареалом распространения тел. В петротипическом Уншэн-Сарьдагском массиве урикского комплекса (местоположение см. рис. 16) выделяются три фазы: 1) габбро-диоритовая, 2) крупнозернистых гранитов и лейкогранитов и 3) мелкозернистых гранитов и лейкогранитов. Вторая и третья фазы датированы Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar методами интервалом 462–457 млн. лет (неопубликованные данные авторов).

Хушагольский и Ботогольский массивы относятся к 50-километровой Хушагол-Билютинской цепочке полихронных интрузивов, включающей, кроме этих массивов, магматические тела среднего-позднего кембрия (Билютинский массив) и силура (Сахир-Шулутинский массив). Цепочка простран-

ственно соответствует восточному краю флишеидной части Окинского прогиба, почти лишенной магматизма (см. рис. 16). Для Сахир-Шулутинского массива литий-фтористых гранитов получены Rb-Sr изохронные датировки 440 ± 10 млн. лет и 405 ± 5 млн. лет [28].

В легенде карт нового поколения ГДП–200 первые две фазы Хушагольского массива (по И.А. Романову) сопоставляются с хужиртайгорхонским комплексом, а три другие рассматриваются в составе ботогольского комплекса. Возрастным аналогом хужиртайгорхонского комплекса являются нефелиновые сиениты ранней фазы Ботогольского массива, ассоциирующие с пироксенитами и субщелочными трахитоидными сиенитами. Нефелиновые сиениты, подобные ботогольским, установлены среди субщелочных сиенитов хужиртайгорхонского комплекса Барун-Гол-Адарейского массива, расположенного в верховьях р. Сорок на северо-западном продолжении Хушагол-Билютинской цепочки магматических тел (рис. 16). По результатам Rb-Sr изотопного датирования, фазы габбро-диоритов, геденбергитовых сиенитов и нефелиновых сиенитов (фазы 1–3 по И.А. Романову) коррелируют по составу с породами Ботогольского штока, датированными средним кембрием–ранним ордовиком. Фазы щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива (фазы 4 и 5 по И.А. Романову) относятся к началу позднего карбона.

Данные по **Rb-Sr изотопной системе шести** образцов щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива интерпретировались как эррохрона 319 ± 9 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7220 \pm 0.0147$ (третья модель Макинтайра). Разброс начальных изотопных отношений стронция выражен высоким СКВО (512) [25, 26]. Результаты анализов девяти образцов представлены на рис. 2 и в табл. 1. Выявляется группа точек (обр. 130, 134 и 110) с датировкой 319 ± 4 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7136 \pm 0.0002$ (СКВО = 4.9). Она совпадает с приведенным эррохронным значением возраста. Точки трех проанализированных щелочных гранитов смещены выше изохронной линии 319 млн. лет с относительным увеличением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ до 1.707. В координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ –1000/Sr щелочные сиениты и граниты Хушагольского массива разделяются на три группы. Одна группа имеет наиболее низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Образец (110) щелочного гранита с предельно высоким Rb/Sr сопоставим по $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ с разновидностями, имеющими самое низкое Rb/Sr – щелочным сиенитом (обр. 134) и метасоматической породой, обогащенной флюоритом (обр. 130). Щелочно-гранитный расплав должен был образоваться за счет дифференциации расплава щелочного сиенита без какой-либо его контаминации и, следовательно, сохранил его начальное изотопное отношение. Соотношения между ними интерпретируются возрастом около 319 млн. лет, благодаря большому раз-

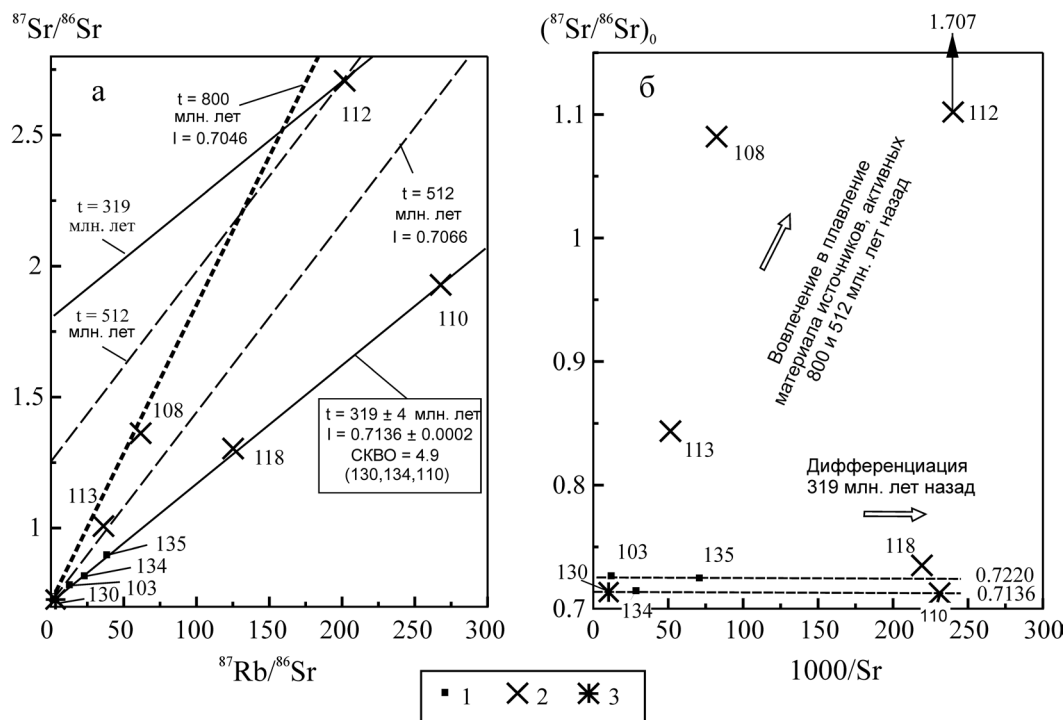


Рис. 2. Rb–Sr изохронная диаграмма (а) и соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ (б) щелочных сиенитов и гранитов четвертой и пятой фаз Хушагольского массива.

1 – щелочные сиениты; 2 – щелочные граниты; 3 – метасоматическая порода, обогащенная флюоритом (обр. 130). Шесть точек (исключая обр. 113, 108 и 112) соответствуют эрохроне 319 ± 9 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7220 \pm 0.0147$ (третья модель Макинтайра), СКВО = 512. Для обр. 130, 134 и 110 рассчитывается датировка 319 ± 4 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7136 \pm 0.0002$, СКВО = 4.9.

Таблица 1. Концентрации рубидия, стронция (мкг/г) и изотопные отношения стронция в породах Хушагольского и Баргутэйского массивов

№ п/п	№ обр.	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(1/\text{Sr}) \times 10^3$	I
1	130	106.9	97.8	3.172	0.72788	0.00004	10.2	0.71348
2	103	363.6	83.5	12.67	0.784274	0.00002	12.0	0.72675
3	113	235.1	19.4	36.092	1.00763	0.00007	51.5	0.84377
4	118	186.4	4.56	125.22	1.30367	0.00008	219	0.73516
5	134	274.4	35.1	22.89	0.81858	0.00007	28.5	0.71466
6	135	183.5	14.1	38.291	0.89881	0.00004	70.8	0.72497
7	110	357.5	4.33	267.8	1.92847	0.00005	231	0.71264
8	108	248*	12.2	61.68	1.3625	0.0009	82.3	1.082
9	112	268*	4.17	219.4	2.7069	0.0036	240	1.707
10	105	16.8*	347*	0.142	0.706040	0.00005	2.88	0.70511
11	106	14.3*	556*	0.075	0.70823	0.00010	1.80	0.70773

Примечание. 1–9 – породы Хушагольского массива; 10–11 – породы Баргутэйского массива (состав см. табл. 2 и 3). * – результаты измерений Rb и Sr методом ICP MS, другие определения этих элементов выполнены методом изотопного разбавления. I – значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, рассчитанные на возраст 319 млн лет.

бросу Rb/Sr. Ко второй группе относятся щелочные сиениты и граниты (обр. 103, 135 и 118) с повышенными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Точки первой и второй групп образуют разброс эрохроны со средним начальным отношением 0.7250. Третья группа представлена щелочными гранитами (обр. 113, 108 и 112) с высокими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (табл. 1). Была получена также сравнительно молодая Rb–Sr минеральная эрохронная датировка 358 ± 8 млн.

лет при повышенном $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7405 \pm 0.0015$ и значении СКВО = 7.6 [23]. Данные Rb–Sr изотопного датирования согласуются с геологическими данными о позднепалеозойском возрасте щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива.

Для щелочного сиенита из Хушагольского массива приводилась $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по рибекиту 521 ± 2 млн лет [22, 23]. Если принять эту датировку, то образование всего Хушагольско-

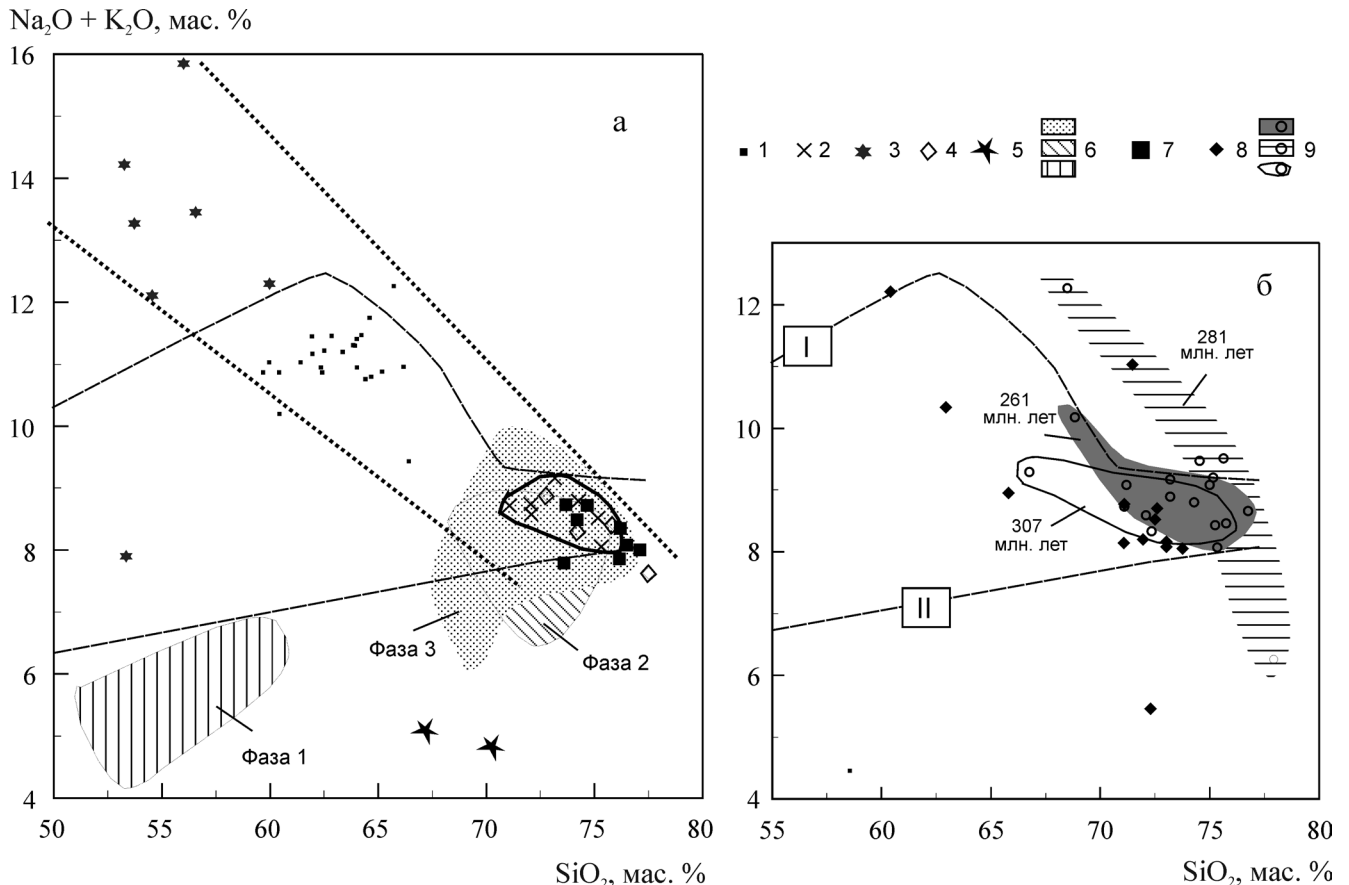


Рис. 3. Диаграммы щелочи–кремнезём щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива в сопоставлении с интрузивными породами других массивов Хушагол-Билютинской цепочки магматических тел Окинской зоны (а) и более поздними гранитоидами Самсал-Хоньчинской цепочки (б).

1–2 – щелочные породы Хушагольского массива четвертой (1) и пятой (2) фаз; 3 – нефелиновые сиениты Ботогольского штока; 4 – субщелочные лейкограниты Билютинского массива; 5 – гранитоиды Баргутэйского массива; 6 – гранитоиды трех фаз Уншэн-Сарьдагского массива (петротипа урикского комплекса); 7 – Li-F гранитоиды Сахир-Шулутинского массива; 8 – Li-F гранитоиды хоньчинского комплекса; 9 – гранитоиды трех фаз самсальского комплекса. На рис. а помещены данные таблиц 2 и 3, а на рис. б – опубликованные данные [26]. Пунктирными линиями выделена полоса щелочного направления пород юго-восточной части Хушагол-Билютинской цепочки (объяснения в тексте). I, II – линии, рекомендованные Петрографическим комитетом для разделения серий высокой и умеренной, умеренной и нормальной щелочности, соответственно.

го массива нужно относить к раннему кембрию. Его становление должно было произойти до начала средне-позднекембрийской тектонической активизации Окинской зоны. Датировка находится в противоречии с геологическим определением позднепалеозойского возрастного положения щелочных сиенитов. В связи с возникшим противоречием в интерпретации $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки нужно обратить внимание на то, что датировался амфибол из тела щелочных сиенитов, претерпевших тепловое воздействие при более позднем внедрении щелочных гранитов. Из геохронометрической практики известно, что вторичный разогрев приводит к нарушению **К-Аг изотопной системы амфибола** с образованием фиктивных плато с завышенной датировкой, не имеющей геохронологического смысла [36, 37].

ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ, РУБИДИЙ И СТРОНЦИЙ

Данные о вариациях химического состава щелочных сиенитов и гранитов четвертой и пятой фаз Хушагольского массива (по И.А. Романову) приводятся на рис. 3а–5а. Для сопоставления используются данные по породам других тел Хушагол-Билютинской цепочки (Ботогольского штока, Сахир-Шулутинского и Билютинского массивов), а также Баргутэйского и Уншэн-Сарьдагского гранитных массивов урикского комплекса.

На диаграмме щелочи–кремнезем (рис. 3а) щелочные сиениты и граниты Хушагольского массива резко разделены между собой. Первые содержат 10–12 мас. % суммы щелочей при концентрациях SiO_2 60–66 мас. %, а вторые – 8–9 мас. % сум-

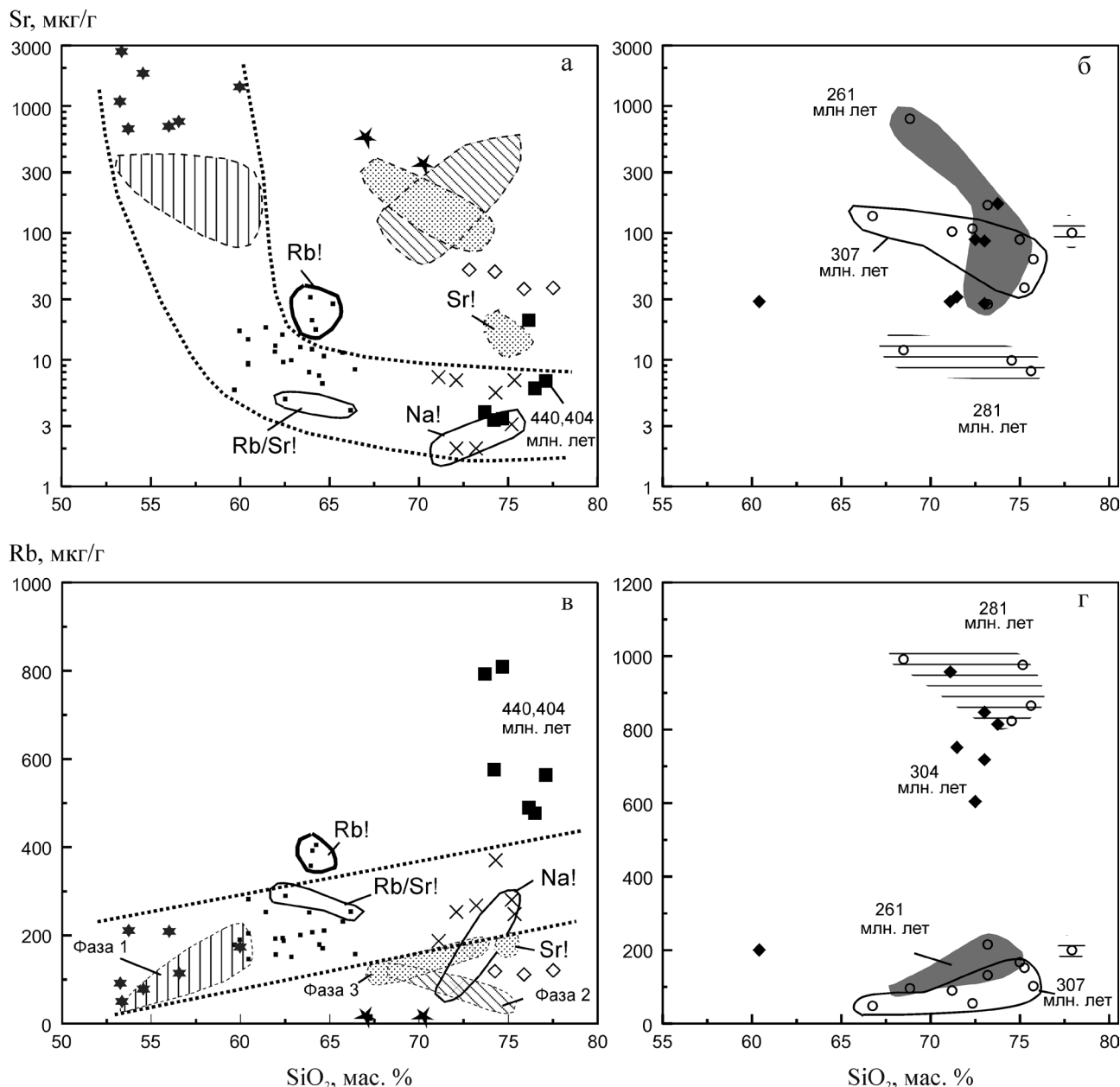


Рис. 4. Соотношения Sr , Rb с SiO_2 в массивах Окинской зоны (а–б) и в более поздних гранитоидах Самсал-Хоньчинской цепочки (б–г).

Усл. обозн. см. рис. 3. Для Хушагольского массива значками выделены две группы щелочных сиенитов, соответственно, с повышенным содержанием Rb (Rb!), пониженными концентрациями Rb , Sr и повышенным Rb/Sr (Rb/Sr!) и группа натровых кварц-эгиринов-альбитовых пород (Na!). Группа низкостронциевых гранитов третьей фазы Уншэн-Сарьдагского массива обозначена значком Sr! .

мы щелочей при концентрациях SiO_2 71–75 мас. %. Фигуративное поле щелочных сиенитов находится между полями щелочных гранитов Хушагольского массива и нефелиновых сиенитов Ботогольского штока. В урикском комплексе гранитоиды изменяли состав от диоритов и габбро-диоритов (фаза 1) к лейкогранитам (фазы 2 и 3). В поле лейкогранитов находятся также породы Сахир-Шулутинского массива. В целом, на рис. 3а выделяются ассоци-

ации щелочных и нормально щелочных пород, смыкающиеся между собой на поле субщелочных лейкогранитов.

Эгиринов-рибекитовые граниты характеризуются $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.8\text{--}1.0$, а кварц-эгиринов-альбитовые – интервалом 0.05–0.26. Щелочные сиениты обладают узким диапазоном $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.6\text{--}0.8$. Среди них выделяются группы пород с повышенными и пониженными концентрациями Rb (соответственно,

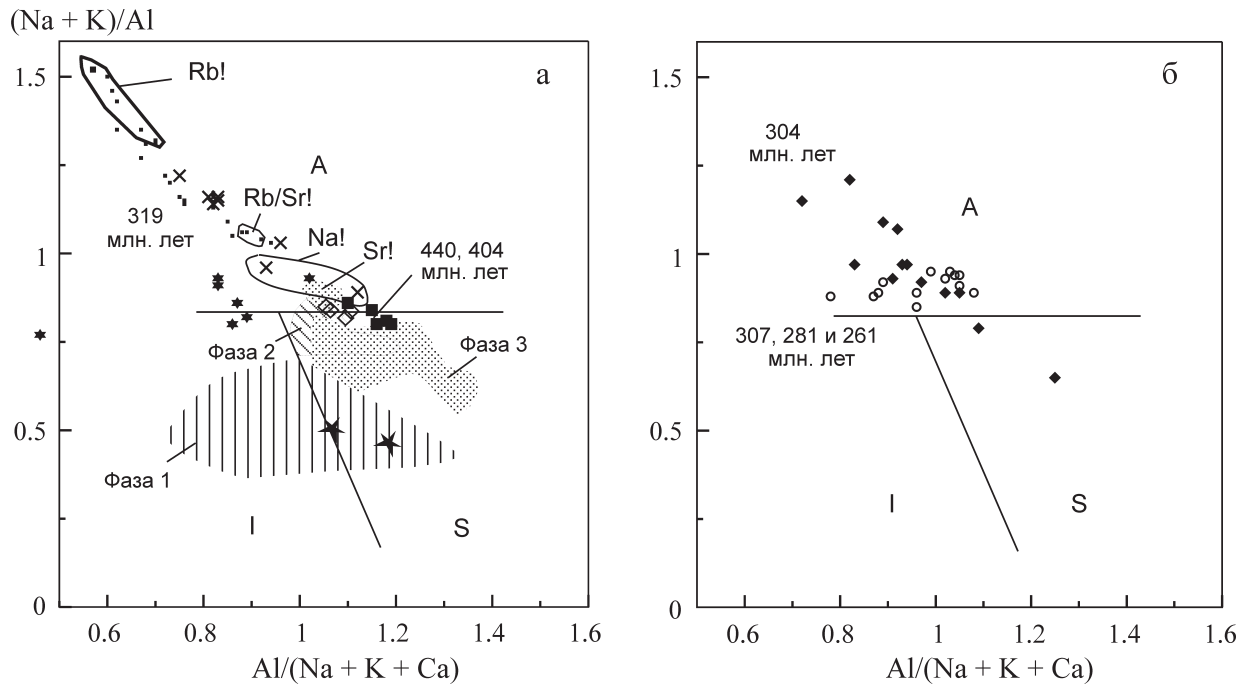


Рис. 5. Соотношения $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ – $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ в четвертой и пятой фазе Хушагольского массива и в породах других тел Хушагол-Билютинской цепочки Окинской зоны (а) и в гранитоидах Самсал-Хоньчинской цепочки (б).

Усл. обозн. см. рис. 3. Расчеты выполнены в молекулярных количествах. Обозначены поля гранитоидов А-, I- и S-типа зоны Хидака, Хоккайдо [39].

357–405 и 254–290 мкг/г) и Sr (17–31 и 4–5 мкг/г). В группе с повышенным Rb и Sr (обозначенной на диаграмме рис. 4 значком Rb!) $\text{Rb}/\text{Sr} = 11.6\text{--}23.4$ находится в диапазоне вариаций преобладающих составов. Эгирин-авгит резко преобладает над рибекитом. Эта группа пород представляет фацию эгирин-авгитовых сиенитов четвертой фазы массива (рис. 1). Образцы 102 и 102п характеризуют, соответственно, светлую и темную части полосчатых образований (табл. 2). В группе с пониженными концентрациями Rb и Sr (обозначенной как Rb/Sr!) отношение Rb/Sr возрастает до интервала 59–64. Эти породы петрографически отличаются резким преобладанием калиевого полевого шпата.

Для выявления геохимических следствий процессов окварцевания в экзоконтакте фазы 5 проанализирован обр. 122. Привнос SiO_2 (до 86.5 мас. %) сопровождался снижением концентраций Sr и Rb (соответственно, до 2 и 171 мкг/г), а также Zr, Nb, Ba, U, редкоземельных элементов, Y, Zn, Mo, Ag и Sn (табл. 2).

В интрузивах Окинской зоны соотношения калия и натрия варьируют в широких пределах. Аномально низкое $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, сопоставимое с отношением в кварц-эгирин-альбитовых породах Хушагольского массива, определено только в биотитовых плагиогранитах сопредельной с ним части Баргутэйского массива (0.16–0.26). Для других частей Баргутэйского массива плагиограниты не характерны, а

$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует в интервале 0.71–0.99. В Уншэн-Сарьдагском массиве петротипа урикского комплекса $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ повышалось от первой фазы (0.3–0.6) через вторую фазу (1.1–1.5) к третьей (1.7–1.8). В нефелиновых сиенитах Ботогольского массива это отношение менялось от 0.8 до 2.2. Высокое $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1.5–1.7) определено в субщелочных гранитах Билютинского массива. В Сахир-Шулутинском массиве $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ снизилось до интервала 0.7–1.2.

Концентрации Sr максимальны в нефелиновых сиенитах Ботогольского массива и резко снижаются с повышением SiO_2 в щелочных сиенитах и гранитах Хушагольского массива. В гранитоидах урикского комплекса в целом поддерживаются умеренные концентрации Sr на уровне 100–400 мкг/г, но среди гранитов третьей фазы выделяется группа пород с понижением концентраций до 15–20 мкг/г (на диаграммах обозначена как Sr!). Этот интервал приближается к интервалу щелочных гранитов и сиенитов Хушагольского массива. Содержания Rb возрастают от нефелиновых сиенитов Ботогольского массива через щелочные сиениты к щелочным гранитам Хушагольского массива. В одном из образцов натровых кварц-эгирин-альбитовых пород массива определено низкое содержание Rb на уровне обычных гранитов. Резко обогащены рубидием породы Сахир-Шулутинского массива (рис. 4).

В щелочных сиенитах определен интервал K/Rb от 100 до 300. В натровых кварц-эгирин-альбитовых

Таблица 2. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в породах Хушагольского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	102	102П	103	104	115	116	124	127	140	128	117	123	139	135	101	121
SiO ₂ , мас. %	64.23	64.02	63.93	65.18	66.17	62.51	62.85	61.96	62.41	64.6	59.67	61.94	64.01	59.95	63.85	62.36
TiO ₂	0.36	0.45	0.42	0.36	0.31	0.90	0.49	0.42	0.63	0.62	0.65	0.47	0.37	0.68	0.44	0.58
Al ₂ O ₃	12.43	10.97	10.83	10.2	14.8	15.1	14.2	12.95	14.05	14.15	13.18	13.9	15.25	12.25	12.0	12.87
Fe ₂ O ₃	7.48	8.65	8.82	7.51	3.46	4.25	3.36	3.02	3.57	3.54	6.2	3.73	3.28	4.05	8.77	4.22
FeO	1.72	2.35	2.50	3.51	3.64	5.00	5.6	7.7	6.43	4.14	8.22	5.83	3.35	9.00	1.22	6.14
MnO	0.11	0.16	0.05	0.16	0.08	0.15	0.11	0.16	0.13	0.09	0.14	0.14	0.09	0.18	0.07	0.14
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	0.01	0.01	0.02
CaO	0.81	1.12	0.91	1.24	0.37	0.57	0.71	1.24	0.65	0.47	0.29	1.3	0.96	1.45	0.87	1.17
Na ₂ O	7.08	6.89	7.19	6.71	6.30	6.76	6.57	6.66	6.3	6.66	6.56	6.64	6.46	6.54	7.06	6.38
K ₂ O	4.39	4.06	4.11	4.17	4.66	4.46	4.89	4.51	4.57	5.09	4.31	4.81	4.95	4.49	4.25	4.57
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.04	0.03
Сумма	98.64	98.7	98.79	99.07	99.84	99.74	98.81	98.65	98.78	99.38	99.26	98.79	98.77	98.62	98.58	98.48
Sc, мкг/г	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.3	0.7	1.6	<0.3	<0.2	<0.2	<0.3	<0.2	0.2	0.3
Rb	405	393	364*	357	254	290	151	157	188	171	179	193	207	183*	252	194
Sr	17.3	20.5	83.5*	27.6	3.97	4.87	9.87	12.9	9.56	6.53	5.79	11.6	12.1	14.1*	8.00	15.8
Y	169	211	207	143	107	64.6	26.7	37.7	28.8	31.3	22.8	34.9	40.0	39.0	61.0	42.8
Zr	752	975	1223	623	238	543	140	213	183	226	175	123	326	218	324	215
Nb	75.9	83.5	99.4	43.2	22.2	34.5	16.9	24.9	16.8	21.3	17.6	12.4	16.0	21.4	29.8	24.8
Cs	3.97	5.70	8.15	5.07	2.10	2.65	2.00	2.67	1.56	2.29	1.05	1.02	2.14	0.98	1.85	1.98
Ba	14.2	12.1	23.9	19.8	25.3	36.3	14.7	13.2	18.4	16.8	29.1	19.8	23.3	24.3	10.1	19.8
La	116	90.4	173	147	112	72.3	16.3	14.9	18.9	22.4	22.4	22.1	27.8	27.8	26.2	27.2
Ce	199	168	304	250	142	174	29.6	28.0	43.0	45.8	61.6	47.0	51.5	70.4	40.7	54.6
Pr	19.3	17.2	32.8	26.5	22.2	15.9	3.43	3.62	4.60	4.65	5.29	5.64	6.65	8.12	4.92	6.34
Nd	71.1	67.2	125	104	89.7	65.4	12.2	14.2	18.8	17.0	20.2	23.6	26.3	33.6	18.4	24.4
Sm	13.4	15.5	25.5	19.3	17.2	13.1	2.40	3.00	3.37	3.29	3.78	4.74	4.86	6.67	4.08	4.73
Eu	0.98	1.11	1.66	1.27	1.10	0.76	0.19	0.24	0.26	0.21	0.25	0.32	0.35	0.40	0.39	0.32
Gd	17.8	22.4	28.4	20.4	17.1	11.3	3.15	3.84	3.93	4.07	3.31	4.29	5.61	5.61	6.90	5.16
Tb	3.03	3.90	4.32	2.96	2.40	1.79	0.56	0.68	0.65	0.74	0.63	0.73	0.93	0.93	1.23	0.86
Dy	21.2	26.4	32.2	20.4	16.0	11.6	3.64	4.79	3.90	4.24	3.92	4.11	5.56	5.18	8.51	5.18
Ho	4.70	5.82	7.25	4.55	3.36	2.45	0.89	1.30	0.88	1.18	0.90	0.86	1.38	1.11	2.22	1.21
Er	15.1	17.9	23.2	14.0	10.5	7.8	3.01	4.86	2.91	3.98	3.52	2.97	4.55	3.85	7.58	3.99
Tm	2.82	3.31	3.59	2.01	1.52	1.26	0.62	1.04	0.64	0.75	0.77	0.53	0.87	0.76	1.50	0.83
Yb	15.0	18.8	21.5	12.9	9.34	7.82	4.61	7.33	5.30	4.91	6.66	4.17	5.71	6.44	8.95	5.70
Lu	2.30	2.83	2.91	1.91	1.49	1.29	0.89	1.22	0.94	0.91	1.22	0.78	0.95	1.17	1.56	1.11
Hf	20.6	26.1	27.8	14.1	6.09	13.5	4.70	7.82	4.66	7.70	4.38	3.11	10.5	5.01	13.0	5.47
Ta	4.13	4.69	6.79	2.55	1.21	2.28	1.01	1.52	0.78	1.38	0.78	0.54	1.45	0.88	2.23	1.11
Pb	66.6	71.4	38.7	64.2	17.1	11.6	7.77	21.0	15.9	28.0	10.4	7.89	9.78	12.2	17.8	17.3
Th	49.2	58.1	54.9	30.4	10.3	23.6	6.03	10.5	5.93	11.9	6.05	4.00	16.0	5.40	18.1	9.11
U	25.0	30.9	30.9	15.9	5.18	8.51	1.37	4.26	1.09	2.99	2.01	1.00	6.31	3.16	10.8	4.00
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1600	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Примечание. 1–22 – щелочные сиениты (из них 1–4 – с повышенными Rb и Sr, 5–6 – с пониженными Rb и Sr, повышенным Rb/Sr); 23–24 – кварц-эгрин-альбитовые породы; 25–29 – щелочные граниты (25–26 – обогащенные редкоземельными

породах это отношение снижается до интервала 46–52. В координатах K/Rb–K₂O (рис. 6) только три образца нефелиновых сиенитов Ботогольского штока (обр. М-110/96, М-37/96 и 2937-9) располагаются в пределах щелочного направления пород четвертой и пятой фаз Хушагольского массива, в котором с возрастанием калия повышается K/Rb. Четыре других образца обнаруживают тенденцию повышения K/Rb при снижении концентраций калия. Повышенное K/Rb – это характеристика гранитоидов урикского комплекса, хотя низкостронциевые породы третьей фазы этого комплекса имеют со-

отношения K/Rb–K₂O, характерные для щелочных сиенитов. Отношение K/Rb снижается в Li-F гранитах Сахир-Шулутинского массива и щелочных сиенитах с повышенным Rb Хушагольского массива.

На диаграмме соотношений коэффициентов апаитности (Na + K)/Al и глиноземистости Al/(Na + K + Ca) обозначенные группы щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива образуют единый тренд (рис. 5). Наиболее высокие значения (Na + K)/Al = 1.3–1.5 при самых низких Al/(Na + K + Ca) = 0.6–0.7 характеризуют группу щелочных сиенитов, обогащенных Rb, а самые низкие значения

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
	126	136	129	125	134	114	132	131	108	110	112	113	118	122	130
SiO ₂ , мас. %	65.72	61.93	64.68	61.42	60.43	66.42	75.19	72.1	75.35	74.29	73.2	72.09	71.10	86.51	26.76
TiO ₂	0.24	0.55	0.48	0.53	0.81	0.44	0.01	0.08	0.40	0.32	0.14	0.28	0.30	0.06	0.26
Al ₂ O ₃	16.65	14.15	10.55	13.8	13.45	10.2	13.62	15.97	9.68	10.4	10.8	9.65	10.5	5.85	5.18
Fe ₂ O ₃	1.00	3.79	8.02	4.16	4.40	5.31	0.81	2.48	2.95	3.66	2.58	4.56	3.19	1.18	2.56
FeO	2.71	5.94	3.10	6.58	7.60	5.98	0.14	0.14	1.93	1.50	3.21	2.90	4.52	1.07	1.08
MnO	0.05	0.14	0.10	0.20	0.23	0.16	0.01	н.о.	0.03	0.01	0.05	0.09	0.12	0.02	0.03
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	н.о.	0.04	н.о.	0.02	0.03	0.02	0.02	1.81
CaO	0.35	1.05	1.02	1.39	1.27	0.88	0.88	0.09	0.39	0.43	0.23	0.60	0.30	0.04	43.7
Na ₂ O	6.90	6.39	6.62	6.71	6.60	5.62	6.77	8.31	4.13	4.57	4.78	4.39	4.81	2.13	4.00
K ₂ O	5.36	4.69	4.18	4.32	4.27	3.81	1.76	0.45	3.94	4.23	4.39	4.20	3.92	2.31	0.45
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
Сумма	99.01	98.69	98.79	99.14	99.11	98.85	99.26	99.64	98.87	99.43	99.47	98.81	98.85	99.21	85.86
Sc, мкг/г	<0.3	<0.3	0.8	<0.2	<0.2	<0.2	<0.3	<0.3	<0.3	<0.2	<0.3	<0.2	<0.2	<0.3	2.5
Rb	231	205	211	253	282	158	268*	81.7	248	371*	268	235*	186*	171	113
Sr	11.4	9.18	10.7	18.0	14.5	8.41	3.48*	2.00	12.15*	4.33*	4.17*	19.4*	4.56*	2.00	114
Y	33.9	42.6	99.6	47.9	69.7	37.8	50.0	14.0	153	101	33.6	32.5	18.5	5.34	372
Zr	171	347	740	265	663	202	81.1	157	776	371	129	115	170	46.9	882
Nb	20.4	22.2	37.0	28.4	54.3	17.3	1.79	8.92	60.7	63.4	15.2	10.3	13.6	7.09	73.9
Cs	2.60	2.94	1.06	2.79	3.64	0.53	1.21	0.59	1.03	0.68	1.88	1.08	1.56	1.27	1.33
Ba	20.1	18.7	30.0	26.0	24.9	16.5	56.7	121	25.6	45.5	11.6	28.2	175	20.2	16.7
La	31.3	32.8	52.7	42.5	304	28.1	77.1	18.4	87.6	87.1	19.8	33.3	15.2	8.20	787
Ce	49.1	67.1	90.2	95.0	478	53.4	127	33.4	135	153	28.8	61.7	45.1	13.9	1792
Pr	5.31	8.51	10.5	10.5	49.9	5.73	16.6	3.93	15.8	16.2	3.34	6.46	3.36	1.40	221
Nd	18.8	32.1	38.8	41.6	169	22.9	60.0	14.9	57.0	66.2	13.7	25.8	13.1	5.23	888
Sm	2.95	6.05	7.71	8.32	22.6	4.58	9.93	2.51	11.6	13.2	3.14	4.94	2.77	0.95	159
Eu	0.26	0.45	0.51	0.54	1.02	0.27	0.39	0.10	0.44	0.42	0.10	0.21	0.19	0.08	5.22
Gd	3.54	6.85	12.2	7.31	15.8	4.69	10.7	2.51	18.9	12.8	4.47	4.14	2.49	1.05	122
Tb	0.57	1.10	2.21	1.15	2.23	0.81	1.50	0.37	3.28	2.06	0.67	0.69	0.50	0.15	14.9
Dy	3.89	7.41	14.4	7.59	12.8	5.32	8.68	2.06	21.4	14.5	3.94	3.86	2.69	1.02	86.7
Ho	0.93	1.75	3.64	1.62	2.72	1.19	1.74	0.47	5.38	3.17	0.89	0.78	0.62	0.23	14.9
Er	3.09	5.75	12.0	5.63	9.35	4.32	4.55	1.42	18.6	10.5	3.08	2.51	2.20	0.77	36.1
Tm	0.58	1.20	2.33	1.01	1.55	0.81	0.64	0.27	3.29	1.72	0.60	0.48	0.48	0.16	4.36
Yb	3.32	7.81	15.2	7.59	11.3	6.16	3.06	1.85	19.2	10.9	4.77	3.93	4.18	1.02	24.3
Lu	0.51	1.30	2.33	1.26	1.67	1.16	0.49	0.36	3.03	1.70	0.96	0.74	0.75	0.22	3.66
Hf	4.67	11.5	28.4	6.53	14.3	5.08	3.18	6.25	25.4	10.0	5.11	3.24	4.16	1.78	27.9
Ta	1.26	1.92	5.22	1.30	2.99	0.87	0.13	0.95	5.49	5.19	1.02	0.56	0.82	0.46	9.13
Pb	17.0	29.4	16.7	20.2	46.0	15.0	167	15.9	68.8	52.2	16.4	10.8	14.5	11.6	36.7
Th	11.2	16.5	37.6	11.3	34.6	7.81	10.3	3.97	38.8	24.2	6.19	5.30	7.76	4.49	87.4
U	2.83	6.71	14.4	2.93	11.4	2.46	10.1	1.32	22.4	9.98	1.51	1.15	1.93	0.80	17.1
F	1200	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4100	3800	300	3300	н.о.	н.о.	н.о.	1300	н.о.	153600

элементами); 30 – окварцованная порода; 31 – метасоматическая флюоритсодержащая порода (сумма оксидов 85.86 мас. % не включает 15.36 мас. % F). * – измерения методом изотопного разбавления. Н.о. – не определено.

(Na + K)/Al = 0.9–1.0 с Al/(Na + K + Ca) = 0.9–1.1 – группу кварц-эгиринов-альбитовых пород. Щелочные сиениты и граниты Хушагольского массива располагаются между этими группами, соответствуя в целом гранитоидам А-типа.

Породы первой фазы Уншэн-Сарьдагского массива располагаются преимущественно в поле гранитоидов S-типа (30 образцов), частично смещаясь в поле гранитоидов I-типа (8 образцов). Первые интерпретируются как результат палингеного плавления сиалического осадочно-метаморфогенного материала, а вторые – как продукты плав-

ления коры базитового состава. Породы второй фазы петротипа находятся в области перекрытия гранитоидов А-, S- и I-типов, а третьей фазы – смещены в поле гранитоидов S-типа. В переходной области составов S- и А-типа находятся Li-F граниты Сахир-Шулутинского массива, а также лейкограниты Билютинского массива. В плагиогранитах Баргутэйского массива значения коэффициента агапайности низкие при повышенном коэффициенте глиноземистости, соответствующем гранитоидам S-типа. В ботогольских нефелиновых сиенитах коэффициент агапайности меняется от 0.8

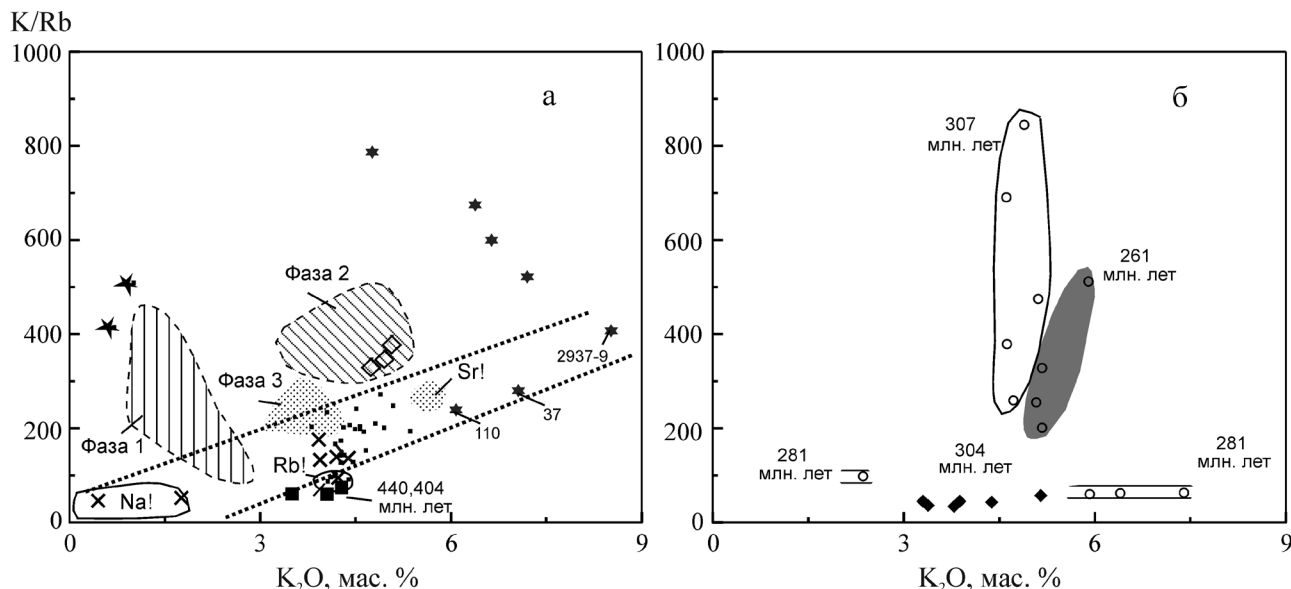


Рис. 6. Соотношения K/Rb–K₂O в магматических телах Окинской зоны (а) и в более поздних гранитоидах Самсал-Хоньчинской цепочки (б).

Усл. обозн. см. рис. 3.

до 1.0 при заметных вариациях коэффициента глиноземистости от 0.8 до 1.1.

В системе CIPW для щелочных гранитов и сиенитов рассчитывается нормативный кварц. Наиболее высокая щелочность сиенитов, обогащенных рубидием, выражается в высоких содержаниях нормативного акмита *Ac* в интервале 18–25%. В этой группе выявляется повышенная окисленность железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2.1\text{--}4.3$). В других щелочных сиенитах и калинатровых щелочных гранитах рассчитывается от 2 до 22% *Ac* и степень окисленности железа в целом ниже ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.4\text{--}2.4$). Наиболее высокой окисленностью железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 5.8\text{--}17.7$) отличаются натровые кварц-эгирин-альбитовые породы. В их нормативном составе рассчитано высокое содержание альбита *Ab* = 57–70% при наличии гематита *Hm* = 0.5–2.5%.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

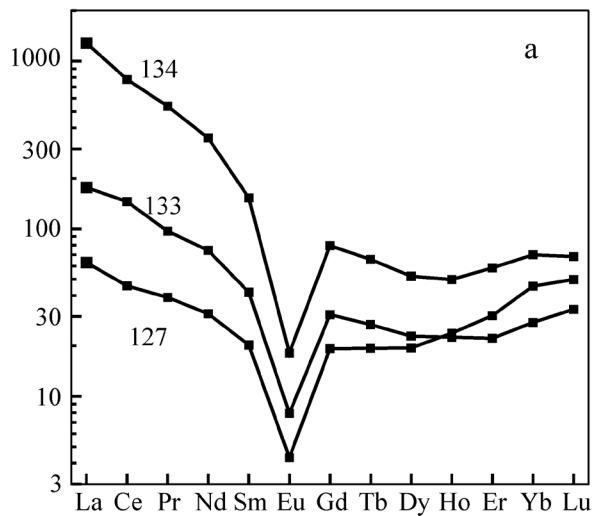
Для пород Хушагольского массива характерны широкие вариации концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ). На диаграммах нормирования к хондриту все проанализированные образцы дают резко выраженный **Eu-минимум**. Группы щелочных сиенитов и гранитов хорошо различаются между собой (рис. 7, 8).

В щелочных сиенитах максимальные концентрации РЗЭ определены в обр. 134 с $(\text{La}/\text{Sm})_N = 8.4$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 18$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (0.5 \times \text{Sm}_N + 0.5 \times \text{Gd}_N) = 0.16$, а минимальные – в обр. 127 с $(\text{La}/\text{Sm})_N = 3.1$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.4$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.22$ (рис. 7а). Для линий нормирования большинства щелочных сиенитов

характерно плавное снижение концентраций с обеих сторон к *Ho*. При низких концентрациях легких лантаноидов $(\text{La}_N = 63\text{--}130)$ нормированные концентрации повышаются от *Gd–Tb* к *Yb–Lu* (рис. 7б). В группе пород с повышенными концентрациями *Rb* (обр. 103 и др.) определены промежуточные $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.3\text{--}7.7$ при интервале максимальных значений $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18\text{--}0.19$. **Уровень нормированных концентраций в этой группе снижается от *La* к *Sm* с $(\text{La}/\text{Sm})_N = 3.6\text{--}5.4$ и остается приблизительно на одном уровне около 100 хондритовых единиц между *Gd* и *Lu*.** Приблизительно такие же спектры получены для щелочных сиенитов с наиболее высоким *Rb/Sr* (обр. 115, 116) при $(\text{La}/\text{Sm})_N = 3.4\text{--}4.0$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.3\text{--}8.1$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.19$. **Легкие элементы ряда от *La* до *Sm* находятся на уровне минимальных концентраций группы пород с повышенным *Rb*, а тяжелые, от *Gd* до *Lu*, опускаются ниже** (рис. 7в).

Для сравнения со щелочными сиенитами Хушагольского массива на рис. 7г приведены спектры редкоземельных элементов нефелиновых сиенитов Ботогольского массива. Они характеризуются слабым обогащением легкими элементами ряда с $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.8\text{--}4.6$. Подобно породам Хушагольского массива, в них обнаруживается повышение нормированных концентраций в тяжелой части спектра от *Er* до *Lu*. **Европейская аномалия либо отсутствует, либо выделяется в виде небольшого максимума** ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.01\text{--}2.96$). Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ составляет в среднем 4.0–8.2, а при относительном снижении концентраций редкоземельных элементов варьирует в более широком диапазоне (2.3–14.7).

Порода/хондрит



Порода/хондрит

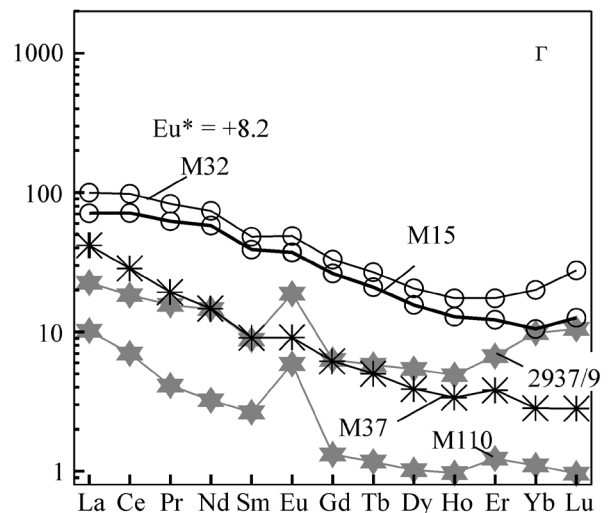
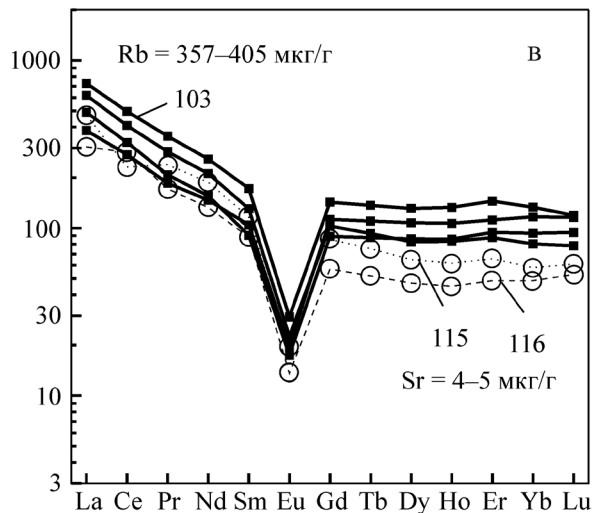
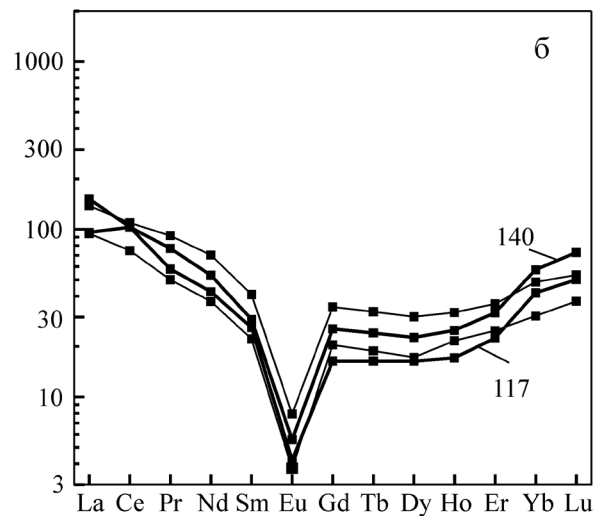


Рис. 7. Редкоземельные спектры в щелочных сиенитах четвертой фазы Хушагольского массива и нефелиновых сиенитах Ботогольского массива.

а – полный интервал спектров редких земель от наибольшего обогащения в обр. 134 ($(La/Yb)_N = 18$) до минимальных концентраций в обр. 127 ($(La/Yb)_N = 1.4$); б – породы с повышенным Yb и Lu; в – группы пород с повышенными концентрациями рубидия (обр. 103 и др.) и с повышенным Rb/Sr (обр. 115, 116); г – породы Ботогольского штока. Для нормирования использован состав хондрита [40].

Их сравнительно низкие концентрации определены в трех образцах (М-110/96, М-37/96, 2937-9) с низкими K/Rb в интервале 200–400.

В двух образцах натровых кварц-эгирин-альбитовых пород Хушагольского массива определены различные концентрации лантаноидов с близким $(La/Sm)_N = 4.6–4.8$ (рис. 8а). Обр. 132, обогащенный РЗЭ, показал общее снижение элементов ряда от легких к тяжелым с $(La/Yb)_N = 17.1$ и $Eu/Eu^* = 0.11$. В обр. 131 с более низкими концентрациями редкоземельных элементов обозначилась пологая ветвь от Gd к Lu, прогнутая к Ho с относительным уменьшением $(La/Yb)_N$ до 6.8. Европиевый минимум этого образца менее выражен ($Eu/Eu^* = 0.12$).

Для каликатровых щелочных гранитов также характерна снижающаяся ветвь легких элементов ряда с узким интервалом $(La/Sm)_N = 3.4–5.4$ и пологая либо слегка восходящая ветвь тяжелых РЗЭ с общим интервалом $(La/Yb)_N = 2.5–5.7$ (рис. 8б). Группа с максимальными концентрациями РЗЭ (обр. 108, 110) обладает наиболее глубоким европиевым минимумом $Eu/Eu^* = 0.09–0.10$, уменьшающимся в группе нижерасположенных пород (обр. 118 и др.) до интервала 0.14–0.22 и достигающим 0.24 в обр. 122 окварцованной породы.

В отличие от спектров Хушагольского массива, редкоземельные спектры Li-F гранитов Сахир-Шулутинского массива имеют пологую ветвь легких

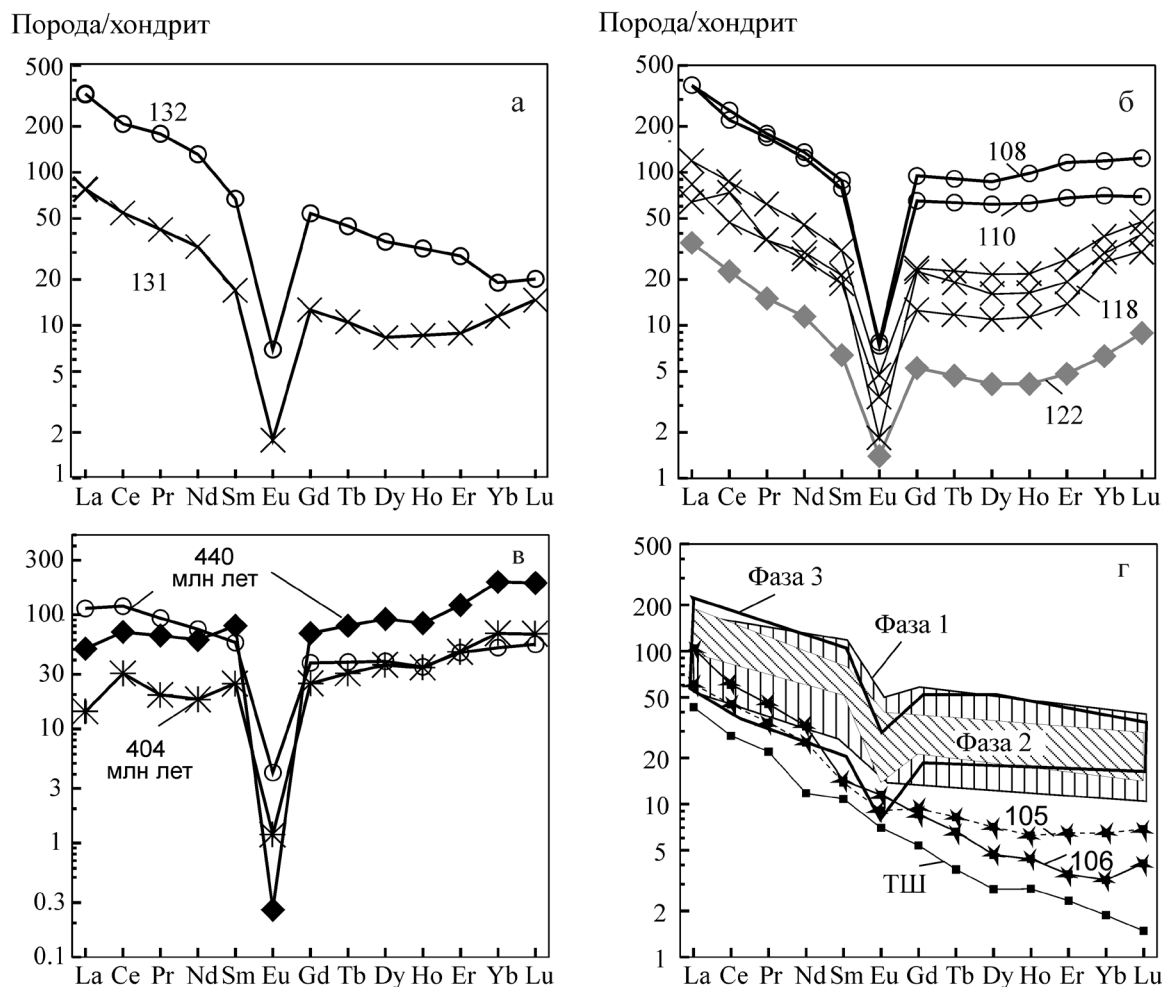


Рис. 8. Редкоземельные спектры в гранитах Хушагольского массива в сопоставлении с другими массивами Окинской зоны.

а–в – в гранитах: а – щелочных натровых, б – каликатровых Хушагольского массива, в – Li-F Сахир-Шулутинского массива [33]; г – в плагิโอгранитах сопредельной с Хушагольским массивом части Баргутэйского массива (обр. 105, 106) в сопоставлении с гранитами трех фаз Уншэн-Сарьдагского массива и трондьемито-подобными породами Таинского штока (ТШ) из Гарганской зоны. Для нормирования использован состав хондрита [40].

элементов (рис. 8в). Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ меняются от 0.2 до 2.2, а Eu/Eu^* – от 0.02 до 0.09.

Для сопоставлений показательны редкоземельные спектры гранитоидов трех фаз Уншэн-Сарьдагского массива и плагิโอгранитов Баргутэйского массива. Последние отличаются относительно низкими концентрациями тяжелых РЗЭ с повышенным $(La/Yb)_N = 9.4–32$ и приближаются к трондьемито-подобному спектру пород Таинского штока из Гарганской зоны (рис. 8г). Геохимическая характеристика пород штока приведена А.Г. Мионовым и др. [21].

ИНТРУЗИВЫ САМСАЛ-ХОНЬЧИНСКОЙ ЦЕПОЧКИ: ВОЗРАСТ И СОСТАВ

В восточной части Окинской зоны выделяется Самсал-Хоньчинская цепочка массивов, што-

ков, диатрем и даек. Она протягивается в северо-западном направлении вдоль Китойкинской зоны и Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и смещена на 25 км северо-восточнее Хушагол-Билютинской цепочки (рис. 16). Rb-Sr изотопная систематика пород и минералов с учетом результатов K-Ar датирования амазонита выявила три магматических эпизода Самсал-Хоньчинской цепочки: 1) 307–304, 2) 283–281 и 3) ~261 млн. лет назад. Вначале внедрились дайки редкометалльных Li-F гранитоидов хоньчинского комплекса и Самсальский плутон крупнозернистых субщелочных лейкогранитов (эпизод 1), затем у северо-западного края Самсальского плутона образовалась Шагайтэгольская диатрема амазонитовых гранитов, а в пределах плутона внедрились пегматитовые жилы с амазонитом (эпизод 2) и, наконец, в центральной и южной частях плутона образовались штоки и жилы

мелкозернистых субщелочных лейкогранитов (эпизод 3) [26, 28]. Магматические тела Самсал-Хоньчинской цепочки образовались после заключительной фазы становления Хушагольского массива.

На диаграмме щелочи–кремнезем (рис. 3б) отчетливо выражено щелочное направление гранитоидов самсальского и хоньчинского комплексов. По соотношению K_2O/Na_2O выделяются низкокалиевые породы даек хоньчинского комплекса ($K_2O/Na_2O = 0.6–0.9$, в одном образце – 1.2) и граниты самсальского комплекса с повышенным K_2O/Na_2O (в трех разновозрастных генерациях, соответственно, $K_2O/Na_2O = 1.1–1.3$, $1.4–2.1$ и $1.3–1.5$). В самсальском комплексе есть породы с повышенным K/Rb в узких диапазонах концентраций калия (возраст 307 и 261 млн. лет) и с низким K/Rb при варьирующем калии (возраст 281 млн. лет). С последней группой сопоставляются дайки хоньчинского комплекса. Коэффициент агпаитности в породах самсальского комплекса меняется от 0.8 до 1.0 при заметных вариациях коэффициента глиноземистости от 0.8 до 1.1. Тренд от агпаитовых пород А-типа к глиноземистым породам S-типа хорошо выражен в породах хоньчинского комплекса (рис. 5б).

В интрузивах Самсал-Хоньчинской цепочки амазонитовые гранитоиды Шагайтэгольской диатремы подобны по форме спектров РЗЭ крупнозернистым гранитам Сахир-Шулутинского массива (рис. 8б, обр. 108, 110), но с более низкими концентрациями, а Li-F гранитоиды хоньчинских даек имеют V-образные спектры с обогащением легкими и тяжелыми элементами [26, 34].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастные сопоставления

Изотопно-геохимические исследования силлов и даек барунхолбинского комплекса, представленного умеренноглиноземистой толеитовой натровой базальт-андезитовой серий в Гарганской структурно-формационной зоне, показало их внедрение на этапе сборки суперконтинента Родиния, в начале неопротерозоя, 1030–790 млн. лет назад. По определениям микроэлементов и изотопов Sr, Nd и Pb в породах комплекса установлено, что они были производными малоуглубленного источника континентальной литосферной мантии и коры. На этом этапе магматизм развивался внутри литосферы Гарганского блока, которая образовалась при общей дифференциации материала в источниках с изменением соотношений элементов в Th-U-Pb изотопной системе ~2.7 млрд. лет назад. Развитие Окинской зоны и ее магматизм были обусловлены процессами распада суперконтинента [8, 24]. По-видимому, начальная гетерогенность источников щелочных гранитов и сиенитов Хушагольского массива (~800 млн. лет назад) также сложилась на

этапе сборки суперконтинента. В процессах плавления Rb ведет себя как более несовместимый элемент, чем Sr, поэтому унаследованная Rb-Sr изохрона, отражающая гетерогенность, сложившуюся в замкнутом источнике, имеет более крутой наклон, чем кажущаяся. Если принять оценку относительного удрежнения источника, приблизительно, на 18% [38], предельный возраст источника щелочных гранитов и сиенитов Хушагольского массива пересчитывается на 945 млн. лет.

В Тувино-Монгольском массиве установлен полихронный характер палеозойского интрузивного магматизма [13 и др.]. Палеозойские магматические события Окинской структурно-формационной зоны согласуются по времени с магматическими событиями его других частей и сопредельных с ним территорий Центральной Азии. Так же, как в Окинской зоне, здесь широким распространением пользуются ордовикские гранитоидные батолиты [4]. Добатолитовый средне-позднекембрийский магматизм слабо охарактеризован геохронометрически, поэтому его роль в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива остается пока слабо изученной.

К послебатолитовым относятся щелочные и литий-фтористые гранитоиды огнитского комплекса. В Центральном Присянье для Li-F гранитов Хоройского массива и даек в пределах Бугульминского массива измерен Rb-Sr изохронный возраст 404 ± 5 млн. лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7102 \pm 0.0004$ [14]. Для даек плюмазитовых гранитов Сангилен (Юго-Восточная Тува) опубликована Rb-Sr изохрона 442 ± 11 млн. лет [4]. Эти определения совпадают с датировками Li-F гранитоидов Сахир-Шулутинского массива Окинской структурно-формационной зоны (440 ± 10 и 405 ± 5 млн. лет) [28]. В Хамсаринской структурно-формационной зоне Северо-Восточной Тувы имеются более ранние щелочные граниты с Rb-Sr изохронным возрастом 454.6 ± 1.4 млн. лет [16]. В пределах Каахемского гранитоидного батолита (Восточная Тува) датированы щелочные гранитоиды позднеаннуольского (451 ± 5.7 млн. лет) и сархойского (450 ± 5 млн. лет) комплексов [30]. Эти датировки моложе урикского комплекса батолитов Окинской структурно-формационной зоны, завершившего образование 457 млн. лет назад.

Для Харагульского и Ургудеевского массивов Li-F гранитов Хамар-Дабана получены Rb-Sr изохроны, сопоставимые с датировкой 319 млн. лет для Хушагольского массива: для первого – датировки 318 ± 7 млн. лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.711 \pm 0.016$ (СКВО = 1.3) [10] и 324 ± 11 млн. лет [1], для второго – 321 ± 5 млн. лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.702 \pm 0.011$ (СКВО = 3.6) [1]. Все результаты согласуются между собой в пределах доверительных интервалов. Для щелочных гранитов Хайламинского массива Западных Саян получена Rb-Sr изохрона

261 ± 4 млн лет при начальном изотопном отношении стронция 0.703 ± 0.011 (СКВО = 1) [15].

Согласованность датировок палеозойских гранитоидов разных территорий Центральной Азии свидетельствует о действии общих механизмов, выраженных в магматических событиях всего региона. В северной части Тувино-Монгольского массива во временном интервале от среднего кембрия до начала позднего карбона (512–319 млн. лет) обеспечивалась магматическая активность Хушаголь-Билютинской цепочки, а затем, в позднем карбоне и ранней перми (307–261 млн. лет), активизировалась Самсал-Хоньчинская магматическая цепочка.

Оценки Rb/Sr в источниках щелочных сиенитов и гранитов

Вариации Rb/Sr в мантийном и/или коровом источнике, обусловленные его истощением вследствие выплавки магм или обогащением посредством метасоматоза или магматических внедрений, должны отражаться в изотопном составе более поздних выплавов. При увеличении Rb/Sr накопление радиогенного стронция со временем происходит быстрее и значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в поздних выплавках возрастает. И наоборот, уменьшение Rb/Sr приводит к снижению темпа возрастания $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Используя уравнение радиоактивного распада и изохронные определения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ разновозрастных выплавов, можно получить оценки значений Rb/Sr в источнике в разные временные интервалы его существования и сопоставить с отношениями, определенными для пород разных фаз Хушагольского массива.

Сначала отношение Rb/Sr было зафиксировано в последовательном развитии позднекембрийского островодужного магматизма Гарганской зоны и высокощелочного средне-позднекембрийского Окинской зоны. При расчете эволюции Rb-Sr изотопной системы в качестве исходного $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ приняты отношения 0.7046 и 0.7066, характеризовавшие, соответственно, источник гарганских тоналитов на время 800 млн. лет и нефелиновых сиенитов Ботогольского штока на время 512 млн. лет. Согласно выполненному расчету, за временной интервал 800–512 млн. лет отношение в источнике возросло от 0.7046 до 0.7066 при Rb/Sr = 0.17. Это отношение приближается к оценкам Rb/Sr = 0.23 в континентальной нижней коре [42] и принимается в качестве вероятной характеристики источника пород Ботогольского штока с пониженными концентрациями редкоземельных элементов и отношения K/Rb (обр. 110, 37 и 2937-9 на рис. 6, источник 1 на рис. 9а). Породы из штока с более высокими отношениями K/Rb и концентрациями РЗЭ были производными из источника с более низким Rb/Sr, соответствовавшим мантийному субстрату.

На изохронной диаграмме рис. 2 три точки щелочных гранитов Хушагольского массива (обр. 113,

108 и 112) располагаются выше линии с наклоном, соответствующим возрасту нефелиновых сиенитов Ботогольского штока 512 млн. лет. Их состав отражает гетерогенность Rb-Sr изотопной системы, образовавшуюся до 512 млн. лет назад. Предполагая, что материал источника щелочных гранитов был преобразован около 800 млн. лет назад, расчеты на интервал существования источника 800–319 млн. лет для изотопного состава обр. 108, имеющего $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 1.082$, дают в источнике значение Rb/Sr = 19 (источник 3 на рис. 9а), а для обр. 112 с более высоким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 1.707$ – значение Rb/Sr = 52.

Вероятно, источники испытывали частичное преобразование около 512 млн. лет назад. При расчете на интервал 512–319 млн. лет для источника хушагольского щелочного гранита (обр. 113) с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.8438$ получается Rb/Sr = 17.7. Оно близко значению Rb/Sr в источнике 3. Значение Rb/Sr = ~19 для большинства щелочных сиенитов и гранитов отражает основной вклад материала с таким отношением в источник при плавлении.

В источнике щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива с самым низким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7126–0.7146, обр. 110 и 134) на временной интервал 800–319 млн. лет рассчитывается Rb/Sr = 0.42–0.52 (источник 2 на рис. 9а). Эта характеристика приближается к составу континентальной коры. Повышенное Rb/Sr при низком $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (по сравнению с интервалом отношений в щелочных сиенитах и гранитах) объясняется малой степенью частичного плавления источника (или дифференциацией расплавов). Оба образца (110 и 134) относятся к разновидностям с наиболее высокими концентрациями редкоземельных элементов (рис. 7а и 8б). Два других щелочных сиенита с высоким Rb/Sr (до 64) и повышенными содержаниями РЗЭ отличаются присутствием цериевой аномалии (обр. 115, 116).

Группа щелочных сиенитов с повышенным Rb также характеризовалась высокими концентрациями РЗЭ и, вероятно, явилась результатом частичного плавления материала источника 2 (или дифференциации). Вполне закономерно нахождение этих пород в фации эгирин-авгитовых сиенитов, максимально удаленной от тел щелочных гранитов (рис. 1а). Зональность щелочных сиенитов с переходом к щелочным гранитам отражает латеральную смену магматизма на уровне источников. Агпайтовые щелочные сиениты с повышенными концентрациями Rb и РЗЭ, представлявшие собой частичные выплавки корового материала, либо дифференциаты с Rb/Sr = 0.42 сменялись выплавками щелочных сиенитов и гранитов из материала, испытавшего сильный щелочной метасоматоз с повышением Rb/Sr до интервала 19–52 и выше (источники 3 и 4). Источники 2 и 3 характеризуются, соответственно, Rb/Sr ≤ 0.42 и 19. Вероятно, в фазу щелочных сиенитов источник 2 давал ча-

стичные выплавки (дифференциаты), а в источнике 3 достигалось более полное плавление. Отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ щелочных сиенитов варьировало в узком интервале 0.7146–0.7267. Дифференцированные расплавы щелочных гранитов Хушагольского массива имели $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7126\text{--}0.7352$. В фазу щелочных гранитов в магмаобразование оказались вовлеченным также материал с более высоким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.8438\text{--}1.7108$ (обр. 113 и 112).

Высокостронциевый состав нефелиновых сиенитов Ботогольского штока предполагает переход в расплав минеральной фазы, обогащенной Sr. Судя по наличию Eu аномалии, роль концентратора Sr выполнял Са-плагиоклаз. Минимальное содержание Sr в натровых кварц-эгирин-альбитовых породах явилось следствием альбитизации источника с уменьшением роли Са-плагиоклаза.

Сопоставление источников Хушагол-Билютинской и Самсал-Хоньчинской цепочек полихронного магматизма

По уровню концентраций Rb в поздних низкостронциевых гранитоидах различаются: 1) щелочные сиениты и граниты Хушагольского массива с концентрациями Rb – 82–405 мкг/г; 2) Li граниты Сахир-Шулутинского массива с концентрациями Rb – 477–809 мкг/г и 3) амазонитовые граниты Шагайтэгольской диатремы и Li-F граниты хоньчинских даек с концентрациями Rb – 600–1000 мкг/г. Гранитоиды Хушагол-Билютинской цепочки менее рубидиевые, чем Самсал-Хоньчинской.

Начиная с 307 млн. лет, процессы магмаобразования были сосредоточены в Самсал-Хоньчинской цепочке. Субщелочные лейкограниты крупного Самсальского плутона с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.706$ выплавились из источника с $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.27$, существовавшего со времени последнего события урикского комплекса 457 млн. лет назад и проявившегося при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7043$. Отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.27$ близко значению Rb/Sr в континентальной верхней коре [42]. Фигуративное поле пород плутона начинается от линии $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.27$ (источник 5 на рис. 9в) и вытягивается в область диаграммы с уменьшением концентраций Sr и увеличением концентраций Rb. Поскольку изотопные составы Rb и Sr интерпретируются в рамках изохронной модели, это направление соответствует дифференциации расплавов. Расплавы даек хоньчинского комплекса, внедрившегося 304 млн. лет назад, характеризовались $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.707$ в источнике 6 с $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.4$. Он отличался от источника 5 субщелочных лейкогранитов Самсальского плутона повышенными концентрациями Rb и Sr и давал дифференциаты, сильно обогащенные фтором, подобно дифференциатам Сахир-Шулутинского массива (табл. 3).

Около 281 млн. лет назад в Шагайтэгольской диатреме существенную роль играл материал ис-

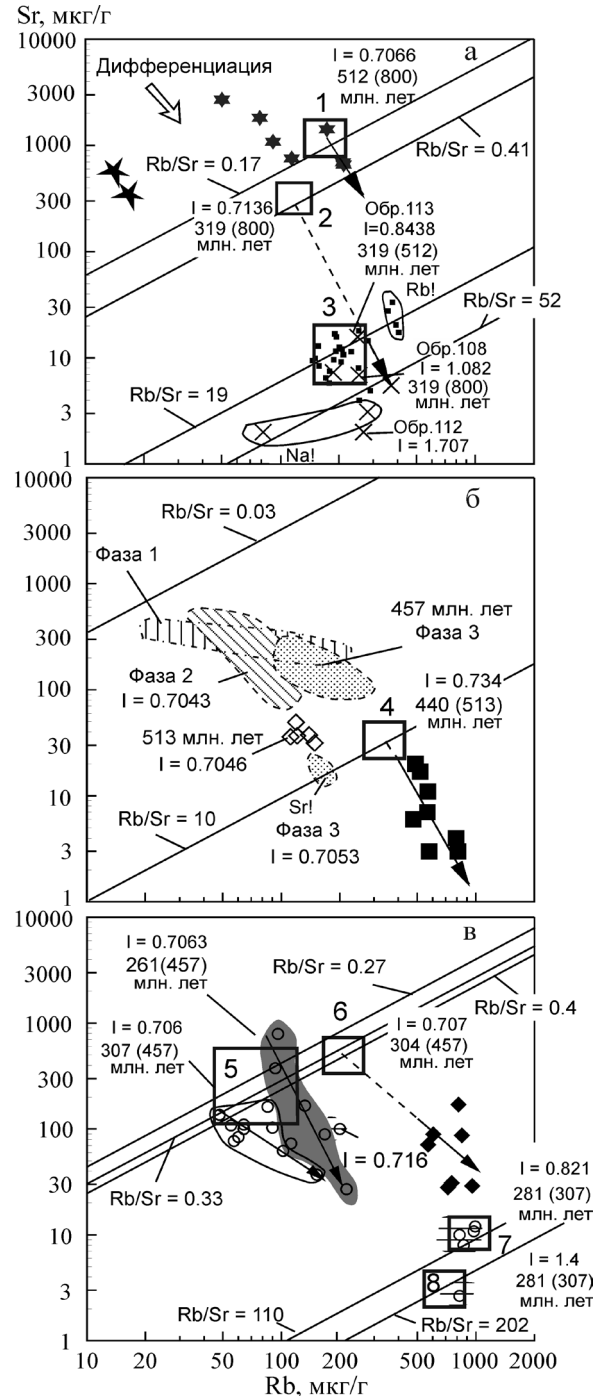


Рис. 9. Соотношения Sr и Rb в породах юго-восточной части Хушагол-Билютинской цепочки магматических тел (а), гранитоидах Самсал-Хоньчинской цепочки (б) и северо-западной части Хушагол-Билютинской цепочки в сопоставлении с тремя фазами Уншэн-Сарьдагского массива (в).

Усл. обозн. см. рис. 3. Квадратами с номерами от 1 до 8 показаны гипотетические источники с варьирующим Rb/Sr . Это отношение рассчитано, исходя из интервала существования источника со времени предшествовавшего магматического события (показано в скобках в млн. лет) и внедрения интрузии, из которой анализировались образцы (объяснения в тексте). $I - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

Таблица 3. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в породах Хушагол–Билютинской цепочки интрузивных массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	105	106	2937/9-b	М-37/96	М-110/96	М-15/96	М-32/96	М-59/96	М-71/96	2875/5	2879	4006/3
SiO ₂ , мас. %	70.31	67.20	59.97	56.00	53.73	54.55	53.35	53.26	56.56	75.88	76.15	77.10
TiO ₂	0.19	0.42	0.17	0.19	0.47	0.86	1.12	0.54	0.39	0.14	0.07	<0.02
Al ₂ O ₃	15.8	15.98	18.8	23.8	21.5	20.5	13.5	21.3	20.0	13.0	12.5	12.7
Fe ₂ O ₃	0.86	1.26	0.57	0.42	1.93	0.70	2.04	1.57	1.17	0.13	0.15	0.23
FeO	1.54	2.29	2.54	0.96	4.00	4.88	9.02	3.22	3.18	1.25	1.18	0.89
MnO	0.04	0.04	0.07	0.01	0.10	0.08	0.16	0.07	0.08	0.02	0.04	0.01
MgO	0.88	1.33	0.20	н.о.	0.05	0.31	1.16	0.06	0.07	0.16	0.07	<0.1
CaO	3.25	3.83	3.09	0.71	3.37	4.08	10.36	3.36	3.36	0.38	0.57	0.34
Na ₂ O	3.84	4.41	3.78	8.79	7.19	5.73	3.14	7.58	6.25	3.32	3.58	3.95
K ₂ O	1.01	0.7	8.52	7.06	6.08	6.38	4.76	6.64	7.2	5.10	4.28	4.05
P ₂ O ₅	0.10	0.19	0.05	0.02	0.01	0.09	0.28	0.06	0.03	0.02	0.01	0.02
Сумма	97.82	97.65	97.77	97.91	98.38	98.11	98.86	97.61	98.24	99.4	98.55	99.24
Sc, мкг/г	3.7	4.2	1.1	1.2	3.5	1.3	7.5	1.2	1.5	5.3	3.9	5.2
Rb	16.8	14.3	174	210	211	78.5	50.2	91.8	114	118	555	274
Sr	347	556	1416	693	661	1816	2695	1085	756	39.1	20.5	6.80
Y	11.3	6.09	9.72	6.83	1.91	20.4	30.3	10.5	12.3	28.8	197	62.0
Zr	8.07	7.58	119	35.6	12.9	164	248	57.1	209	74.8	123	74.5
Nb	4.48	2.45	3.37	6.01	0.86	18.7	9.41	2.96	4.95	5.49	32.1	51.8
Cs	0.40	0.47	0.54	0.79	0.60	0.31	0.13	0.16	0.20	1.72	22.1	15.4
Ba	396	938	944	329	452	2441	5373	518	190	157	74.2	15.2
La	14.4	24.6	5.35	9.9	2.42	16.8	23.7	14.0	13.0	142	22.5	3.34
Ce	27.6	37.0	11.3	17.5	4.29	43.8	60.1	30.2	31.6	216	47.7	18.7
Pr	3.15	4.19	1.45	1.79	0.38	5.77	7.70	3.42	3.97	13.0	4.13	1.84
Nd	11.6	14.7	6.66	6.72	1.47	26.5	33.8	14.7	17.5	80.9	29.3	8.32
Sm	2.05	2.11	1.30	1.35	0.39	5.76	7.13	2.82	3.41	12.8	8.93	3.69
Eu	0.51	0.65	1.06	0.51	0.33	2.09	2.75	1.18	1.08	0.64	0.22	0.07
Gd	1.86	1.70	1.25	1.23	0.26	5.22	6.57	2.60	2.96	8.05	9.67	4.98
Tb	0.30	0.26	0.21	0.17	0.04	0.72	0.89	0.30	0.38	1.23	2.31	1.14
Dy	1.74	1.15	1.33	0.96	0.25	3.84	5.06	1.69	2.04	5.56	16.0	8.93
Ho	0.34	0.24	0.27	0.18	0.05	0.70	0.95	0.36	0.39	0.51	2.04	1.87
Er	1.04	0.56	1.07	0.61	0.20	1.95	2.79	0.97	1.24	2.16	10.8	7.69
Tm	0.16	0.09	0.20	0.08	0.02	0.27	0.47	0.16	0.22	н.о.	н.о.	1.41
Yb	1.04	0.51	1.58	0.46	0.18	1.69	3.22	1.16	1.77	2.29	16.5	11.1
Lu	0.17	0.10	0.26	0.07	0.02	0.31	0.67	0.23	0.34	0.29	2.29	1.65
Hf	0.46	0.29	2.65	0.49	0.07	3.45	5.39	1.08	4.46	3.34	8.29	5.39
Ta	0.40	0.19	0.20	0.38	0.07	0.88	0.66	0.15	0.24	0.29	4.31	7.08
Pb	7.33	10.4	3.60	3.86	2.17	4.01	2.61	2.18	1.24	13.5	30.0	48.2
Th	1.88	2.60	0.91	0.95	0.31	0.71	1.05	0.31	0.56	12.6	22.4	31.3
U	0.33	0.35	0.51	0.71	0.23	0.80	0.57	0.19	0.50	1.15	6.42	14.4
F	н.о.	н.о.	н.о.	300	н.о.	300	300	400	н.о.	н.о.	4500	н.о.

Примечание. Анализы: 1–2 – биотитовые плагиограниты Баргутэйского массива; 3–9 – нефелиновые сиениты Ботогольского массива (3–5 – породы с низким K/Rb); 10 – субщелочные лейкограниты Билютинского массива; 11–12 – Li-F граниты Сахир-Шулутинского массива возрастом 440 (11) и 405 (12) млн лет [33]. Н.о. – не определено. В породах Ботогольского массива концентрации Sr и Rb определялись методом изотопного разбавления Ю.А. Костицыным и авторами.

точника 7, обогащенный радиогенным изотопом ⁸⁷Sr. Амазонитовые граниты диатремы группируются на линии Rb/Sr = 110, соответствующей источнику с (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.821, образовавшемуся 307 млн. лет назад. Резкое повышение Rb/Sr приурочено к краю Самсальского плутона. В поле шпате из пегматитовой жилы северной части плутона, сопредельной с Шагайтэгольской диатремой, определена низкая концентрация Sr (2.65 мкг/г, метод изотопного разбавления), а для

источника рассчитано более высокое Rb/Sr = 202 (источник 8).

Для дайки кварцевых порфиров (Шагайтэгольская диатрема), обладающей наиболее низким (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.716, для интервала 307–281 млн. лет рассчитано Rb/Sr = 10, **превышающее Rb/Sr в породе**. Такое соотношение свидетельствует о более длительном существовании источника и его вероятной связи с предшествовавшим магматическим эпизодом 457 млн. лет назад. По соотношению Rb–

Sr кварцевый порфир близок дайкам и штокам субщелочных лейкогранитов, внедрившихся в центральной и южной частях Самсальского плутона около 261 млн. лет назад. Расчеты на интервалы 457–261 и 307–261 млн. лет дают близкие значения Rb/Sr в источнике, соответственно, 1.5 и 6.6. Для гранитоидов Самсальского плутона, внедрившихся 307 и 261 млн. лет назад, предполагается один и тот же магматический источник 5 (рис. 9в), а различия в их составе могут объясняться дифференциацией. Магматическое событие, произошедшее 307 млн. лет назад, не привело к существенному изменению Rb/Sr в источнике.

Образованию Сахир-Шулутинского массива 440–405 млн. лет назад в северо-западной части Хушагол-Билютинской цепочки предшествовало внедрение средне-позднекембрийского Билютинского массива субщелочных гранитов с низким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7046$ при сравнительно низкой концентрации Sr и повышенной концентрации Rb. Расчеты на момент внедрения 440 млн. лет назад и возраст источника 513 млн. лет показывают Rb/Sr в среднем около 10 (источник 4 рис. 9б). Поскольку вариации изотопов Rb и Sr в породах массива интерпретируются в рамках изохронной модели, разброс точек на рис. 9б отражает дифференциацию материала единого источника. Такая дифференциация могла способствовать максимальному (для Хушагол-Билютинской цепочки магматических тел) накоплению Rb и F в Li-F гранитоидах Сахир-Шулутинского массива (табл. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди щелочных кварц-эгирин-авгит (эгирин-геденбергит)-рибекитовых сиенитов Хушагольского массива выделяются составы с повышенными и пониженными концентрациями Rb и Sr (соответственно, 357–405 и 254–290, 17–31 и 4–5 мкг/г), с коэффициентами агпаитности $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} = 1.3\text{--}1.5$ и 1.04–1.06, коэффициентами глиноземистости $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}) = 0.6\text{--}0.7$ и 0.89–0.92 и отношениями Rb/Sr – 11–23 и 60–64. Среди щелочных гранитов различаются натровые эгириновые и калинатовые эгирин-рибекитовые разновидности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, соответственно, 0.05–0.26 и 0.8–1.0). Натровые породы обладают наиболее низким коэффициентом агпаитности (0.9–1.0), высоким коэффициентом глиноземистости (0.9–1.1), низкими концентрациями Rb, Sr и Nb (соответственно, 82–280, 2–3 и 2–9 мкг/г) и K/Rb (46–52), а калинатовые породы приближаются по этим характеристикам к щелочным сиенитам. Предполагается, что расплавы щелочных гранитов с наиболее низким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7126$ связаны со щелочными сиенитами процессами дифференциации. По дифференциатам рассчитан возраст около 319 млн. лет. Неоднородность Rb-Sr изотопной системы источников с повышением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ до 1.711

образовалась около 800 млн. лет назад и частично около 512 млн. лет назад. По расчетам изотопной эволюции различаются выплавки из источника с Rb/Sr = 0.42, приближающегося к составу континентальной коры, и субстрата, испытавшего сильный щелочной метасоматоз с повышением Rb/Sr до интервала 19–52 (возможно, выше).

Ранние магматические тела Хушагольского массива (первые три фазы по И.А. Романову) отражают начальную активность Хушагол-Билютинской цепочки полихронного магматизма в среднем–позднем кембрии (517–490 млн. лет). В ордовике (480–457 млн. лет) на территории северо-восточной части Окинской структурно-формационной зоны образовалась обширная магматическая дуга гранитоидных массивов и батолитов. В силуре (440–405 млн. лет) магматизм вновь проявился в Хушагол-Билютинской магматической цепочке внедрением Сахир-Шулутинского массива сильно дифференцированных Li-F гранитоидных расплавов. Эпизод внедрения щелочных сиенитов и гранитов Хушагольского массива около 319 млн. лет назад (четвертая и пятая фазы по И.А. Романову) предшествовал пространственному перераспределению интрузивного магматизма из Хушагол-Билютинской магматической цепочки на 25 км к северо-востоку в Самсал-Хоньчинскую магматическую цепочку, проявившую активность в позднем карбоне и ранней перми (307–261 млн. лет). В ней распространились литий-фтористые, щелочные и субщелочные гранитоиды, а также амазонитовые граниты.

Магматизм Хушагол-Билютинской цепочки изначально сопровождал аккрецию Тувино-Монгольского массива к Сибирскому континенту. Пространственное перераспределение магматизма в Самсал-Хоньчинскую цепочку свидетельствует о позднекарбонной структурной перестройке в Окинской структурно-формационной зоне.

По Rb-Sr изотопной и микроэлементной систематике в Хушагол-Билютинской и Самсал-Хоньчинской цепочках полихронного магматизма различаются тела, сложенные 1) дифференциатами, эволюционировавшими с повышением Rb/Sr непосредственно от состава источника, 2) дифференциатами с существенно более высоким Rb/Sr по сравнению с отношением в источнике и 3) такими же дифференциатами в сочетании с порциями выплавки из геохимически неоднородных источников, отличавшимися по Rb/Sr. Интрузивы первого типа слабо обогащены F (Самсальский плутон, дайки и штоки в его пределах). Интрузивы второго типа существенно обогащены F и отвечают Li-F геохимическому типу (Сахир-Шулутинский массив и дайки хоньчинского комплекса). Магматические тела третьего типа характеризуются более низкими концентрациями F и Sr при относительно низком Rb/Sr (в Хушагольском массиве) или более высоким (в Шагайтэгольской диатреме).

Работа выполняется в рамках реализации ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы”, госконтракт № П736.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А. и др. Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 141–155.
2. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К. и др. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.
3. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 6. С. 795–798.
4. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 398–413.
5. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / В.Г. Беличенко, Ю.П. Бутов, Н.Л. Добрецов и др. Новосибирск: Наука, 1988. 193 с.
6. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Н.Л. Добрецов, В.Г. Беличенко, Р.Г. Боос и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
7. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 59–75.
8. Ильясова А.М., Рассказов С.В., Скотинцев В.Г. и др. Магматические источники неопротерозойской базальт-андезитовой серии барунхолбинского комплекса даек и силлов Гарганского блока (Восточный Саян) // Геохимия (в печати).
9. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
10. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 401–429.
11. Коваленко В.И., Сальникова, Е.Б., Антипин В.С. и др. Необычная ассоциация литий-фтористых и щелочных гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 4. С. 536–540.
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Царева Г.М. и др. Влияние дифференциации магм редкометалльных литий-фтористых гранитов на первичный изотопный состав стронция (на примере Югодзырского массива, Монголия) // Докл. АН. 1996. Т. 351, № 1. С. 85–87.
13. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В. и др. О полихронности палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т. 7, № 6. С. 631–643.
14. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Rb-Sr-возраст и изотопный состав стронция субщелочных и Li-F гранитоидов Центрального Присяяня // Геохимия. 2000. № 5. С. 477–484.
15. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Хайламинский и Арыксанский массивы щелочных гранитоидов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb-Sr изотопных и геохимических исследований // Геохимия. 2004. № 3. С. 243–253.
16. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов юго-восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 7. С. 917–923.
17. Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1966. 167 с.
18. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Прованс-2000, 2004. 192 с.
19. Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. Об ордовикском возрасте и анорогенной природе палеозойских гранитов в эпирифейском Тувино-Монгольском микроконтиненте // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Мат-лы совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 340–341.
20. Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В. и др. Верхнерифейские (790 млн. лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 10. С. 1379–1383.
21. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др. Таянское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 5. С. 395–413.
22. Никифоров А.В., Чугаев А.В., Пономарчук В.А. Геохронологические исследования (Rb-Sr и Ar-Ar) Ботогальского и Хушагальского щелочных массивов в Восточном Саяне // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: мат-лы II Российск. конф. по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 336–339.
23. Никифоров А.В., Ярмолюк В.В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогальского и Хушагальского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 1. С. 81–86.
24. Рассказов С.В., Ильясова А.М., Ясныгина Т.А. и др. Миоценовый и девонский магматизм в сочленении Тувино-Монгольского массива и Сибирского кратона: общий компонент мантийных источников и его происхождение // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 2. С. 77–102.
25. Рассказов С.В., Масловская М.Н., Меньшагин Ю.В. и др. Позднепалеозойский щелочной и субщелочной гранитоидный магматизм Окинской зоны Восточного Саяна: соотношения с метаморфизмом Ильчирской зоны // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: мат-лы II Российск. конф. по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 387–391.
26. Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скотинцев В.Г. и др. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb-Sr-

- изотопная систематика) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1133–1144.
27. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А. и др. Полихронный палеозойский гранитоидный магматизм Окинской зоны Восточного Саяна: структурный контроль и эволюция источников в Rb-Sr-изотопной системе // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: мат-лы III Российск. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 150–155.
 28. Рассказов С.В., Скопинцев В.Г., Масловская М.Н. и др. Rb-Sr-изотопная систематика гранитоидов Гарганской и Окинской зон Восточного Саяна // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. С. 106–136.
 29. Романов И.А. Основные черты петрографии Хушагольского щелочного массива (Восточный Саян) // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. С. 61–62.
 30. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
 31. Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. О верхней возрастной границе окинской серии (Восточный Саян) // Докл. АН. 2000. Т. 374, № 1. С. 84–87.
 32. Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Докл. АН. 1995. Т. 342, № 6. С. 776–780.
 33. 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.
 34. Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия: Аналитические исследования / Под ред. Э.К. Буренкова, А.А. Кременецкого. Вып. 4. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
 35. Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605–626.
 36. Berger G.W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating of thermally overprinted biotite, hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. P. 387–408.
 37. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge: University Press, 1997. 490 p.
 38. Faure G. Origin of igneous rocks: The isotopic evidence. Springer, 2001. 496 p.
 39. Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1999. V. 174. P. 235–255.
 40. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
 41. Scaillet B., Macdonald R. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications // J. Petrol. 2001. V. 42, № 4. P. 825–845.
 42. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
 43. Zhao Z., Xiong X., Han X. et al. Controls on the REE tetrad effect in granites: evidence from the Qianlishan and Baerzhe granites, China // Geochem. J. 2002. V. 36. P. 527–543.

Рецензент В.Н. Смирнов

Hushagol polichronous massif: Heterogenety of sources for Paleozoic alkaline syenites and granites in Eastern Sayans, Southern Siberia

S. V. Rasskasov***, Yu. V. Menshagin*, A. M. Iliasova*,
T. A. Yasnygina*, E. V. Saranina*, V. G. Skopintsev ***,

*Institute of the Earth's crust, Siberian Branch of RAS

**Irkutsk State University

***Buryat Geological Center

Results of geochemical studies of alkaline syenites and granites from Hushagol massif which includes at least five magmatic episodes in the time interval from Middle Cambrian to beginning of Early Late Carboniferous (512–319 Ma) are presented. The formation of the massif was associated with the intrusions of other alkaline bodies along the Hushagol-Bilyuta chain at the junction between Oka and Gargan zones. In the Late Carboniferous magmatic activity shifted from the Hushagol-Bilyuta chain to the Samsal-Khonchin one, where continued in the time interval of 307–261 Ma. Liquids of alkaline syenites and granites of the Hushagol massif intruded prior to reorganization of the magmatic system. The alkaline series exhibit the decreasing of Rb and Sr concentrations and $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ with increasing $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ and Rb/Sr. Changing the composition of the rocks demonstrates the heterogeneity of sources, in which the initial isotopic ratio $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ ranged from 0.7046 (~800 Ma) to 1.707 (~319 Ma) in connection with the differentiation of source rocks in terms of Rb/Sr varied from 0.41 to 47. Heterogeneous sources of magmas changed simultaneously with intrusions of nepheline syenites of the Botogol stock between 512 and 490 Ma. At the final episode (~319 Ma), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ in these rocks decreased to 0.7136.

Keywords: Paleozoic, alkaline granites, alkaline syenites, Rb-Sr method, trace elements.