

**ВЫСОКОФОСФОРИСТЫЕ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ
(ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ)**

В.А. Трунилина, Ю.С. Орлов, А.И. Зайцев, С.П. Роев

ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр-т Ленина 39, г. Якутск, 677980;
e-mail: v.a.trunilina@Diamond.ysn.ru

Поступила в редакцию 2 августа 2017 г.

В статье рассматриваются петрографический состав, петро- и геохимические особенности высокофосфористых литий-фтористых гранитов Арга-Ыннах-Хайского и Бургалийского рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Показано, что в их пределах развиты гранитоиды трех последовательно развивавшихся типов: амфибол-биотитовых гранодиоритов и андезиновых гранитов, близких гранитоидам I-типа, двуслюдяных кордиеритовых гранитов S-типа и плюмазитовых литий-фтористых гранитов. Установлено, что последние характеризуются аномально высокими концентрациями Li, Cs, F, R, представляют собой ультраредкометалльные образования и не комплементарны предшествовавшим гранитоидам. Предполагается, что они являются производными самостоятельных расплавов, генерированных в нижнекоровых субстратах, предварительно проработанных потоками богатых рудными и летучими компонентами растворов, связанных с поднимающимися диапирами основных расплавов субщелочного или щелочного состава.

Ключевые слова: гранитоиды, высокофосфористые литий-фтористые граниты, химический состав, геохимические особенности, рудоносность, генезис, Восточная Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

Литий-фтористые граниты привлекают внимание исследователей в первую очередь своей высокой рудоносностью (Sn, W, Li, Ta, Nb). Несмотря на длительную историю изучения, генезис их остается проблематичным. В северо-восточных районах Якутии (северо-западная часть Верхояно-Колымской орогенной области) литий-фтористые граниты известны с 60-х годов прошлого столетия (Б.Л. Флеров, 1959 г.; О.Д. Ставров, Фельдман, 1963 г.; А.Д. Червинская, 1965 г.), но специализированные исследования проводились в основном в 70-е – 80-е годы прошлого столетия (И. И. Гетманский, 1970 г.; Э.Л. Ефременко, 1972 г.; Ю.С. Орлов, 1983 г.; Ю.Д. Недосекин, 1988 г. и др.). Среди литий-фтористых гранитов региона установлены высоко- и низкофосфористые разновидности. В данной работе приведены результаты изучения типоморфных особенностей высокофосфористых литий-фтористых гранитов – их минералогии, петро- и геохимического состава, на основании чего высказано предположение об их генезисе. Эти образования выявлены в двух рудно-магматических узлах

(РМУ) – Арга-Ыннах-Хайском Адыча-Эльгинского антиклинория и Бургалийском, локализованном на границе Адыча-Эльгинского антиклинория Верхоянского надвигового пояса и Инъяли-Дебинского синклинория Полоусно-Дебинского террейна [22]. В первом известно Кестерское олово-редкометалльное, тантал-содержащее месторождение. Оно вскрыто карьером и скважинами и к настоящему времени частично отработано. Во втором с Верхнебургалийским массивом ассоциирует касситерит-редкометалльно-кварцевое проявление, горные работы в пределах которого не проводились. В обоих РМУ гранитоидные образования представлены массивами амфибол-биотитовых гранодиоритов и андезиновых гранитов и двуслюдяных кордиеритовых гранитов. Они прорывают смятые в складки терригенные толщи триаса и юры, то есть являются постскладчатыми (рис. 1, 2). Гранитоидам предшествуют позднеюрские дайки диабазовых, диоритовых порфириров, андезит- и дацит-порфириров, а завершается становление магматизма внедрением позднемеловых даек субщелочных лампрофириров, трахидолеритов, диабазов, диабазовых порфириров.

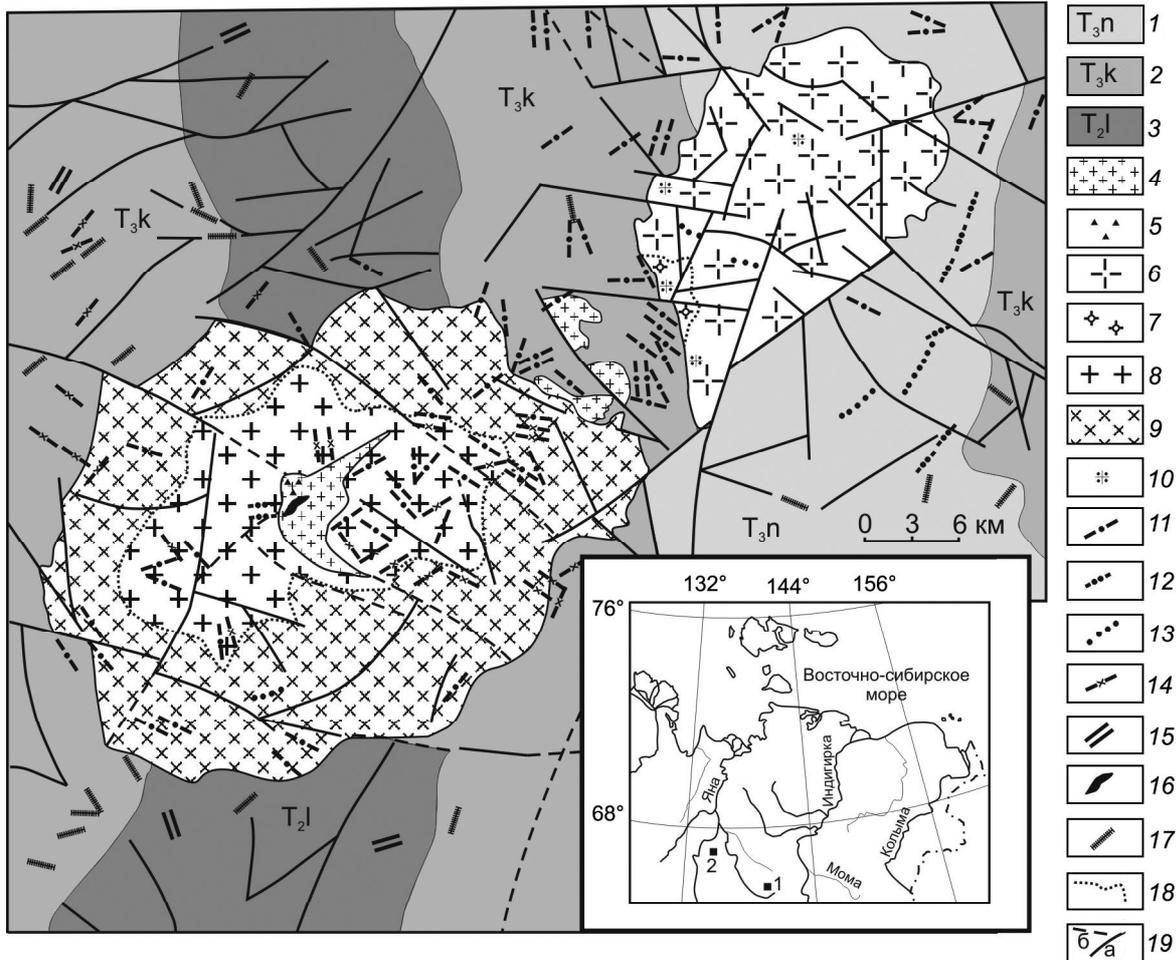


Рис. 1. Геологическая карта Арга-Ыннах-Хайского массива (по данным В.В. Бояршинова и др., 1980 г.).

1 – поздний триас, норийский ярус, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 2 – поздний триас, карнийский ярус, песчаники, алевролиты; 3 – средний триас, ладинский ярус, песчаники, алевролиты. Массивы позднемезозойских гранитоидов: 4 – микроклин-альбитовые граниты (K_2), 5 – гранитная брекчия с турмалиновым цементом (K_1), 6 – двуслюдяные граниты (K_1), 7 – гранит-порфиры (K_1), 8 – андезиновые граниты и гранодиориты (K_1), 9 – андезиновые граниты и гранодиориты (K_1), 10 – грейзенизированные граниты (K_1). Дайки: 11 – микроклин-альбитовые граниты (K_2), 12 – кварцевые порфиры (K_2), 13 – лейкократовые мусковит-турмалиновые граниты (K_1), 14 – аплитовидные граниты и гранит-порфиры (K_1), 15 – диабазовые и диоритовые порфиры (J_3); 16 – грейзены; 17 – минерализованные зоны; 18 – фациальные границы; 19 – тектонические нарушения: а – достоверные и б – предполагаемые. На врезке: 1 – Бургалийский РМУ, 2 – Арга-Ыннах-Хайский РМУ.

АРГА-ЫННАХ-ХАЙСКИЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ УЗЕЛ

Петрография и минералогия гранитоидов. Арга-Ыннах-Хайский РМУ расположен в Яно-Борулахском междуречье, где вскрываются два крупных гранитоидных массива, которые большинством исследователей рассматриваются как Западный и Восточный выходы единого Арга-Ыннах-Хайского интрузива, а по нашим данным представляют самостоятельные интрузивы [25]. Центральная часть Западного массива прорвана Кестерским гарполитом литий-фтористых микроклин-альбитовых гранитов.

Западный массив приурочен к своду антиклинали в ладинских песчаниках среднего триаса. Пре-

обладают в его составе среднезернистые андезиновые граниты, постепенно к эндоконтактам сменяющиеся мелко-среднезернистыми гранодиоритами и их порфировыми аналогами. Породы массива сложены зональным плагиоклазом (от 52 % ап в центре до 18 % ап по периферии), промежуточным ортоклазом, кварцем, умеренно железистым биотитом ($f = 52.6-63.2\%$, $F = 0.15-0.57\%$). Главные акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, ортит, апатит, циркон, пирротин. Изотопный Ar-Ar возраст андезиновых гранитов по биотиту – 138 млн лет [32], U-Pb SHRIMP-методом по цирконам – 137 млн лет [18]. Жильная интрузивная фаза представлена биотит-турмалиновыми лейкогранитами и аплитами. Лейкограниты средне- и

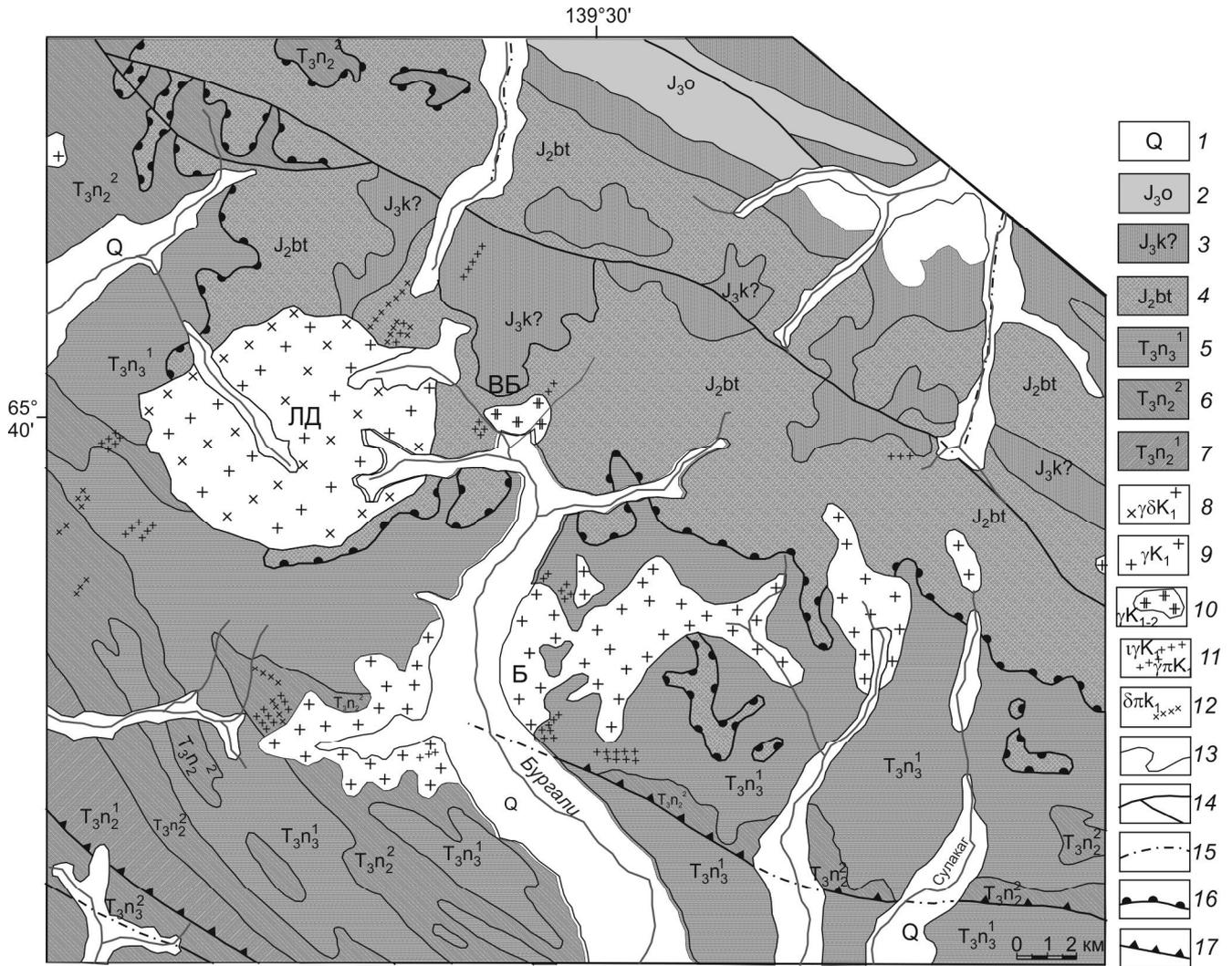


Рис. 2. Карта Бургалийского рудно-магматического узла (по Д.И. Троицкому и др., 1980 г.)

1 – четвертичные отложения; 2–4 – юрские отложения: 2 – верхний отдел, оксфордский ярус – песчаники, алевролиты, аргиллиты, 3 – верхний отдел, келловейский (?) ярус – песчаники, алевролиты, 4 – средний отдел, батский ярус – песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы известняков и конгломератов; 5–7 – триасовая система: 5 – верхний отдел, норийский ярус, верхний подъярус, нижняя толща – песчаники, алевролиты, аргиллиты, 6 – то же, верхняя толща – песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, 7 – верхний отдел, норийский ярус, средний подъярус, нижняя толща – песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, кремнисто-глинистые конкреции; 8 – гранодиориты (K₁); 9 – граниты (K₁); 10 – микроклин-альбитовые граниты (а – массив, б – дайки) (K₁₋₂); 11 – дайки гранит-порфиров (K₁), аплитов и лейкогранитов (K₁); 12 – дайки диоритовых порфиров (K₁); 13 – границы между разновозрастными образованиями; 14 – тектонические нарушения; 15 – тектонические нарушения, скрытые под более молодыми образованиями; 16 – надвиги; 17 – взбросы. Гранитоидные массивы: ЛД – Лево-Джолакагский, Б – Бургалийский, ВБ – Верхне-бургалийский.

мелкозернистые порфировидные, с выделениями зонального плагиоклаза (от 38 % ап в центре до 21 % ап по периферии), промежуточного ортоклаза и биотита (f = 55.2 %) в аллотриоморфной основной массе с пегматоидными кварц-калишпатовыми обособлениями с сидерофиллитом (f = 88 %) и турмалином.

Восточный массив двуслюдяных гранитов интрузирует существенно пелитовые породы норийского и карнийского ярусов верхнего триаса. Вдоль контакта фиксируется прерывистая зона грейзенизации мощ-

ностью до 200 м. В апофизах массива наблюдались ксенолиты гранодиоритов, аналогичных таковым Западного массива. Изотопный Ag-Ag возраст двуслюдяных гранитов по биотиту – 131 млн лет [32]. Породы главной фации сложены зональным плагиоклазом (от 32 % ап в центре до 16 % ап по периферии), кварцем, промежуточным – до низкого микроклином, биотитом, мусковитом, небольшим количеством турмалина и кордиерита. Биотит ранней генерации, ассоциирующий с плагиоклазом, имеет состав Fe-биотита

($f = 57.3 \%$, $F = 0.48 \%$), биотит поздней генерации, кристаллизующийся вместе с кварцем, – сидерофиллит ($f = 74.7 \%$, $F = 1.5 \%$). Акцессорные минералы: апатит, ильменит, турмалин, рутил, циркон, монацит, ксенотим, магнотриплит, флюорит, анатаз. Массив сопровождается дайками мусковит-турмалиновых лейкогранитов, аплитов, пегматоидных гранитов и пегматитов. Они пересекают гранитоиды и Восточного, и Западного массивов, и сами пересекаются дайками микроклин-альбитовых гранитов. Наиболее распространенные мусковит-турмалиновые граниты порфиридные, с выделениями олигоклаз-андезина (27–32 % an), промежуточного микроклина и кварца в мелкозернистой аллотриоморфной основной массе из олигоклаза или олигоклаз-альбита (26–10 % an), промежуточного микроклина, кварца и скоплений мусковита в ассоциации с турмалином и топазом.

Кестерский гарполит микроклин-альбитовых гранитов приурочен к зоне пересечения тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного направлений в центре Западного массива. Форма его в плане серповидная, размеры – 500 × 1200 м. Гарполит вскрыт карьером и разбурен на глубину до 140 м. Более 100 даек того же состава мощностью до 50–60 м и протяженностью до 7 км образуют кольцевой ореол вокруг Восточного массива и сериями северо-западного и северо-восточного направлений пересекают гранитоиды Западного массива и вмещающие их породы [12, 17]. В северо-западном эндоконтакте развиты топаз-слюдисто-кварцевые и слюдисто-кварцевые грейзены с касситеритом; в юго-восточной части отмечены жилы тонкозернистых альбититов. Аналогичные тела альбититов мощностью 2–8 м подсечены скважинами на глубинах 15, 46, 65 и 77 м от поверхности. К гарполиту приурочено олово-редкометалльное месторождение с Li, Nb и Ta. Изотопный Rb-Sr возраст микроклин-альбитовых гранитов – 115–129 млн лет (анализы выполнены А.И. Зайцевым по образцам В.А. Труниной в отделе физико-химических методов исследования ИГАБМ СОРАН методом изотопного разбавления на приборе МИ 1201-Т).

В составе гарполита снизу вверх от его подошвы к кровле мусковит-альбитовые разновидности микроклин-альбитовых гранитов сменяются лепидолит-амблигонит-альбитовыми и далее грейзенизированными, которые дают переходы к оловоносным грейzenам [17]. Мусковит-альбитовые граниты сложены кварцем, альбитом (2–7 % an), максимальным микроклином ($2V_{\text{Нр}} = 84\text{--}90^\circ$) или микроклин-пертитом, литиевыми слюдами, топазом, монтебразитом. Альбит образует короткопризматические идиоморфные зерна, промежутки между которыми и их сростками выполнены калишпатом, кварцем, слюдой и амбли-

гонитом, который, по данным П.В. Коваля [7], представлен здесь его разновидностью – монтебразитом. Слюды содержат включения касситерита и танталит-колумбита. Состав их широко варьирует. Преобладают литиевый мусковит, лепидолит, трилитионит, протолитионит и циннвальдит, дающие параллельные сростания [11]. Содержание F в них варьирует от 1.5 % до 8.11 %, Li_2O – от 1.05 % до 4.07 %. [12, 17]. Проведенные расчеты по F-ОН обменной модели [34] определяют температуру кристаллизации литиевых мусковитов с содержанием F 1.55 % и 2.7 % и Li_2O 0.25 и 1.05 % в 578 °С и 668 °С. Топаз образует короткопризматические включения в альбите и вместе с лепидолитом и монтебразитом выполняет интерстиции полевых шпатов и кварца. Средний состав пород: кварц – 23.5 %, альбит – 40.7 %, микроклин – 23 %, мусковит – 8.6 %, лепидолит – 0.8 %, топаз – 2 %, монтебразит – 1.1 %, каолинит – 0.2 %, турмалин – 0.1 %, касситерит – 0.03 %, топаз – ед. зерна. Амблигонит-лепидолит-альбитовые граниты отличаются большим суммарным содержанием слюд, амблигонита (монтебразита), топаза (15.8 %) и кварца (30.8 %). В топазе установлены включения танталит-колумбита. При грейзенизации происходит разрастание зерен кварца с замещением им альбита и микроклина, развитие гнездовых и прожилковых обособлений лепидолита. Топаз здесь наблюдается в виде «раздробленных» зерен, сцементированных поздним кварцем, монтебразит сменяется натровым амблигонитом [7]. Среднее содержание слюд возрастает до 11.7 %, количество амблигонита – 2 %, кварца – 33 %. Грейзенизированные разновидности дают постепенные переходы к топаз-слюдистым грейzenам.

Дайки микроклин-альбитовых гранитов представлены тремя структурными разновидностями: среднезернистой, мелкозернистой порфировой и тонкокристаллической субвулканической (онгониты). Первые по составу аналогичны породам гарполита. Мелкозернистые разновидности порфировые и сериально-порфировые, с выделениями кварца, альбита, калишпата и топаза в мелкозернистой аллотриоморфной основной массе. Кварц выделений содержит пойкилитовые вроски альбита, расположенные параллельно зонам роста кварца («структура снежного кома»). Дайки онгонитов впервые были выделены В.В. Бояршиновым (1980 г). Породы мелкопорфировые, с редкими вкрапленниками альбита, калишпата, топаза в микроаллотриоморфнозернистой, микропегматитовой или фельзитовой кварц-альбит-калишпатовой основной массе с топазом, монтебразитом и литиевыми слюдами. Средний состав раскристаллизованных разновидностей: кварц – 34 %, альбит (0–3 % an) – 23 %, микроклин-пертит – 33 %, литиевые слю-

ды – 6 %, топаз – 3 %, монтебразит – 3 %. Предшественниками отмечены единичные дайки эльванов мощностью до 10 м и протяженностью 100 м и более, секущие дайки микроклин-альбитовых гранитов. Породы гломеропорфировые, с выделениями (30–40 % объема породы) кварца, санидина и олигоклаза в микрогранитной, с элементами микропегматитовой, и микропойкилитовой основной массе из табличек альбита, литиевого мусковита и сидерофиллита, интерстиции между которыми занимают ксеноморфные зерна ортоклаза. По структуре, присутствию санидина, резко преобладанию калишпата над плагиоклазом они сопоставимы с эльванами штока Одинокий и, вероятнее всего, завершают гранитоидный магматизм РМУ [17].

Комплекс акцессорных и постмагматических минералов гарполита и даек включает до 116 разновидностей, среди которых преобладают фосфаты [9]. Наиболее характерны: касситерит, сподумен, литиевые фосфаты, танталит-колумбит, гильдренит, литиевый шерл, монацит, ксенотим, ортит. Установлены также магнетит, титаномагнетит, ильменит, единичные зерна циркона, F-апатита, спессартин-альмандин. Зерна циркона принадлежат морфотипу D, характерному для пород преимущественно мантийного и корово-мантийного генезиса, и морфотипу E, типичному для гранулитов [35], тогда как среди цирконов гранитоидов Западного и Восточного массивов преобладают кристаллы коровых морфотипов ряда S.

В протолочках микроклин-альбитовых гранитов обнаружен реститовый магнезиоавгит, по соотношениям TiO_2 (0.08–0.8 %) – железистости (12.8–34.7 %), содержанию Cr_2O_3 (до 0.63 %) и стабильному наличию в составе эгириновой молекулы (до 6 %) соответствующий клинопироксенам производных континентальных базит-гипербазитовых или габброидных ассоциаций повышенной щелочности [19]. Присутствие его в гранитах предполагает наличие основных-ультраосновных пород на уровне магмогенерации.

Петро- и геохимические особенности гранитоидов. Химический состав пород Западного и Восточного массивов соответствует гранодиоритам и гранитам щелочно-известковым (гранодиориты и андезитовые граниты) и известково-щелочным (двуслюдяные граниты) высококальциевой известково-щелочной серии (табл. 1, рис. 3 а, в). Гранитоиды Западного массива слабо пересыщены глиноземом, Восточного – высокоглиноземистые: $Al/(Na+K+Ca) mol = 1.05–1.2$ и $1.15–1.35$. Первые по содержаниям основных компонентов и величинам геохимических и петрохимических коэффициентов наиболее близки гранитоидам I-типа; вторые – к гранитам S-типа (табл. 1) и могут рассматриваться как известково-щелочные образо-

вания активных континентальных окраин (рис. 4). Соотношения $Al/(Mg+Fe) – Ca/(Mg+Fe)$ указывают на генерацию материнского расплава гранитоидов Западного массива в коровых субстратах дацит-тоналитового состава, гранитов Восточного массива – в метаграувакковых (рис. 5). С учетом этого, температуры материнских расплавов оцениваются, соответственно, в 930–960 °C и 850–880 °C [31], а давления на уровне магмогенерации – 1.1–1.4 ГПа и 0.8–1 ГПа [2]. Температурный интервал кристаллизации, оцененный для серии образцов по разным геотермометрам – Ti-, Zr- и REE-насыщения по программе GCDkit [30], для пород Западного массива составлял 899–786 °C, Восточного – 790–599 °C. По сравнению с кларками [15] породы Западного массива интенсивно обогащены Au, Pb, Zn, As, Sb (табл. 1). В связи с ними обнаружены полиметаллические проявления с сопутствующим золотом (Бояршинов В.В., 1980 г.; Вдовина Л.Г., 2015 г.). В гранитах Восточного массива, кроме того, повышены концентрации Sn и W, и с ними ассоциирует касситерит-силикатно-сульфидное оруденение.

Точки составов микроклин-альбитовых гранитов намечают на петрохимических диаграммах самостоятельные тренды со снижением суммарной щелочности при росте кремнекислотности (рис. 3 а, в). Породы высоко- и крайне высокоглиноземистые (гиперглиноземистые по [33]: $(Al/Na+K+Ca) mol. = 1.1–1.7$), с достигающими аномальных содержаниями фосфора и фтора. С долей условности они могут быть сопоставлены с гранитами А-типа, по [13], (табл. 1), а по соотношениям Y – Nb – Ce (более 95 % Nb) – с мантийными или корово-мантийными гранитами этого типа [26]. Соответствуют они гранитам А-типа и по соотношениям Sr – Rb/Sr (рис. 4). При близком гранитоидам Западного выхода расчетном давлении на уровне магмогенерации – 1–1.2 ГПа (по [2]), расчетная температура расплава не превышала 807 °C [31]. Температура начала кристаллизации, определенная по титановому наыщению [29], – 793 °C, конца кристаллизации по насыщению фосфором – 532 °C [30]. Вариации температур говорят о длительности кристаллизации микроклин-альбитовых гранитов. Распределение элементов-примесей соответствует геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов [20], специализированных на Li, Rb, Cs, Sn, W, Sb, Nb. Среднее значение коэффициента редкометалльности – $(Li+Rb) \times F/(Ba+Sr)$ [20] = 182381, то есть, породы являются ультрарудноносными.

БУРГАЛИЙСКИЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ УЗЕЛ

Петрография и минералогия. Бургалийский РМУ включает в себя Лево-Джолокагский, Бургалийский и Верхнебургалийский гранитоидные мас-

Таблица 1. Средние составы гранитоидов Арга-Ыннах-Хайского рудно-магматического узла. Оксиды – весовые %, элементы – г/т, Au – мг/т.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Im	II	S	A
n	7	6	10	7	5	2	16	6	3				
SiO ₂	66.53	70.72	72.68	73.18	73.30	80.33	71.91	71.21	81.63	66	71.3	72.6	73.8
TiO ₂	0.66	0.26	0.21	0.12	0.01	0.01	0.08	0.06	0.01	0.45	0.20	0.29	0.26
Al ₂ O ₃	15.88	14.89	14.86	14.67	13.78	9.51	15.28	16.06	11.75	15.5	14.3	14.1	12.4
Fe ₂ O ₃	0.68	0.48	0.36	0.07	0.45	0	0.19	0.17	0.04	0.77	0.97	0.3	1.24
FeO	3.23	2.28	1.46	1.15	0.5	2.27	0.61	0.66	1.5	3.57	1.3	1.38	1.58
MnO	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.01	0.07	0.06	0.12				
MgO	1.43	0.7	0.33	0.13	0.03	0.05	0.04	0.07	1.13	1.68	0.75	0.73	0.20
CaO	2.90	1.58	0.67	0.71	0.42	0.01	0.34	0.38	0.01	4.15	2.56	1.18	0.75
Na ₂ O	3.33	3.17	3.36	3.94	2.82	0.51	4.40	4.02	0.41	3.01	3.34	2.71	4.07
K ₂ O	3.90	4.48	4.60	4.43	5.97	2.47	3.59	4.82	2.36	3.85	4.58	5.54	4.65
P ₂ O ₅	0.23	0.24	0.35	0.43	0.39	0.12	1.42	0.76	0.24				
H ₂ O ⁺	1.05	0.97	0.58	0.46	0.81	4.85	0.74	0.91	1.29				
F	0.14	0.08	0.28	0.20	0.20	0.31	0.94	0.99	2.7				
Элементы													
B	24.1	9.5	26	21	247	300	442	1031	120				
Li	73.3	65.6	148	150	189	84	1822	1400	3040				
Rb	185	192	294	310	350	190	1651	1140	1793	133	195	275	169
Cs	12	10	21	30	36	21	101	140	105				
Sr	600	501	226	43	193		24	31	50	467	320	147	48
Ba	950	914	475	133	450		155	186	72	1350	1140	920	352
Sn	3	2.2	8.6	1.4	12.5	72	155	91	34				
W	3	2.2	6.7	5	23.5	7.3	30.5	22.5	36.1				
Pb	21.6	21.6	24.5	17	20		3.7	3.1	5				
Zn	54.7	54.7	71.3	4	91		138	85	270				
As	14.5	1.1	1.1	2.2	11		6.2	20.4	26.3				
Sb	1.1	2.8	3.2	0.35	12.7		15	11.1	9.1				
Au	13.4	66	11	10.4	12		7.6	10.8	5.4				
Zr	214	153	61.2	29	2656	10.4	35	83	19.5	129	120	166	528
Nb	4.33	6.4	10	13	58	35	122	127	180	15	19	20	37
Ta	1.67	1.1	1.9	2.5	4	13.5	58	36	190				
Нормативный состав													
Q	22.9	30.2	34.1	32.3	34.8		36.1	30.7					
Or	23.3	26.8	27.5	26.5	36.1		21.7	29					
Ab	28.5	27.1	28.7	33.7	24.4		38.0	34.6					
An	13.0	6.4	1.1	0.7	0		0	0					
C	1.5	2.6	4.0	3.2	2.9		7.1	5.5					
Hyp	5.0	5.2	2.9	2.3	0.7		1.1	1.3					
Mt	1.0	0.7	0.5	0.1	0.7		0.3	0.3					
Ilm	1.3	0.5	0.4	0.2	0		0.2	0.1					
Ap	0.5	0.6	0.8	1.0	0.9		3.4	1.8					
Коэффициенты													
K/Rb	175	193	130	119	142		18	35		240	283	167	229
Ba/Rb	5.1	4.8	1.6	0.43	1.3		0.09	0.13		10.2	5.8	3.3	2.1
Rb/Sr	0.31	0.38	1.3	7.2	1.8		68.8	36.8		0.28	0.61	1.87	3.52
K/(Na+K)	0.44	0.48	0.47	0.43			0.35	0.44		0.46	0.47	0.58	0.43
Ca/(Na+K)	0.27	0.14	0.06	0.06			0.03	0.03		0.41	0.22	0.10	0.12
(Na+K)/Al	0.61	0.68	0.71	0.77			0.73	0.74		0.59	0.74	0.74	0.95
Al/(2Ca+Na+K)	1.06	1.15	1.26	1.22			1.3	1.28		0.93	0.94	1.12	0.95
Fe/(Fe+Mg)	0.60	0.68	0.75	0.84			0.91	0.86		0.58	0.61	0.56	0.88

Примечание. 1 – гранодориты, 2 – андезиновые граниты, 3 – двуслюдяные граниты, 4 – лейкограниты, 5 – грейзенизированные граниты, 6 – кварц-мусковитовые грейзены, 7 – микроклин-альбитовые граниты гарполита, 8 – то же, даек, 9 – топаз-слюдистые грейзены. Полные химические и спектральные анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского Геологического управления. Таблица составлена по материалам Ю.С. Орлова (1983 г.) и авторов. Здесь и в табл. 3 расчеты среднего – по наименее измененным образцам. Расчет нормативных составов – по программе CIPW. Расчет петрохимических коэффициентов – по атомным количествам. I (Im – меланократовые, II – лейкократовые), S, A типы гранитов – по [13].

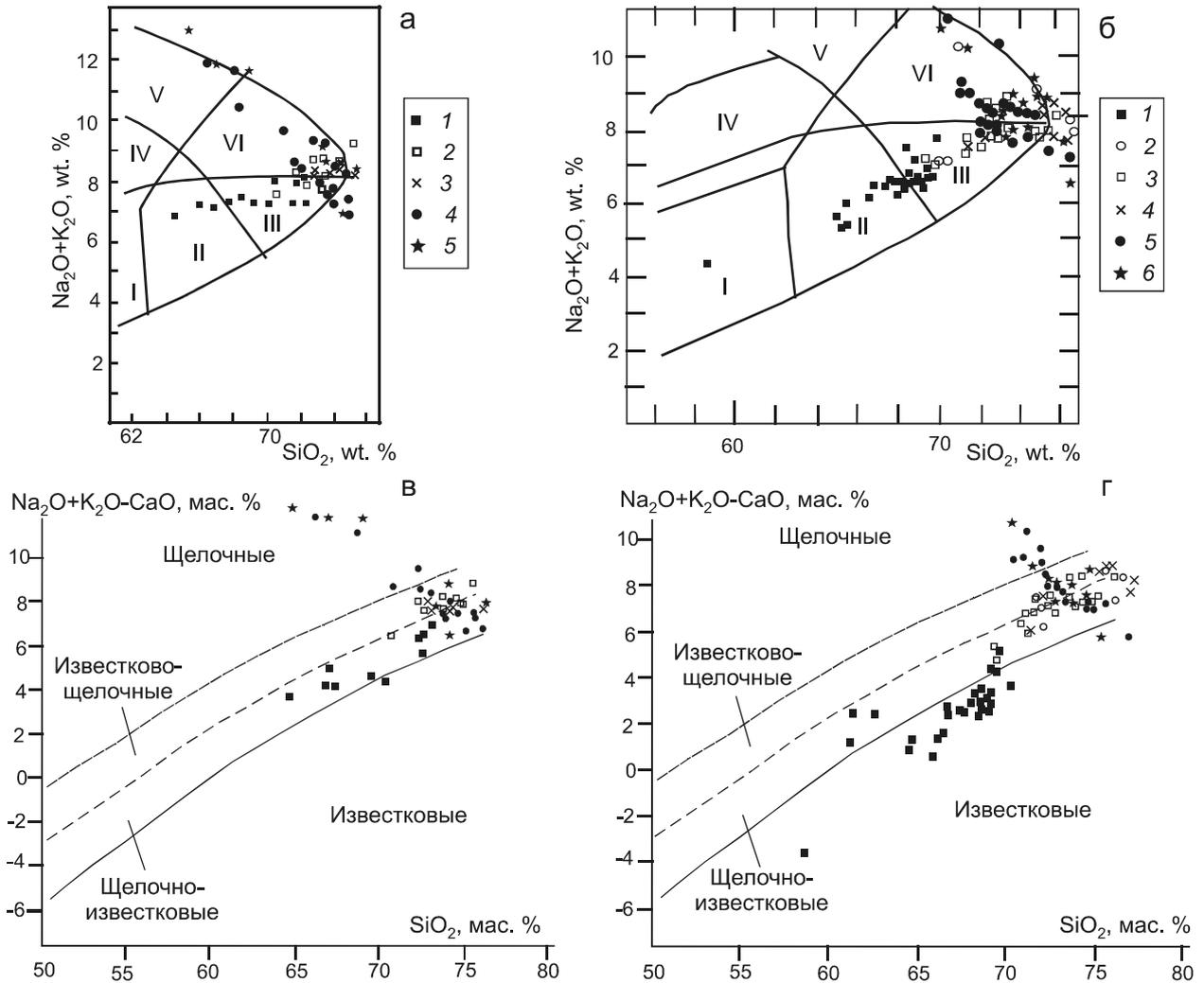


Рис. 3. Петрохимический состав гранитоидов.

Классификационные диаграммы: а – Арга-Ыннах-Хайский РМУ: 1 – гранитоиды Западного массива, 2 – граниты Восточного массива, 3 – дайки лейкогранитов, 4 – микроклин-альбитовые граниты Кестерского гарполита, 5 – дайки микроклин-альбитовых гранитов; б – Бургалийский РМУ: 1 – гранитоиды Лево-Джолокагского массива, 2 – дайки Лево-Джолокагского массива, 3 – граниты Бургалийского массива, 4 – дайки Бургалийского массива, 5 – Верхнебургалийский массив, 6 – дайки Верхнебургалийского массива. Поля диаграммы [37]: I – диориты, II – гранодиориты, III – граниты, IV – монзониты, V – сиениты, VI – щелочные граниты. Соотношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}) - \text{SiO}_2$ в гранитоидах: в – Арга-Ыннах-Хайский РМУ, г – Бургалийский РМУ. Условные на рис 3 а, б. Поля диаграммы – [27].

сивы и сопровождающий их комплекс даек (рис. 2). Лево-Джолокагский массив интрузирует пелитовые отложения верхнего триаса и преимущественно песчаные – средней юры. В его составе преобладают среднезернистые амфибол-биотитовые гранодиориты и андезиновые граниты, сменяющиеся с приближением к контактам мелкозернистыми невадитовыми разновидностями. В гранодиоритах глубоких горизонтов массива присутствуют автолиты кварц-диоритового состава. По данным К-Аг метода, возраст гранодиоритов – 146–158 млн лет [14]. Породы главной фации сложены скоплениями идиоморфных та-

бличек зонального плагиоклаза (от 56 % ап в центре до 26 % ап по периферии), промежутки между которыми заполнены высоким ортоклазом ($2V_{\text{Нр}} = 54^\circ$), кварцем или мелкими зернами андезин-олигоклаза в ассоциации с умеренно железистой роговой обманкой ($f = 55.3\text{--}61\%$) и Fe-биотитом ($f = 57.5\text{--}65.4\%$, $F = 0.12\text{--}0.67\%$). В шпихах амфибола и в диоритовых автолитах наблюдаются корродированные зерна субкальциевого авгита ($f = 47.8\text{--}48.2\%$) и ферросилита ($f = 59.1\text{--}60.9\%$), возможно, представляющих наиболее ранние минералы пород. Среди аксессуаров определены: ортит, титаномагнетит, ильменит, С1-апа-

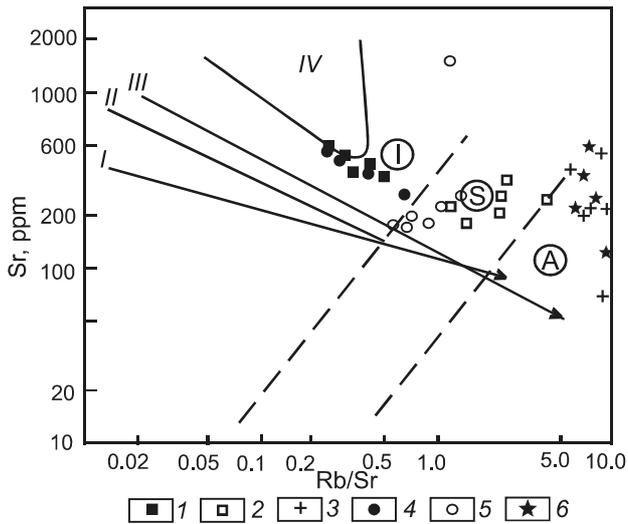


Рис. 4. Соотношения Sr – Rb/Sr в гранитоидах главных фаций Арга-Ыннах-Хайского и Бургалийского РМУ.

1–2 – гранодиориты и граниты: Западного массива (1), граниты Восточного массива (2); 3 – микроклин-альбитовые граниты Кестерского гарполита Арга-Ыннах-Хайского РМУ; 4 – гранитоиды Лево-Джолокагского массива; 5 – граниты Бургалийского массива; 6 – микроклин-альбитовые граниты Верхнебургалийского этмолита Бургалийского РМУ (большая часть значений Rb/Sr в микроклин-альбитовых гранитах много больше 10).

Тренды дифференциации типовых серий [5]: I – толеитовая островных дуг, II – известково-щелочная островных дуг, III – известково-щелочная активных континентальных окраин, IV – рифтовых зон континентов. I, S, A – типы гранитоидов.

тит, циркон мантйно-коровых морфотипов D и J и, реже, коровых морфотипов ряда S; пирротин и пирит. В протолочках встречены корродированные реститовые зерна магнезиальных жедрита и чермакита ($f = 27.4\text{--}43.4\%$), характерных для пород высоких ступеней метаморфизма, в сростании с пироп-альмандином ($34\text{--}48\%$ ру). Массив сопровождается немногочисленными дайками аплитов и лейкогранитов, сложенных олигоклаз-альбитом ($9\text{--}12\%$ an), промежуточным ортоклазом ($2V_{Np} = 61\text{--}68^\circ$), кварцем и Fe-биотитом (менее 1%). Гидротермальные проявления развиты незначительно и представлены сульфидно-кварцевыми жилами мощностью в десятки см.

Бургалийский массив биотитовых и двуслюдяных гранитов интрузирует алевролитно-аргиллитовые толщи верхнего триаса и средней юры. Форма его плитообразная, осложненная многочисленными протяженными апофизами. Граниты главной фации среднезернистые, сложены зональным плагиоклазом (от 32% an в центре до 16% an по периферии), промежуточным ортоклазом ($2V_{Np} = 56\text{--}68^\circ$), кварцем, биотитом и мусковитом. Биотит преобладающей раннемагматической генерации имеет состав Fe-биотита ($f = 60.6\text{--}63.2\%$, $F = 0.6\text{--}0.7\%$), биотит поздней гене-

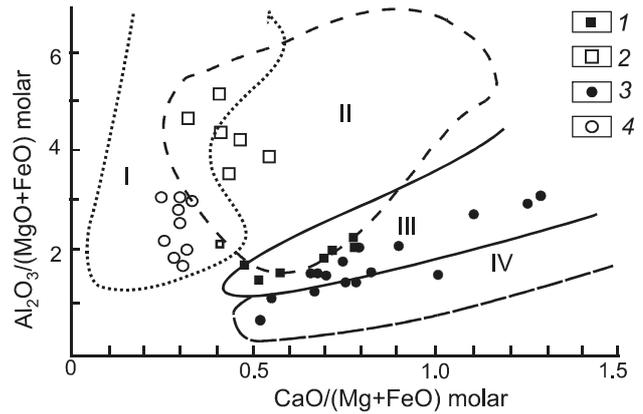


Рис. 5. Соотношения Al/(Mg+Fe) – Ca/(Mg+Fe) в гранитоидах

I – гранодиориты и андезиновые граниты и 2 – двуслюдяные граниты Арга-Ыннах-Хайского РМУ; 3 – гранодиориты и андезиновые граниты и 4 – двуслюдяные граниты Бургалийского РМУ. Поля диаграммы – [28]: I – частичное плавление метапелитов, II – метаграувакк, III – дацит-тоналитовых и IV – амфиболитовых субстратов.

рации, ассоциирующий с кварцем и мусковитом, – лепидомелан ($f = 67.5\text{--}69.9\%$, $F = 0.6\text{--}0.8\%$). Граниты эндоконтакта мелкозернистые, с порфиroidными выделениями полевых шпатов и крупными зернами кордиерита, приуроченными к интерстициям кварца и калишпата. Акцессории: ильменит, F-апатит, циркон коровых морфотипов ряда S, пироп-альмандин ($4\text{--}18\%$ ру), касситерит, пирит, арсенопирит, халькостит, монацит, ксенотим. В экзоконтактах массива известны мелкие золото-висмутовые и касситерит-кварцевые рудопроявления.

Жильная интрузивная фаза представлена мелкозернистыми турмалинсодержащими лейкогранитами, пегматоидными гранитами и аплитами. Лейкограниты порфиroidные, с выделениями промежуточного ортоклаза ($2V_{Np} = 72\text{--}78^\circ$) и кордиерита и шлирами тонкочешуйчатых агрегатов слюд и турмалина в мелкозернистой основной массе из идиоморфных табличек олигоклаза или олигоклаз-альбита ($20\text{--}10\%$ an), Fe-биотита и мусковита, изометричных зерен кварца и скелетных зерен турмалина. Пегматоидные лейкограниты содержат гнезда тонкопластинчатого фенгит-мусковита, изометричные зерна кордиерита и тонкоигольчатые турмалиновые солнца. Изотопный возраст биотитовых и двуслюдяных гранитов по данным K-Ar метода по породе – 152–159 млн лет, лейкогранитов – 144–145 млн лет [14].

Верхнебургалийский массив имеет близкую этмолиту форму мощностью до 500 м, с подводящим каналом в зоне Бургалийского разлома, по которому заложена долина верховьев р. Бургали. Массив ин-

Таблица 2. Содержание микроэлементов (г/т) в гранитоидах Арга-Бынах-Хайского и Бургалейского РМУ по данным ISP –анализа.

Элемент	2004/1	602/1	602/2	2005/1	602/3	600/1	К-9	К-13	К-19	К-6	К-10	К-1	К-2	К-14	К-8	К-21	К-5
Li	25.2	39.7	64.4	35	10	467	112	107.3	74.7	261.3	438.7	1800	1800	653.3	5376	840	4766
Cs	20	10	14.3	36	23	200											
F	500	800	1000	800	100	11400	8500	3900	1200	6000	4100	8200	8200	8000	16400	6500	9200
P	459	561	408	408	51	2550	1530	2091	2240	1887	6222	8058	8058	6579	7089	1683	8823
Be	1.71	2.14	2.27	3.45	1.0	1.35	3.46	5.3	3.99	1.2	1.63	0.64	0.58	1.15	3.18	1.15	0.64
Ti	3005	2566	3282	2426	57	89	11188	276	2368	703	27	95	67	71	8029	124	112
V	32	22	40	19	2.1	0.61	5.2	0.88	18	<	<	<	<	<	177	1.16	<
Cr	41	11.3	25	29	4.9	4.73	7	11.2	170	531	70	284	66	110	358	115	303
Mn	654	552	751	534	115	626	255	109	338	226	274	499	497	284	605	459	411
Co	9.7	7.5	11.3	6.7	1.5	0.18	2.45	0.74	2.96	1.28	0.31	1.3	1.05	0.45	17	0.53	0.64
Ni	14.6	8.2	10.1	16	7	5.6	6.9	10.6	14.5	28	7.2	13	9.2	12.9	53	7.6	14.4
Cu	23	9.6	11.7	7.3	6	7.5	10.6	21	6.5	16	4.83	24	17	8.9	50	5.7	13.3
Zn	49	35	71	37	0.1	75	28	4.4	11.7	24	22	92	88	41	159	25	85
Ga	17	19	19	18	13.3	38	21	14.9	20	13.8	32	40	39	36	26	29	38
Ge	1.59	1.57	1.63	1.97	1.6	3.39	1.74	3.22	1.64	3.45	7.2	3.12	5.3	6	2.87	5.1	9.3
Rb	87	76	78	95	89	1629	201	412	215	334	2935	1496	1689	1539	1408	985	1651
Sr	145	169	127	139	78	29	72	43	83	85	56	8.5	7	77	67	20	4.42
Y	21	17	27	21	12	0.67	24	3.75	8.5	2.89	1.76	0.06	<	0.52	23	0.58	0.054
Zr	166	183	174	177	119	12	265	29	152	54	10.2	27	24	18	214	21	19
Nb	8.8	7.2	9.2	8.3	5	32	19	13.1	11.1	10	19	75	113	30	37	57	70
Mo	1	1.01	0.55	0.48	0.1	0.46	1.12	1.38	0.81	2.35	0.6	0.49	0.41	1.02	2.03	1.22	1.27
Sn	2.18	1.32	3.52	1.15	1.4	79	4.45	12.6	7	92	35	948	568	14	90	93	352
Sb	1.13	2.17	1.48	0.9	6	5.4	0.42	0.37	0.25	0.15	0.12	1.11	0.21	0.35	5.9	0.44	0.5
Ba	615	629	384	698	646	140	482	133	375	302	8.5	6.6	62	26	399	71	1.43
La	13.1	30	18	24	20	2.26	34	3.14	18	2.7	2.57	0.93	1.22	1.51	35	1.28	1.3
Ce	31	59	39	49	45	0.31	74	2.7	48	13.7	1.61	0.023	0.083	0.26	78	0.39	0.032
Pr	3.45	5.8	4.27	4.9	4.6	0.049	7.6	0.33	5.5	1.64	0.25	0.0067	0.015	0.024	8.8	0.077	0.0067
Nd	14.65	20.5	17	18.5	17	0.1	28	1.4	22	6.9	1.32	0.08	0.045	0.145	33	0.225	0.074
Sm	3.4	3.8	4.1	3.94	3	0.14	5.2	0.4	5.04	1.6	0.41	0.027	0.0035	0.062	7.4	0.15	0.038
Eu	0.71	0.96	0.53	0.82	0.2	0.0112	0.36	0.084	0.45	0.28	0.08	0.011	0.0044	0.019	0.32	0.0125	0.0038
Gd	3.87	3.77	4.83	4.28	3.2	0.115	5.1	0.53	4.09	1.28	0.55	0.037	0.041	0.066	6.8	0.104	0.057
Tb	0.5	0.51	0.82	0.6	0.3	0.024	0.78	0.097	0.45	0.165	0.07	0.0018	<	0.0076	0.84	0.021	0.0056
Dy	3.64	2.9	5.08	3.7	2.4	0.155	4.5	0.68	1.88	0.67	0.40	0.0285	0.015	0.108	5.04	0.19	0.034
Ho	0.78	0.62	0.99	0.74	0	0.025	0.93	0.16	0.34	0.15	0.065	0.0068	0.001	0.022	0.85	0.032	0.0068
Er	2.52	1.82	2.88	2.44	1.5	0.075	3.1	0.45	0.96	0.34	0.185	0.026	0.016	0.083	2.24	0.063	0.0165
Tm	0.37	0.29	0.52	0.41	0.2	0.0086	0.48	0.1	0.1	0.042	0.024	0.0047	0.0009	0.011	0.27	0.0068	0.0057
Yb	2.46	1.94	2.95	2.31	1.5	0.084	2.97	0.62	0.94	0.35	0.16	0.038	0.021	0.043	1.91	0.035	0.021
Lu	0.34	0.33	0.49	0.36	0.2	0.0014	0.48	0.09	0.11	0.032	0.02	0.0009	0.0028	0.0048	0.27	0.0038	0.0019
Hf	4.4	4.57	4.14	4.63	3.7	1.02	7.9	1.29	3.9	1.8	0.40	2.95	3.12	1.31	5.45	1.78	2.23
Ta	0.72	0.57	0.74	0.61	0.1	96.7	2.19	4.92	1.11	2.62	4.09	61	102	30	6	43	51
W	0.64	0.34	0.6	0.82	0.8	9.6	1.47	64	4.17	15	10.6	24	36	17	7	11	18
Pb	13.1	11.1	9	9.9	25	0.61	21	17	19	4.99	3.13	4.21	1.54	2.5	10.8	4.15	1.67
Th	8.1	9	6.1	10.3	18	0.21	20	0.92	14.7	2.34	0.06	0.22	0.096	0.16	14.2	0.33	0.21
U	2.53	1.74	2.48	1.75	3.2	8.9	4.06	15	4.62	1.04	6.3	7.7	10.3	11.3	6.3	2.87	18

трудирует песчаники и алевролиты средней юры, а в его южном экзоконтакте нами установлены развалы гранодиоритов, аналогичных таковым Лево-Джолокагского массива. Изотопный K-Ar возраст по породе –106–130 млн лет, по мусковиту –131 ± 2 млн лет [14]. В составе этмолита Ю.С. Орлов выделил три основные фации микроклин-альбитовых гранитов: топаз-слюдистые, тяготеющие к наиболее эродированным участкам, амблигонит-слюдистые и слюдиристо-амблигонитовые. В эндоконтактах развиты пегматиты и амблигонит-лепидолит-кварцевые грейзены с касситеритом и антимонитом. Топаз-слюдистые граниты среднезернистые, с гранитовой, с элементами пойкилитовой структурой. Средний минеральный состав: кварц – 27.3 %, альбит – 39.2 %, калишпат – 19 %, светлые слюды – 8.9 %, топаз – 3.4 %, монтебразит – 1.2 %. Породы сложены крупными (0–4 мм) идиоморфными пластинками альбита (3–6 % an), изометричными табличками слюды, короткопризматическим топазом, иногда в сростаниях с альбитом; скоплениями изометричных зерен кварца, ксеноморфными зернами монтебразита и калишпата. Слюды имеют переменный состав: литиевый мусковит, циннвальдит, лепидолит, трилитионит. Амблигонит-слюдистые и слюдиристо-амблигонитовые разновидности отличаются только большим содержанием монтебразита (2–2.8 % и более 3 %). Для мелко-среднезернистых пород эндоконтакта характерны крупные идиоморфные выделения кварца с многочисленными тонкими призматическими включениями альбита, ориентированными параллельно граням роста кварца. Непосредственную зону эндоконтакта слагают топазовые альбититы. В аксессуарной фракции гранитов определены турмалин, касситерит, фосфаты лития и редкоземельных элементов, танталит-колумбит, пирит, халькопирит, халькостибит, антимонит, редкие зерна фтор-апатита (3.37–3.52 % F и 0–0.12 % Cl) и почти чистого алмандин (99 % alm). В протолочках встречены многочисленные зерна ферросилита и субкальциевого магнезиоавгита, аналогичных таковым гранитоидов Лево-Джолокагского массива. Их мы рассматриваем как ксеногенные, захваченные при интрузии гранодиоритов. Аналогичную позицию занимает и Fe-биотит ($f = 56.3–63.7$), наблюдавшийся в шлифах лишь в еди-

ничных случаях в виде корродированных зерен среди скоплений мусковита. Редкие зерна жедрита и чермакита могут иметь ту же природу, а могут быть рестиновыми при выплавлении материнского расплава.

Жильная интрузивная фаза представлена немногочисленными дайками микроклин-альбитовых гранитов, аналогичных по составу породам этмолита, и мелкозернистых порфириформных и пегматоидных микроклин-альбитовых гранитов. Амблигонит-мусковит-кварцевые грейзены с вкрапленностью топаза, пирита, антимонита и скоплениями касситерита слагают жилы мощностью 0.5 м и протяженностью около 10 м. В эндо- и экзоконтактах массива установлены сурьмяные проявления, приуроченные к зонам грейзенов и пегматитам.

Петрохимический и редкоэлементный состав. Лево-Джолокагский массив сложен гранодиоритами и гранитами известково-щелочной серии, с отклонениями к диоритам в эндоконтактах (рис. 3 б, г). Преобладают метаглиноземистые и слабо пересыщенные глиноземом разновидности – $Al/(Na+K+Ca) = 0.88–1.05$. Соотношения $Al/(Mg+Fe) – Ca/(Mg+Fe)$ указывают на генерацию расплава в амфиболитовых горизонтах нижней коры (по наименее дифференцированным разновидностям) (рис. 5) при температуре в 960–1050 °C [31] и давлении 0.9–1.1 ГПа [2]. Породы геохимически специализированы на Sb и Au. Граниты Бургалийского массива гиперглиноземистые – $Al/(Na+K+Ca) = 1.1–1.3$, известково-щелочной высококалиевой серии, с близкими значениями нормативных *ort* (среднее – 27.2 %) и *ab* (26.9 %) (табл. 3). Соотношения $Al/(Mg+Fe) – Ca/(Mg+Fe)$ определяют генерацию расплава в метапелитовых горизонтах верхней коры при давлении 0.7–0.8 ГПа и температуре 970–1000 °C. Дайки турмалиновых биотитовых и двуслюдяных гранитов практически идентичны гранитам главной фации массива. Дайки аплитов и аплитовидных гранитов отличаются более высокой кремнекислотностью, преобладанием натрия над калием (средние значения: *ort* = 25.9 %, *ab* = 33.9 %), низкими расчетными параметрами магмогенерации ($T_{max} = 617$ °C, $P = 0.51–0.57$ ГПа) и, вероятно, являются производными остаточных очагов гранитного массива. Температурный интервал кристаллизации

Примечание к табл. 2. Бургалийский узел: 602/1, 2004/1 – гранодиориты Лево-Джолокагского массива, 602/2 – гранит того же массива, 2005/1 – гранит Бургалийского массива, 602/3 – лейкогранит, 600/1 – микроклин-альбитовый гранит Верхнебургалийского массива. Арга-Ыннах-Хайский узел: К-9, К-13 – андезиновые граниты Западного массива, К-19 – гранит Восточного массива, К-6 – лейкогранит, К-10 – пегматит; К-1, К-2, К-8, К-14 – микроклин-альбитовые граниты, К-21 – онгонит; < – содержание элемента ниже чувствительности метода. Пустые клетки – содержание не определялось. Анализы ISP-методом выполнены в лаборатории Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) под руководством О.В. Зарубиной. Li, Cs – методом фотометрии пламени, F – ионометрическим методом в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского геологического управления.

Таблица 3. Средние составы гранитоидов Бургалийского рудно-магматического узла.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Im	II	S	A
n	18	13	6	16	6	3	24	12	4				
SiO ₂	66.53	68.27	70.73	72.05	75.08	77.32	70.45	69.59	78.78	66	71.3	72.6	73.8
TiO ₂	0.43	0.38	0.20	0.39	0.03	0.07	0.01	0.01	0.01	0.45	0.20	0.29	0.26
Al ₂ O ₃	15.68	15.63	15.20	14.33	13.86	12.19	17.14	17.02	12.50	15.5	14.3	14.1	12.4
Fe ₂ O ₃	0.60	0.61	0.88	0.67	0.40	0.06	0.33	0.23	0.13	0.77	0.97	0.3	1.24
FeO	3.59	2.93	1.14	2.23	0.72	0.96	0.97	1.13	0.86	3.57	1.3	1.38	1.58
MnO	0.21	0.06	0.05	0.05	0.03	0.02	0.05	0.04	0.03				
MgO	1.63	0.90	0.34	0.67	0.07	0.12	0.06	0.03	0.01	1.68	0.75	0.73	0.20
CaO	3.82	3.33	0.80	1.04	0.35	0.77	0.04	0.16	0.24	4.15	2.56	1.18	0.75
Na ₂ O	3.38	3.33	4.17	3.17	3.98	3.37	4.74	4.33	1.11	3.01	3.34	2.71	4.07
K ₂ O	2.93	3.10	4.93	4.54	4.43	4.70	3.38	3.84	1.90	3.85	4.58	5.54	4.65
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.27	0.22	0.43	0.25	1.76	1.10	2.35				
H ₂ O ⁺	0.73	0.62	0.86	0.62	0.27	0.43	0.64	0.90	1.51				
F	0.07	0.07	0.05	0.08	0.57	0.01	1.14	1.08	1.07				
Элементы													
B	13.4	19	24.6	74	60	390	26.5	195	420				
Li	42.9	40.1	61.1	88.6	57.4	10.7	1822	1708	1867				
Rb	109	104	118	147	265	161	1260	1710	1795	133	195	275	169
Cs	10	20	30	27	19	50	400	400	190				
Sr	600	506	300	230	213	193	111	346	437	467	320	147	48
Ba	873	860	560	640	543	200	99	235	220	1350	1140	920	352
Sn	2.4	3.2	2	6.3	7.8	24	79	41.5	6750				
W	3.2	2.2	2.5	4.3	12.5	15	13.6	19	22				
Pb	21.6	10	25	24.5	13	20	17	21	39.55				
Zn	54.7	37	13	71.3	25	91	75	210	270				
As	4.5	2.8	1.8	12.5	10.9	88	49	160	76.5				
Sb	5.3	5.1	6.4	5.5	3.6	5	15	24.8	76				
Au	8.5	4.9	4.9	16.6	13.6	18.5	7	6.5	25.6				
Zr	210	206	527	235	117	100	89	130	90	129	120	166	528
Nb	12	11	24	12.1	12.4	33	148	226	200	15	19	20	37
Ta	1.7	1.1	1	1.9	2.5	4	27	33.3	22				
Нормативный состав													
Q	23.0	27.2	26.0	32.5	35.1	38.0	34.4	32.4					
Or	17.5	18.6	29.5	27.2	25.9	27.8	20.2	23.3					
Ab	28.9	28.6	35.7	26.9	33.9	28.6	40.5	37.6					
An	18.5	16.2	2.2	3.8	0	2.2	0	0					
C	0.2	1.0	2.2	2.9	2.9	0.8	9.9	8.3					
Hyp	9.9	6.7	2.0	4.7	1.2	1.9	1.8	2.1					
Mt	0.88	0.9	1.29	0.98	0.58	0.09	0.48	0.34					
Ilm	0.83	0.73	0.38	0.75	0.06	0.13	0.02	0.02					
Ap	0.13	0.19	0.63	0.51	1.0	0.58	4.12	2.61					
Коэффициенты													
K/Rb	223	247	346	256	139	242	22	19		240	283	167	229
Rb/Sr	0.18	0.21	0.39	0.64	1.24	0.83	11.35	4.94		0.28	0.61	1.87	3.52
Ba/Rb	8.0	8.3	4.7	4.4	2.0	1.2	0.08	0.02		10.2	5.8	3.3	2.1
K/(Na+K)	0.36	0.40	0.44	0.49	0.42	0.48	0.32	0.37		0.46	0.47	0.58	0.43
Ca/(Na+K)	0.40	0.34	0.06	0.09	0.03	0.07	0.003	0.013		0.41	0.22	0.10	0.12
(Na+K)/Al	0.56	0.57	0.80	0.71	0.81	0.87	0.67	0.66		0.59	0.74	0.74	0.95
Al/(2Ca+Na+K)	1.00	1.05	1.11	1.20	1.16	1.01	1.48	1.47		0.93	0.94	1.12	0.95
Fe/(Fe+Mg)	0.59	0.68	0.76	0.72	0.65	0.83	0.92	0.96		0.58	0.61	0.56	0.88

Примечание. 1 – гранодиориты, 2 – андезиновые граниты и 3 – лейкограниты Лево-Джолокагского массива; 4 – двуслюдяные граниты, 5 – лейкограниты и 6 – грейзенизированные граниты Бургалийского массива; 7 – микролин-альбитовые граниты этмолита и 8 – даек Верхнебургалийского массива, 9 – топаз-слюдистые грейзены. Полные химические и спектральные анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского геологического управления. Таблица составлена по материалам Ю.С. Орлова (1983 г.) и авторов. Расчеты среднего – по наименее измененным образцам. Расчет нормативных составов – по программе CIPW. Расчет петрохимических коэффициентов – по атомным количествам. I (Im – меланократовые, II – лейкократовые), S, A типы гранитов – по [13]. Оксиды – вес. %, элементы – г/т, Au – мг/т.

(по [29, 30]) для пород Лево-Джолокагского массива определен в 949–719 °С, Бургалийского – 849–747 °С. Первые по параметрам состава близки гранитоидам I-типа ($K/Rb = 223–247$, $Rb/Sr = 0.18–0.21$), вторые по минеральному и химическому составу, низким содержаниям Ва, отношениям Ba/Rb , $Al/(2Ca+Na+K)$, $Ca/((Na+K))$ (табл. 3) ближе гранитам S-типа. Как граниты S-типа они определяются и по соотношениям $Sr/Rb - Sr$ (рис. 4).

Породы Верхнебургалийского массива и его даек преимущественно субщелочные, высоко- и крайне высокоглиноземистые – $Al/(2Ca+Na+K) = 1.25–1.7$, с резким преобладанием нормативного альбита над ортоклазом (в среднем, 40.5 % и 20.2 %) при практически полном отсутствии нормативного анортита (табл. 3). По классификации В.И. Коваленко и М.И. Кузьмина [6], они относятся к микроклин-альбитовым гранитам, с отклонениями к аляскитам и лейкогранитам. Максимальное расчетное давление на уровне магмогенерации – 1.1 ГПа при температуре 700 °С. Крайне низкие расчетные температуры кристаллизации – 663–563 °С – обусловлены высокой флюидонасыщенностью расплава. В целом, по большинству петрохимических коэффициентов верхнебургалийские граниты не сопоставимы ни с рассмотренными выше, ни с гранитами стандартных петротипов. По всем параметрам: аномально высоким концентрациям фтора и редких щелочей, низким содержаниям Ва и Sr, значениям индекса редкометалльности – они принадлежат геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов с ультравысокой рудоносностью. Среднее значение коэффициента редкометалльности – $(Li+Rb) \times F/(Ba+Sr)$ [20] = 197488. Породы обогащены Sn, Sb, Li, As, F, Rb, Nb, Ta, W и по этим показателям резко отличаются от других гранитоидов рудно-магматического узла. Максимально обогащены литием краевые пегматиты (до 13 % монтебразита) и грейзены (до 9 % монтебразита).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время большинство исследователей признает магматическое происхождение литий-фтористых гранитов [5, 8, 11, 12 и др.]. Для изученных объектов это подтверждается магматическими структурами пород, формой залегания, наличием даек, в том числе субвулканического облика. В то же время, взгляды на происхождение материнских расплавов различны. Литий-фтористые граниты рассматриваются как поздние производные глубоко дифференцированных коровых гранитов [5], результат взаимодействия остаточных расплавов с глубинными флюидопотоками [12, 16], результат ликвации обогащенных фтором гранитных расплавов [11], производные са-

мостоятельных мантийно-коровых расплавов [8]. На спайдер-диаграммах (рис. 6) отчетливо видно, что по отношению и к примитивной мантии, и к коре кестерские и верхнебургалийские граниты обогащены Cs, Rb, U и по распределению микроэлементов не сопоставимы с предшествовавшими гранитоидами. Определенное в них крайне низкое содержание всех редкоземельных элементов может быть объяснено флюидно-магматическим взаимодействием [4]. По этому параметру, как и по поведению фтора в процессе кристаллизационной дифференциации (рис. 7) и ультравысокой редкометалльности, они сопоставимы только с калгутинскими гранитами Горного Алтая [3].

Р. Тейлор [36] выделяет среди литий-фтористых гранитов низкофосфористые (до 0.1 % P_2O_5) и высокофосфористые (более 0.4 % P_2O_5). По этому признаку изученные микроклин-альбитовые граниты относятся к высокофосфористым. В отличие от этого, Ю.А. Костицын вне зависимости от содержания P_2O_5 к низкофосфористым относит литий-фтористые граниты, в процессе эволюции которых содержания фосфора снижаются, а к высокофосфористым, напротив, повышаются [10]. С этой точки зрения рассмотренные граниты низкофосфористые, что нам представляется неприемлемым. По Ю.А. Костицыну, высокофосфористые разновидности образуются в процессе эволюции гранитоидов S-типа, низкофосфористые – при эволюции гранитов I-типа, что обосновывается отсутствием скачкообразных повышений содержания фтора и фосфора с переходом от гранитов соответствующего петротипа к литий-фтористым гранитам. На диаграммах $F - SiO_2$ и $P_2O_5 - SiO_2$ точки составов изученных литий-фтористых гранитов образуют самостоятельные тренды, не продолжающие ни тренды андезитовых гранитов и гранодиоритов, сопоставимых с гранитоидами I-типа, ни двуслюдяных гранитов, близких S-типу (рис. 8). В микроклин-альбитовых гранитах резко повышаются содержания всех редких элементов и резко меняются главные петро- и геохимические коэффициенты (табл. 1, 3). То есть, они не комплементарны другим гранитоидам соответствующих РМУ и не могут являться поздними дифференциатами, сформировавшимися последние расплавы. Выше было показано, что, согласно расчетам, генерация материнских для альбит-микроклиновых гранитов расплавов проходила в нижнекоровых субстратах, на тех же уровнях, что и андезитовых гранитов и гранодиоритов, которые они прорывают, что вместе с пространственной совмещенностью позволяет предполагать существенную переработку этих субстратов после становления Западного массива Арга-Ыннах-Хайского РМУ и Лево-Джолокагского – Бургалийского РМУ. Поскольку при кристаллизации предшествовавших гранитоидов

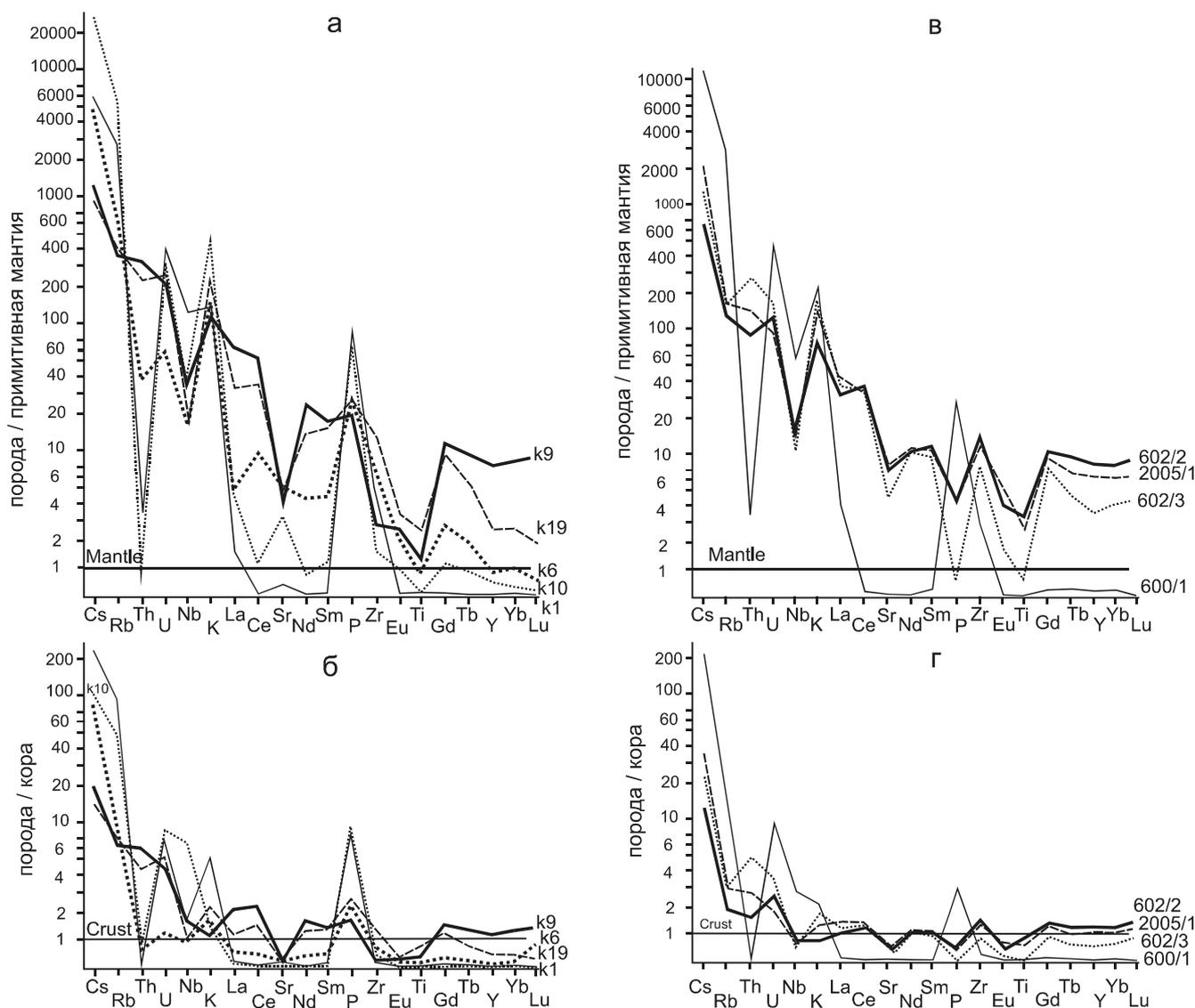


Рис. 6. Спайдер-диаграммы для магматических пород.

а, б – Арга-Ыннах-Хайский РМУ: k-9 – гранит Западного массива, k-19 – гранит Восточного массива, k-6 – лейкогранит, k-1 – микроклин-альбитовый гранит Кестерского гарполита, k-10 – краевой пегматит; в, г – Бургалийский РМУ: 602/2 – гранит Лево-Джолокагского массива, 2005/1 – гранит Бургалийского массива, 603/2 – лейкогранит, 600/1 – микроклин-альбитовый гранит Верхнебургалийского этмолита. Cs определялся методом фотометрии пламени, F – ионометрическим методом. Нормировано по [21].

имело место снижение или сохранение на близком уровне концентраций фтора и фосфора (рис. 8), такое обогащение микроклин-альбитовых гранитов не могло происходить за счет остаточных очагов соответствующих гранитоидных массивов. Поэтому приходится предполагать воздействие «внешнего» источника – потока глубинных мантийных флюидов, как это показано для многих регионов мира с развитием литий-фтористых гранитов [1, 3, 8 и др.].

Таким образом, наиболее вероятным является формирование литий-фтористых гранитов Кестерского и Верхнебургалийского массивов из самостоятельных расплавов, генерировавшихся в нижних

горизонтах коры при воздействии на них потока обогащенных F, P, Li и редкими элементами глубинных флюидов. Поскольку из магматических образований многих изученных авторами районов северо-востока Якутии именно производные субщелочных и щелочных базальтоидных расплавов обладают повышенными содержаниями фтора и фосфора [23, 24], эти флюиды, предположительно, можно связать с подъемом диапиров такого состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Арга-Ыннах-Хайского и Бургалийского РМУ развиты массивы гранитоидов трех по-

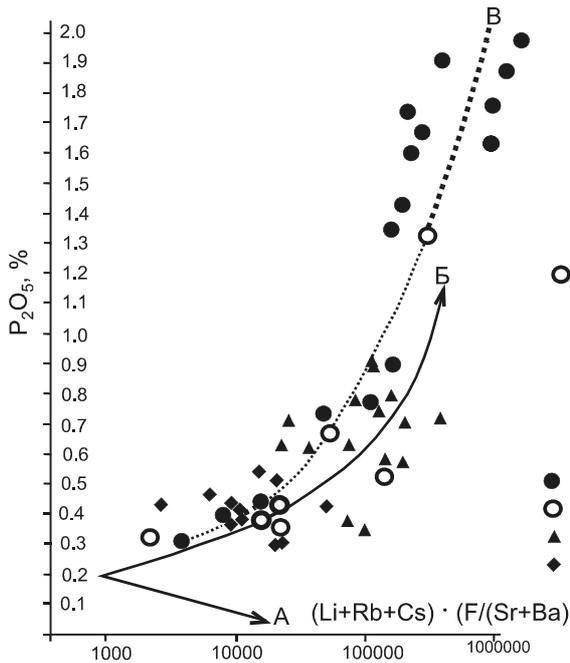


Рис. 7. Соотношения $P_2O_5 - (Li+Rb+Cs) \cdot F / (Ba+Sr)$ для редкометалльных гранитов.

1 – микроклин-альбитовые граниты Кестерского гарполита, 2 – то же, Верхнебургалийского этмолита; 3, 4 – ультраредкометалльные эльваны (3) и ультраредкометалльные онгониты – калгутиты (4) Горного Алтая (по [3]). Тренды эволюции: А – низкофосфористые серии и Б – высокофосфористые серии [3], В – тренд эволюции микроклин-альбитовых гранитов Кестерского гарполита и Верхнебургалийского этмолита.

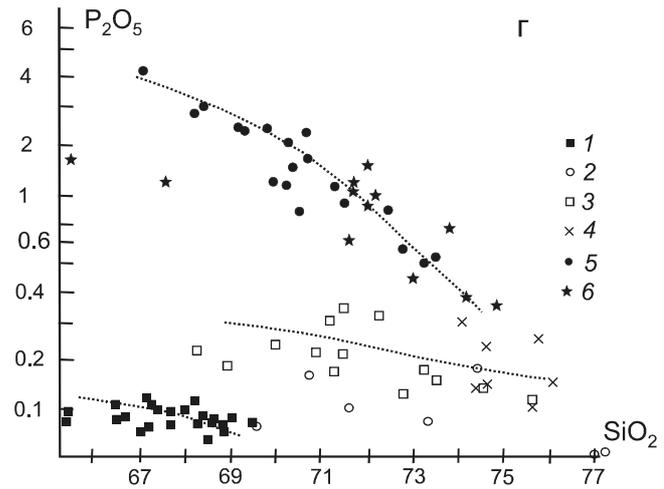
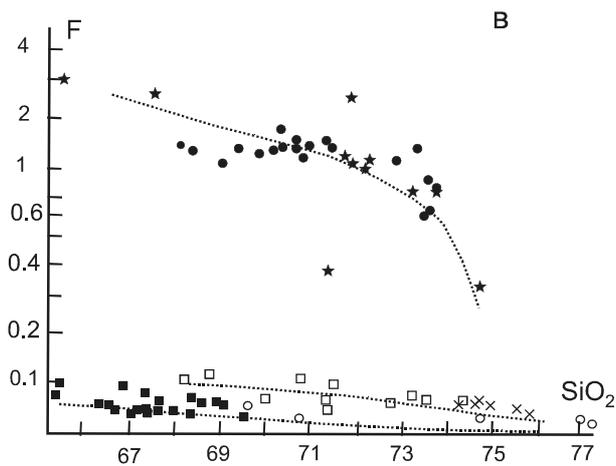
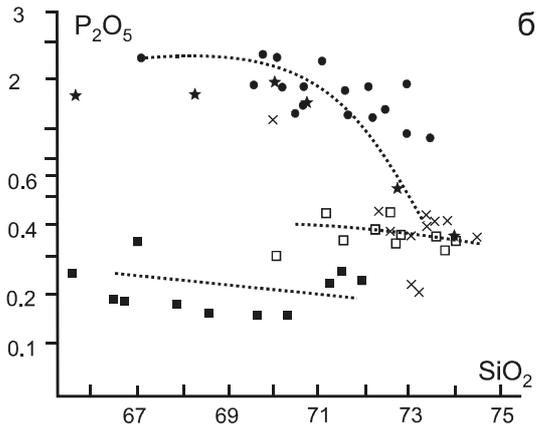
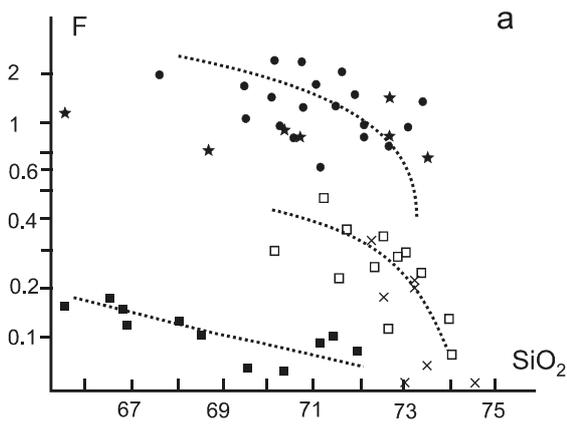


Рис. 8. Соотношения $F - SiO_2$ и $P_2O_5 - SiO_2$ в гранитоидах.

а, б – Арга-Ыннах-Хайский РМУ: 1 – гранитоиды Западного массива, 2 – граниты Восточного массива, 3 – дайки лейкогранитов, 4 – микроклин-альбитовые граниты Кестерского гарполита, 5 – дайки микроклин-альбитовых гранитов; в, г – Бургалийский РМУ: 1 – гранитоиды Лево-Джолокагского массива, 2 – дайки Лево-Джолокагского массива, 3 – граниты Бургалийского массива, 4 – дайки Бургалийского массива, 5 – Верхнебургалийский массив, 6 – дайки Верхнебургалийского массива.

следовательно развивавшихся петротипов: амфиболобиотитовых гранодиоритов и андезиновых гранитов, близких гранитоидам I-типа; двуслюдяных кордиеритовых гранитов S-типа и плюмазитовых литий-фтористых гранитов.

Изученные литий-фтористые граниты относятся к высокофосфористому подтипу, геохимически специализированы на F, Li, Rb, Nb, Ta, Sn, W, Sb и обладают ультравысокой редкометалльной рудоносностью с ведущей ролью Li и сопутствующими Sn, Nb, Ta, W.

Установлено, что кестерские и верхнебургалийские литий-фтористые граниты не комплементарны предшествовавшим гранитоидам и не могут являться их поздними дифференциатами. Наиболее вероятно кристаллизация их из самостоятельного расплава, возникшего по нижнекоровым субстратам, предварительно проработанным потоком флюидов, связанных с субщелочными или щелочными базальтоидными расплавами.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипин В.С., Холлс К., Митчиков М.А. Эльваны Корнуола (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 9. С. 847–857.
2. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.
3. Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.
4. Гусев А.И., Гусев А.А. Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов // Успехи современного естествознания. 2011. № 5. С. 45–49.
5. Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы: Материалы Второго Всерос. петрограф. совещ. Т. 2.: Сыктывкар, 2000. С. 270–274.
6. Коваленко В.И., Кузьмин М.И. О генезисе редкометалльных литий-фтористых и апаитовых гранитов и соотношение магматических и метасоматических процессов при их формировании // Редкометалльные граниты Монголии. М.: Наука, 1971. С. 215–226.
7. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 256 с.
8. Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 676–689.
9. Кокунин М.В. Редкие минералы забытого месторождения // Отеч. геология. 2011. № 1. С. 72–82.
10. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах. Часть 1 // Природа. 2000. № 1. С. 21–30.
11. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Недра, 1978. 260 с.
12. Недосекин Ю.Д. Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 141 с.
13. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Роскомнедра, 1992. 101 с.
14. Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
15. Овчинников Л.Н.. Прикладная геохимия. М.: Недра. 1990. 248 с.
16. Орехов А.А., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.Г. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 79–91.
17. Орлов Ю.С., Филимонов Ю.А., Бояршинов В.В. К вопросу о генезисе аляскитов Арга-Ыннах-Хайского массива (Восточная Якутия) // Геология и полез. ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1984. С. 74–81.
18. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др. Гранитоиды Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики. Хабаровск: ИтиГ ДВО РАН, 2007. С. 286–287.
19. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, 1977. 387 с.
20. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
21. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
22. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
23. Трунилина В.А., А.И. Зайцев А.И., Орлов Ю.С., Иванов А.И. Петрогенетические особенности магматических пород Депутатского рудного поля // Отеч. геология. 2003. № 5. С. 34–41.
24. Трунилина В.А., С.П. Роев. К петрологии магматических образований Дербек-Нельгехинской рудно-магматической зоны // Отеч. геология. 2014. № 5. С. 80–88.
25. Трунилина В.А., Роев С.П., Иванов А.И. Типоморфизм минералов Кестерского гарполита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск: Изд. дом СВФУ, 2017. Т. 2. С. 264–269.
26. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geol. 1992. N 20. P. 641–644.
27. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Petrology. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
28. Gerdes A., Worner G., Henk A. Postcollisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. V. 157. P. 577–587.
29. Hayden L.A., Watson E.B. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometer of quartz and zircon // Earth & Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258, N 3–4. P. 561–568.

30. Janoušek V., Farrow C. M., Erban, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing geochemical data toolkit (GCDkit) // *J. Petrol.* 2006. V. 47. P. 1255–1259.
31. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // *European J. Mineral.* 2007. N 1. P. 5–40
32. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar and trace element geochemistry // *Geol.* 2001. V. 29. P. 167–170.
33. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
34. Munoz J.L., Luddington S. Fluorine-hydroxyl exchange in synthetic muscovite and its application on to muscovite-biotite assemblages // *Am. Mineral.* 1977. V. 62. P. 304–308.
35. Pupin J.P. Zircon and Granite Petrology // *Contrib. to Miner. and Petrol.* 1980. V. 73. P. 207–220.
36. Taylor R.P. Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zirconite-topaz granite, southern New Brunswick and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks // *Can. Miner.* 1992. V. 30. P. 895–921.
37. Wilson M. *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1989.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

После доработки 12.04.2018 г.
принята к публикации 26.09.2018 г.

V.A. Trunilina, Yu.S. Orlov, A.I. Zaitsev, S.P. Roev

High-phosphorous lithium-fluorine granites of eastern Yakutia (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

The paper deals with petrographic composition and petro- and geochemical features of high-phosphorous lithium-fluorine granites from the Arga-Ynnakh-Khaya and Burgali ore-magmatic clusters in eastern Yakutia. Granitoids of three successively formed petrotypes are recognized here: amphibole-biotite granodiorites and andesine granites close to I-type granitoids; S-type two-mica cordierite granites; and lithium-fluorine granites. The latter are characterized by anomalously high Li, Cs, F and P concentrations, and represent ultra rare metal rocks, and are not complementary to the preceding granitoids. They are supposed to be the derivatives of independent melts formed in the lower crustal substrate which were previously enriched in ore and volatile components under the effect of fluids related to upwelling subalkaline or alkaline basaltic melts.

Key words: granitoids, high-phosphorous lithium-fluorine granites, chemical composition, geochemical features, ore content, genesis, East Yakutia.