РАННЕДЕВОНСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ ЮЖНОГО ГОРНОГО АЛТАЯ: СХОДСТВА И ОТЛИЧИЯ

Н.И. Гусев, А.А. Круглова, А.Л. Пономарев[1], О.М. Попова[1], С.В. Сарина[1]
Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург
[1]АО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Территория Южного Горного Алтая имеет вольфрам-редкометалльную минерагеничекую специализацию и входит в состав Монголо-Алтайской вольфрам-редкометалльной минерагенической области. Металлогеническая специализация области связана с мезозойским редкометалльным гранитоидным магматизмом, сопровождаемым комплексным редкометалльным и молибден-вольфрамовым оруденением. В результате многолетних геологических исследований на территории Южного Горного Алтая был выделен Чиндагатуйский редкометалльно-вольфрамовый рудный район, включающий три рудных узла: Калгутинский редкометалльно-молибден-вольфрамовый, Джулалинский редкометалльно-вольфрамоворудный и Алахинский редкометалльный (Государственная…, 2011).Особенностью магматизма южной части Горного Алтая является широкое развитие сходных по облику крупнопорфировидных калиевых гранитов девонского и триасового возраста, что привело к чрезвычайно запутанной ситуации при составлении геологических карт, геодинамических реконструкциях, металлогенических и прогнозных построениях. Интрузивные массивы порфировидных биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов участвуют в строении Рахмановского очагового гранитоидного ареала (Kruk et al., 2011, фиг. 2) в Холзуно-Чуйской зоне Горного Алтая, охватывающего площадь около 100 км в поперечнике на границе России, Казахстана и Китая (массивы Орочаганский, Самахинский, Акалахинский, Ильдегемский и другие). Вмещающими для интрузивов являются флишоидные образования кембро-ордовикского возраста. Контакты массивов чаще всего согласные со слоистостью, на многих обнажениях в долинах рек Кара-Алахи, Байжигита, Ильдегема отмечается облекание выходов гранитов ороговикованными флишоидами. Ореолы роговиков распространяются на 5-7 км от контактов массивов. В отчетных материалах Е.Ф. Сухих (1975, 1983), проводившего многолетние поисковые работы на вольфрам в этом районе, отмечается, что гранитные массивы сопровождаются отрицательными аномалиями магнитного поля, среди акцессориев наряду с монацитом присутствует ортит. Это свидетельствует о формировании гранитов в восстановительной среде и на их принадлежность к ильменитовой серии. На основании характерного крупнозернистого порфировидного облика, повышенной калиевости и ассоциирующего вольфрамового оруденения они рассматривались как граниты пермского возраста (Геологическая …, 1965), а при составлении ГГК-1000 третьего поколения (Государственная…, 2011) были отнесены к раннеюрскому чиндагатуйскому комплексу.

Датирование современными изотопными методами двуслюдяных порфировидных гранитов Акалахинского плутона показало их раннедевонский возраст (Гусев, 2015). После изучения еще ряда плутонов этого типа стало ясно, что площадь развития мезозойских гранитов, перспективных на редкометалльное оруденение, значительно меньше, чем это представлялось ранее. На рис. 1 показаны гранитоиды чиндагатуйского комплекса только в тех массивах, где они установлены достоверно радиологическим датированием. В дальнейшем их количество может возрасти, поскольку мезозойские граниты по внешнему виду, петрографическому и геохимическомусоставу практически не отличаются о раннедевонских, но это требует специальных исследований. Выяснению критериев различия этих гранитов посвящена данная статья.

Девонские гранитоиды

Девонские гранитоиды представлены большим количеством массивов на юге Горного Алтая, а также на сопредельной территории Казахстана и Китая, и относятся к раннедевонскому *рахмановскому гранодиорит-гранитовому комплексу*. Характерно сочетание дискордантных и конкордантных форм залегания массивов различной конфигурации и размеров среди слабо метаморфизованных пород горноалтайской серии. Для всех массивов характерен доминирующий гранитовый состав при резкой количественной подчиненности более меланократовых и более лейкократовых разностей. По данным Госгеолкарты-200 первого поколения, петротипический Рахмановский массив относился к досилурийским гранитоидам (Геологическая…, 1965).

В составе комплекса выделяются три фазы внедрения (Корреляция…, 2000): порфировидные биотитовые, иногда амфиболсодержащие меланограниты и гранодиориты пер-

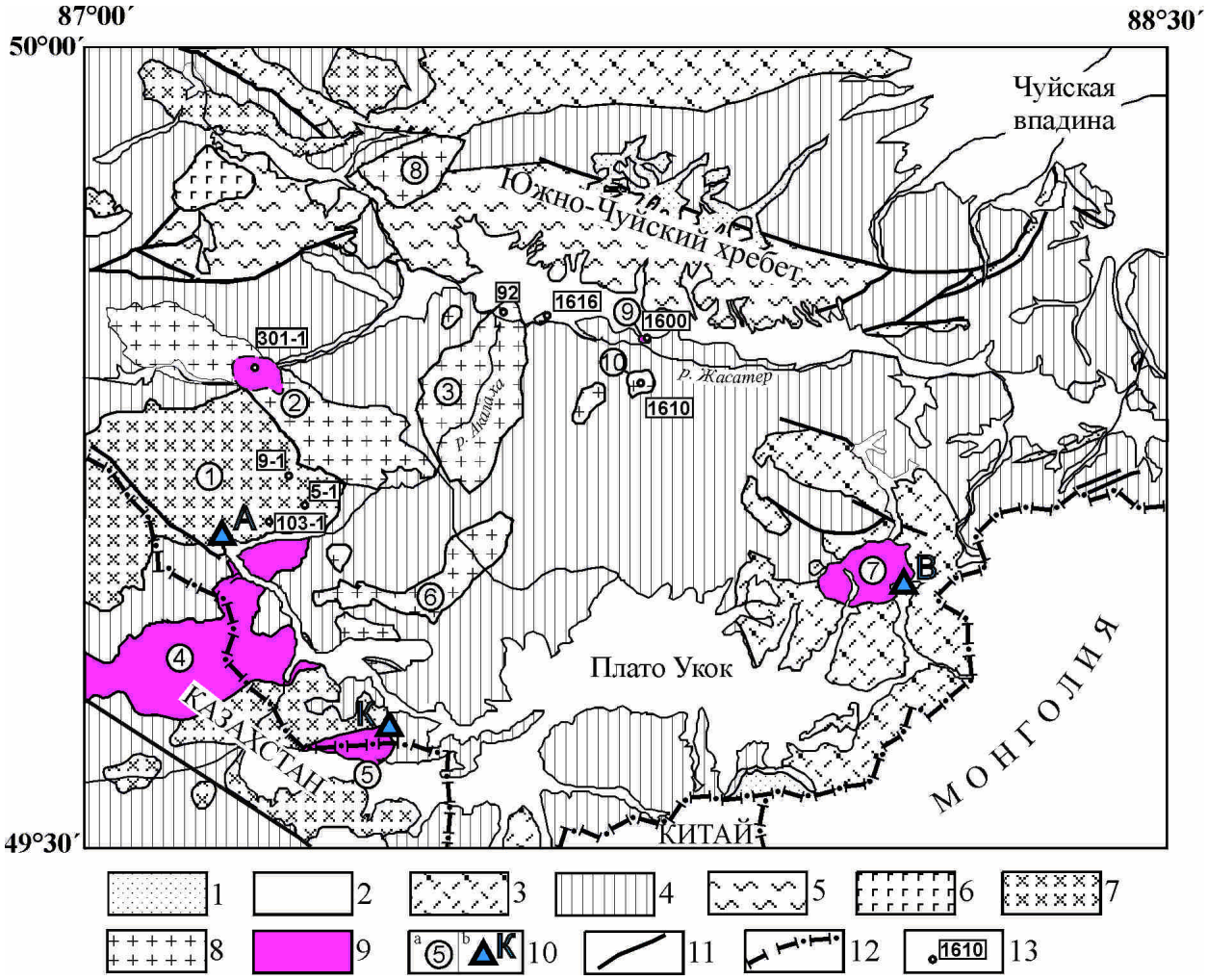

Рис. 1. Схема геологического строения Южного Горного Алтая (по материалам Владимиров и др., 2002 с исправлениями и добавлениями)

1 – ледники; 2 – четвертичные отложения; 3 – вулканогенно-осадочные отложения девона (D_{1-2});4 – осадочные отложения горно-алтайской серии ($Є_2$-O_1); 5 – гнейсы и кристаллосланцыюжночуйского метаморфического комплекса (g,ksO(D)*juc*); 6 – габброидыкатандинского комплекса (D_1); 7, 8 –рахмановский комплекс (D_1): 7 – кварцевые диориты и гранодиориты; 8 – биотитовые и двуслюдяные граниты; 9 – граниты чиндагатуйского комплекса (T_3); 11 – обозначения гранитоидных интрузивов: а – в кружках обозначены: 1 – Рахмановский, 2 – Орочаганский, 3 – Акалахинский, 4 – Чиндагатуйский, 5 – Кунгуджаринский, 6 – Текекундейский, 7 – Калгутинский, 8 – Карасукский, 9 – Джулалю, 10 – Ильдегемский;б - ультраредкометалльные граниты: А – Алахинский шток; К – кунгуджаринские сподуменовые аплиты; В – Восточно-Калгутинский дайковый ареал эльванов и онгонитов; 11 – разрывные нарушения; 12 – государственные границы; 13 – места отбора проб на определение возраста U-Pb методом по циркону (SHRIMP) и их номера.

вой фазы, порфировидные крупнозернистые биотитовые граниты второй фазы, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты третьей фазы. Жильные образования представлены гранит-порфирами, микрогранитами, аплитами, пегматитами, обычно слагающими маломощные дайки преимущественно северо-западного простирания.

Петротипический Рахмановский плутон имеет сложные ограничения с погружением кровли в средней части, занимает преимущественно конкордантное положение среди терригенных отложений кембро-ордовика и значительной западной частью расположен на территории Казахстана при общей удлиненности в субширотном направлении. Меланограниты, в меньшей степени гранодиориты, первой фазы комплекса слагают северо-восточную и восточную части массива, породы южной части в подавляющем большинстве представлены среднезернистыми, порфировидными и слабопорфировидными биотитовыми гранитами. Кроме того, в южной части массива распространены лейкократовые средне-мелкозернистые разности гранитоидов с фациальными вариациями от существенно биотитовых гранитов до мусковитовых лейкогранитов, относимые, по данным В.И.Тимкина с соавторами (1990), к породам второй фазы.

Гранодиориты представляют собой среднезернистые породы, состоящие из зеленоватого сильно соссюритизированного, часто зонального плагиоклаза (An_{28-33}) (50 %), пелитизированного слабо решетчатого микроклина (5-10 %), кварца (30 %) и биотита (10-15 %). *Плагиограниты* в отличие от гранодиоритов содержат меньше биотита (7 %) и несколько больше калиевого полевого шпата (10-15 %). Плагиоклаз более кислый и представлен олигоклазом (An_{12-15}). И гранодиориты, и плагиограниты в большинстве своем интенсивно катаклазированы и обладают бластическими структурами.

Граниты характеризуются преобладанием калиевого полевого шпата (30-60 %) над плагиоклазом (10-13 %), высоким содержанием кварца (30-35 %). Структуры гранитов бластические. Калиевый полевой шпат представлен свежим решетчатым микроклином, иногда образует вкрапленники размером до 1 см и содержит многочисленные включения всех породообразующих минералов. Кварц встречается в виде агрегата мелких гранобластовых зерен с неровными зазубренными очертаниями и выполняет интерстиции плагиоклаза.

Набор акцессорных минералов Рахмановского массива, наряду с широко распространенными цирконом, сфеном, гранатом, ильменитом, гематитом, пиритом, апатитом, в ряде случаев – магнетитом, включает турмалин, молибденит, редко – рутил, флюорит, шеелит. В зоне крупных разломов породы массива приобретают директивную текстуру и рассланцовку, в целом же вещественный состав и структурно-текстурный облик рахмановских гранитоидов весьма устойчивы.

Постинтрузивные метасоматические изменения проявлены довольно широко, более всего они приурочены к зонам разломов и их сочленения. Наряду с альбитизацией и более широкой грейзенизацией распространены алунит-цоизит-альбит-кварцевые метасоматиты с постепенными переходами к неизмененным гранитам. В экзоконтактовых зонах массива, мощностью от десятков метров до 150 м, почти повсеместно отмечается развитие мигматитоподобных пород с гнейсовидными и сланцеватыми текстурами, где интенсивно измененные полосчато-прожилковидные породы пропитаны прожилками, жилами, линзовидными телами гранитного материала, количество которых постепенно уменьшается от контакта и мигматитоподобные образования постепенно переходят в полосчатые (по слоистости) роговики (Тимкин и др., 1990).

По результатам геологосъемочных работ (Тимкин и др., 1990), гранодиориты первой фазы сильно уступают по распространенности гранитам и развиты в восточной части петротипического Рахмановского массива, расположенной в основном на территории соседнего Казахстана, где представлены серыми и зеленовато-серыми породами среднезернистой или крупнозернистой, иногда слабопорфировидной структуры, часто неоднородного облика из-за присутствия в них более меланократовых участков и в различной степени переработанных ксенолитов более основных пород. Минеральный состав гранодиоритов ха-

рактеризуется резким преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и присутствием в повышенных количествах биотита и, изредка, роговой обманки, с подчиненным количеством мусковита. Неравномерное распределение темноцветов и акцессорных минералов, представленных апатитом, цирконом, магнетитом и сфеном, придает породам такситовый облик.

Состав рахмановского комплекса на территории Казахстана, согласно представлениям сотрудников СО РАН (Владимиров и др., 2002), существенно отличается от вышеприведенного и принятого в Алтайской серийной легенде и в работе (Корреляция…, 2000). По их данным, породный ряд комплекса образуют дифференцированную серию от роговообманковых габбро и габбро-диоритов (отдельные ксеноблоки) через биотитовые и биотит-роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты (основная масса пород) до биотитовых гранитов и биотит-мусковитовых лейкогранитов (завершающая фаза и дайки).

Габбро встречаются в виде отдельных небольших ксеноблоков, выведенных на поверхность по разломам. По внешнему виду это черно-зеленые массивные породы. Структура пород – мелкозернистая, микропойкилоофитовая. Породы состоят из роговой обманки – 50 %, плагиоклаза – 40 % и кварца – 10 %. Роговая обманка - зеленая, образует гипидиоморфные зерна размером от десятых долей до 3-4 мм по удлинению. Наиболее крупные зерна роговой обманки характеризуются наименьшим идиоморфизмом. В центральных частях крупных зерен иногда наблюдаются реликты клинопироксена. Плагиоклаз - основной, представлен слабовытянутыми идиоморфными зернами, размер которых варьирует от 0,2 до 2 мм. Практически все зерна обладают нормальной зональностью, многие полисинтетически сдвойникованы. Кварц образует ксеноморфные выделения, как правило с мозаичным и блоковым угасанием, заполняет интерстиции между плагиоклазом и роговой обманкой. Ведущие акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Кварцевые диориты мало распространены. Они встречаются в виде отдельных небольших выходов и, по всей видимости, представляют собой одну из ранних фаз рахмановского комплекса. Местами в этих породах встречаются ксенолиты габбро. Кварцевые диориты представляют собой слабогнейсовидные или массивные породы серо-зеленого цвета. Примечательной особенностью является отсутствие роговой обманки. Единственным темноцветный минерал представлен биотитом. Структура пород – среднезернистая, гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: биотит – 25 %, плагиоклаз - 45-65 %, микроклин - 10-15 %, кварц - 10-15 %. Акцессорные минералы - апатит, магнетит. Биотит - буро-зеленый, образует гипидиоморфные зерна размером от 1 до 3 мм по удлинению. Плагиоклаз - средний, представлен идиоморфными вытянутыми кристаллами, размер которых варьирует от 1 - 2 до 4 - 6 мм по удлинению. Микроклин образует ксеноморфные пелитизированные зерна размером 1 – 4 мм. Кварц ксеноморфен и, как правило, перекристаллизован.

Гранодиориты являются преобладающей разновидностью пород рахмановского комплекса. Они прорывают кварцевые диориты с образованием на контакте зон закалки. Это мелко-среднезернистые гнейсовидные породы серо-зеленоватого цвета. Минеральный состав: биотит – 15 %, плагиоклаз - 35-40 %, микроклин - 15-20 %, кварц – 20 %. Из акцессорных минералов наиболее характерны апатит и магнетит. Структура пород гипидиоморфнозернистая. По степени идиоморфизма породоборазующие минералы можно расположить следующим образом: плагиоклаз (наиболее идиоморфный) - калишпат - биотит - кварц. Как и в случае кварцевых диоритов характерно отсутствие кальциевых минералов (амфибол, сфен, ортит), что указывает на повышенную глиноземистость пород. Размер зерен всех минералов варьирует в примерно одинаковых пределах от 1 до 3-6 мм. Для полевых шпатов и биотита характерны такие же вторичные изменения, какие наблюдаются для этих минералов в кварцевых диоритах.

Адамеллиты и граниты являются поздними фазами рахмановского комплекса и встречаются существенно реже, чем гранодиориты. Это в разной степени гнейсовидные мелко-, среднезернистые мезократовые и лейкократовые породы серого цвета. Структура гранит-

ная гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся равным идиоморфизмом полевых шпатов. Минеральный состав пород изменяется от адамеллитов через граниты к лейкогранитам: плагиоклаз - 20-30 %, микроклин - 30-40 %, кварц - 25-35 %, биотит - 0-10 %. Из акцессорных минералов установлены апатит, магнетит, иногда встречается рутил в виде сагенитовой решетки в биотите.

Изотопное датирование пород комплекса проводилось в пределах петротипического Рахмановского (U-Pb метод) и Чиндагатуйского (Rb-Sr метод) массивов по гранодиоритам и гранитам. Эти исследования дали неоднозначные результаты о возрасте пород рахмановского комплекса. Наблюдается резкое различие возрастов, полученных U-Pb-изотопным методом по цирконам (375 ± 11 млн лет, 2 субконкордантных точки) и Rb-Sr-методом (420 ± 7.7 млн лет, изохронная зависимость, 7 валовых точек, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7063 \pm 14$). Эти данные, аналитически вполне достоверные, вероятнее всего, свидетельствуют о полихронном строении Рахмановского батолита (в традиционном понимании контуров этого массива), так как опробование проводилось для двух разных участков. Пробы для U-Pb-изотопного датирования были отобраны на северном фланге Рахмановского батолита (севернее оз. Алаха) (Владимиров и др., 2001); пробы для Rb-Sr-изотопного датирования отбирались в южной части Рахмановского массива (в районе слияния р. Бухтарма с ее притоком Чиндагатуй). В первом случае был получен средне-позднедевонский возраст, принятый как основной для рахмановского комплекса в последней корреляционной схеме Горного Алтая (Корреляция..., 2000), во втором случае был подтвержден ранее предполагавшийся позднеордовикско-раннесилурийский возраст (Геологическая…, 1965; Зиновьев и др.,1973).

В связи с противоречивостью данных о возрасте из петротипического Рахмановского плутона на датирование нами были отобраны три пробы (рис. 1): 103-1 – кварцевые диориты (автор пробы О.М. Попова), 9-1 – гнейсовидные гранодиориты (р. Акбулак, автор пробы А.Л. Пономарев), 5-1 – гнейсовидные граниты (автор пробы А.Л. Пономарев).

В кварцевых диоритах циркон представлен призматическими кристаллами с коэффициентом удлинения от 5 до 2,3 с пирамидами на концах кристаллов. Строение кристаллов характеризуется магматической зональностью: комбинацией тонкой ритмичной осциляторной и секториальной зональности. Содержание U 126-740 г/т, Th 85-385 г/т, отношение Th/U 0,42 – 0,86. Полученное конкордантное значение возраста 411±3 млн лет принимается как возраст кристаллизации кварцевых диоритов.

В цирконе из гранодиоритов, по результатам измерений в краевых частях зерен с рит-

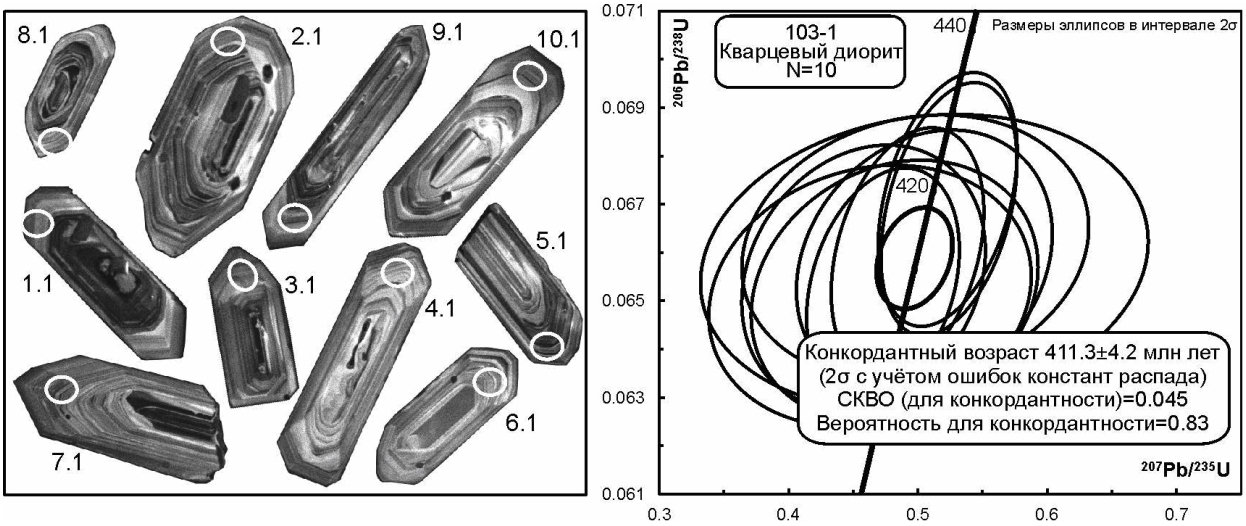

Рис. 2. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения и U-Pb возраст циркона из кварцевых диоритов Рахмановского плутона (отбор пробы О.М. Попова, аналитик П.А. Львов, ЦИИ ВСЕГЕИ).

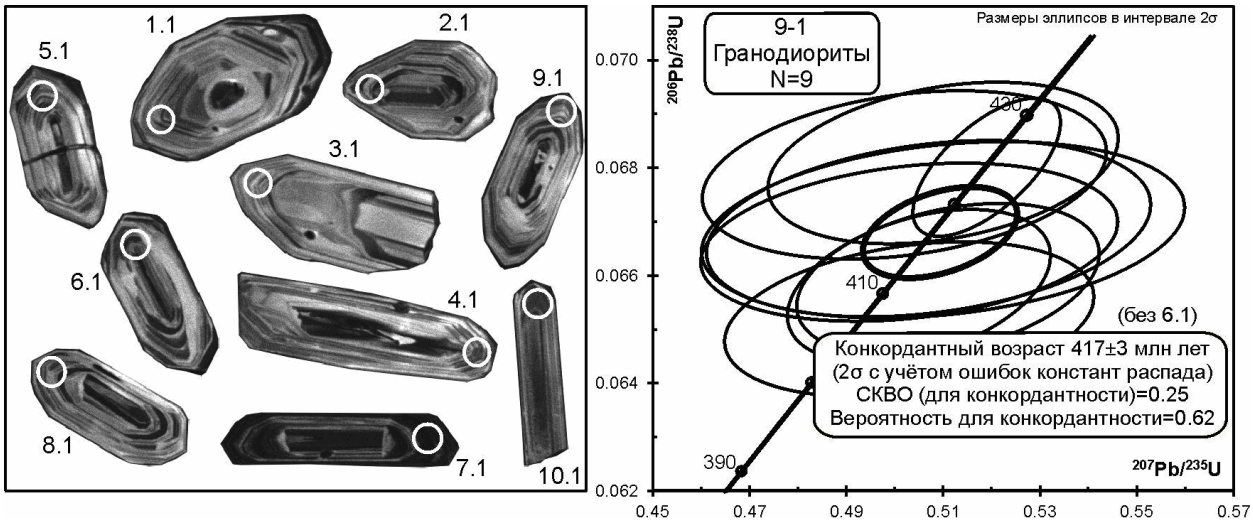

Рис. 3. КЛ изображения и U-Pb возраст циркона из гранодиоритов Рахмановского плутона (р. Акбулак, отбор пробы А.Л. Пономарев, аналитик Е.Н. Лепехина, ЦИИ ВСЕГЕИ).

мичной зональностью, среднее содержание U 416 г/т, Th 372 г/т, отношение Th/U = 0,87. Конкордантный возраст по 9 измерениям составил 417±3 млн лет и принимается как возраст кристаллизации гранодиоритов. Одно измерение по ядерной части (точка 6.1) полигенного зерна показало, что «затравкой» для роста циркона в расплаве служило ксеногенное зерно с возрастом 465.8±7.5 млн лет (средний ордовик). Вокруг ядра заметна светлая, почти белая кайма метаморфического циркона, срезающая ритмичную зональность ядра, которая снаружи, в свою очередь, обрастается ритмично-зональной магматической оболочкой. Видимо, в процессе магмообразования вовлекались породы, подобные встречающимся в южно-чуйском метаморфическом комплексе.

Циркон из гнейсовидных гранитов представлен удлиненно-призматическими кристаллами с коэффициентом удлинения 2–7 и повсеместно с ритмичной осцилляторной зональностью. По результатам измерений в краевых частях зерен циркона из гнейсовидных гранитов, среднее содержание U 436 г/т, Th 348 г/т, отношение Th/U = 0,86. Конкордантный возраст по 10 измерениям составил 413.4±2.3 млн лет (СКВО 0.47) и принимается как возраст кристаллизации гранитов.

Таким образом, в петротипическом Рахмановском плутоне на российской территории

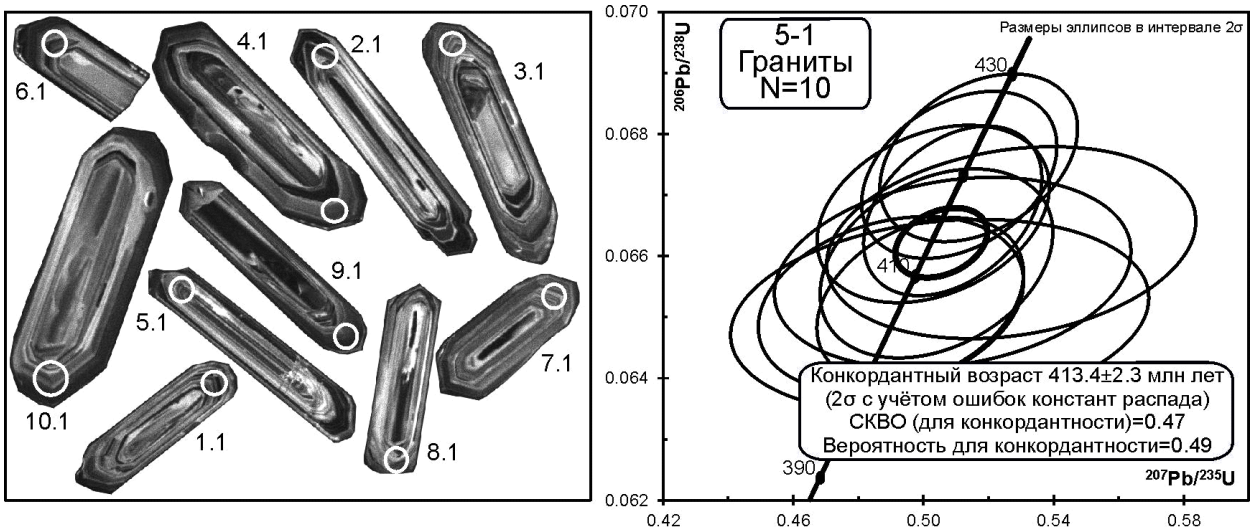

Рис. 4. КЛ изображения и U-Pb возраст гнейсовидных гранитов Рахмановского плутона (отбор пробы А.Л. Пономарев, аналитик Е.Н. Лепехина).

Рис. 5. Мафитовые включения в гранитах Акалахинского плутона.
Слева – обнажение биотитовых порфировидных гранитов с мелкими мафитовыми включениями в правом борту р. Джазатор (т.н. 1620), справа – крупное мафитовое включение в гранитах центральной части Акалахинского плутона напротив устья р. Байджигит (т.н. 1631).

возраст пород всех трех фаз раннедевонский: 417±3 – 411.3±4.2 млн лет.

К северо-востоку от Рахмановского плутона развиты интрузивные массивы порфировидных биотитовых, двуслюдяных, мусковитовых гранитов и лейкогранитов: массивы Орочаганский, Самахинский, Акалахинский, Ильдегемский и другие, которые традиционно относились к интрузивным комплексам пермского (Геологическая …, 1965) или юрского (Владимиров и др., 2002; Государственная…, 2011, Kruk et al., 2011) возраста.

В первую очередь было проведено изучение крупнопорфировидных гранитов Акалахинского плутона, который в плане имеет овальную форму, размеры 22х11 км и вытянут в меридиональном направлении. Характерно постоянное присутствие в гранитах округлых мафитовых включений размером несколько сантиметров в поперечнике, реже до 10-15 см (рис. 5), независимо от близости к контакту массива или глубины эрозионного среза. Контакты включений резкие, контаминация вокруг включений не наблюдается.

Основной объем интрузива слагают серые и кремово-серые порфировидные биотитовые граниты (главная фаза), ко второй фазе относятся подчиненные двуслюдяные граниты и мусковит-турмалиновые лейкограниты.

Рис. 6. Мафитовые ксенолиты в гранодиоритах Ильдегемского массива (обн. 1610).

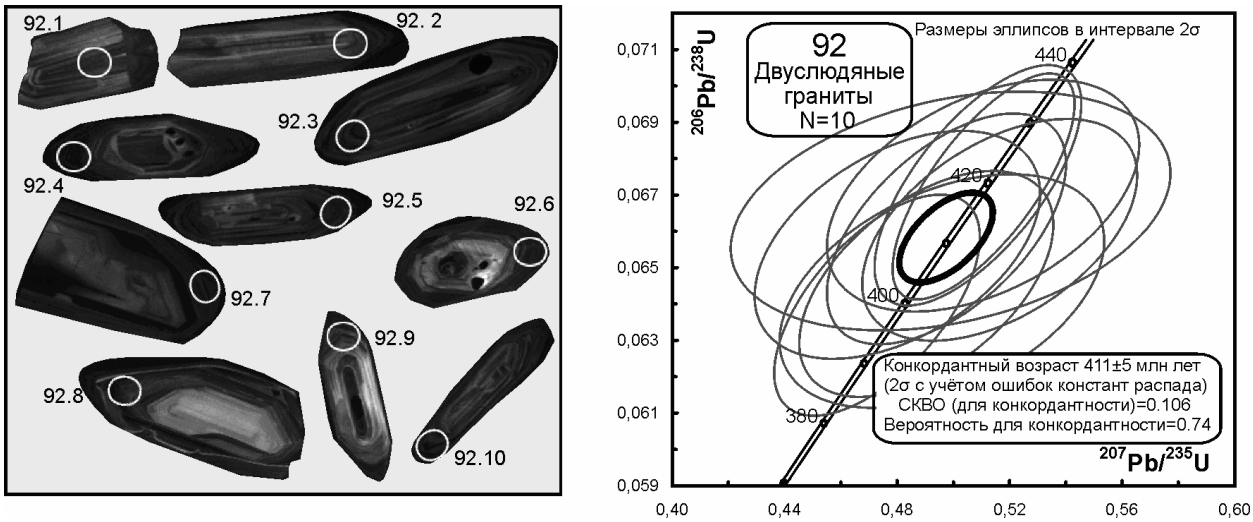

Рис. 7. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона из двуслюдяных порфировидных гранитов Акалахинского плутона и результаты определения U-Pb возраста (отбор пробы Н.И. Гусев, аналитик Н.В. Родионов, ЦИИ ВСЕГЕИ).

Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты состоят из кварца 30-35 %, микроклина 20-40 %, олигоклаз-андезина (An_{25-32}) 23-37 %, биотита 5-10 %. Порфировое сложение обусловлено выделениями микроклина, обычно размером 1-3 см, иногда до 5-7 см. На некоторых участках наблюдаются полосы шириной 1-2 м, насыщенные выделениями микроклина, составляющими до 50 % объема породы. В гранитах Акалахинского массива наблюдаются также вкрапленники голубоватого кварца, достигающие 1 см в поперечнике. Промежуточная масса крупнозернистая с размером зерен 4-6 мм. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. Он содержит многочисленные включения кварца, плагиоклаза и биотита.

Двуслюдяные граниты состоят из кварца - 33 %, микроклина - 27 %, олигоклаза - 32 %, биотита и мусковита - 1-5 %. Структуры слабо порфировидные, преобладают массивные равномернозернистые. Мусковит-турмалиновые лейкограниты преимущественно среднемелкозернистые, обогащены кварцем (до 40 %), содержат 1-5 % мусковита и 2-7 % турмалина.

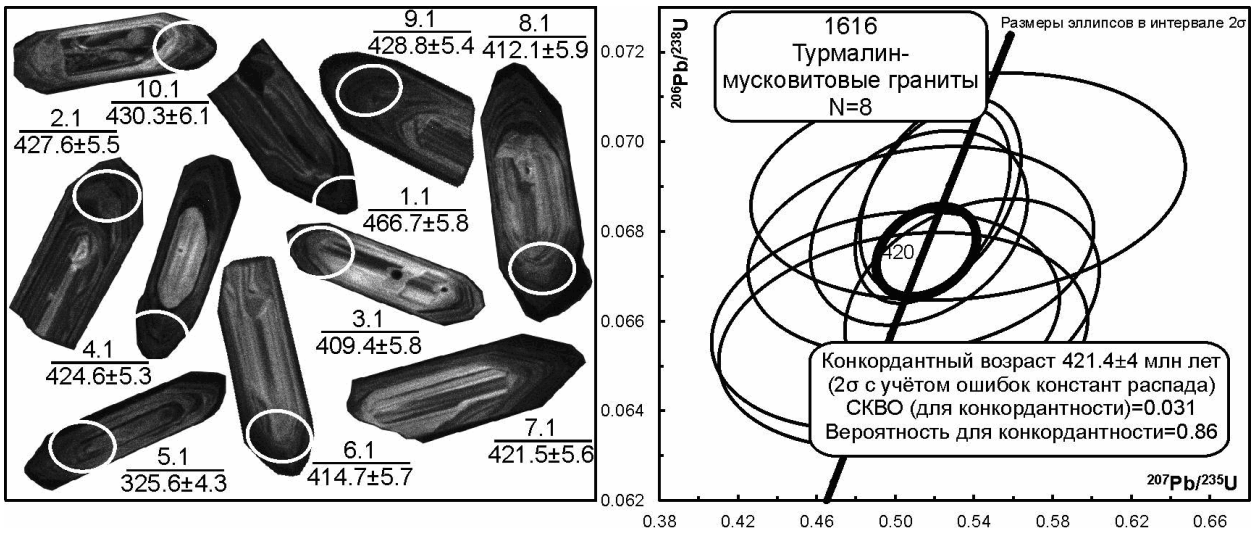

Рис. 8. КЛ изображения циркона из турмалин-мусковитовых порфировидных гранитов Акалахинского плутона и результаты определения U-Pb возраста (отбор пробы Н.И. Гусев, аналитик П.А. Львов, ЦИИ ВСЕГЕИ).

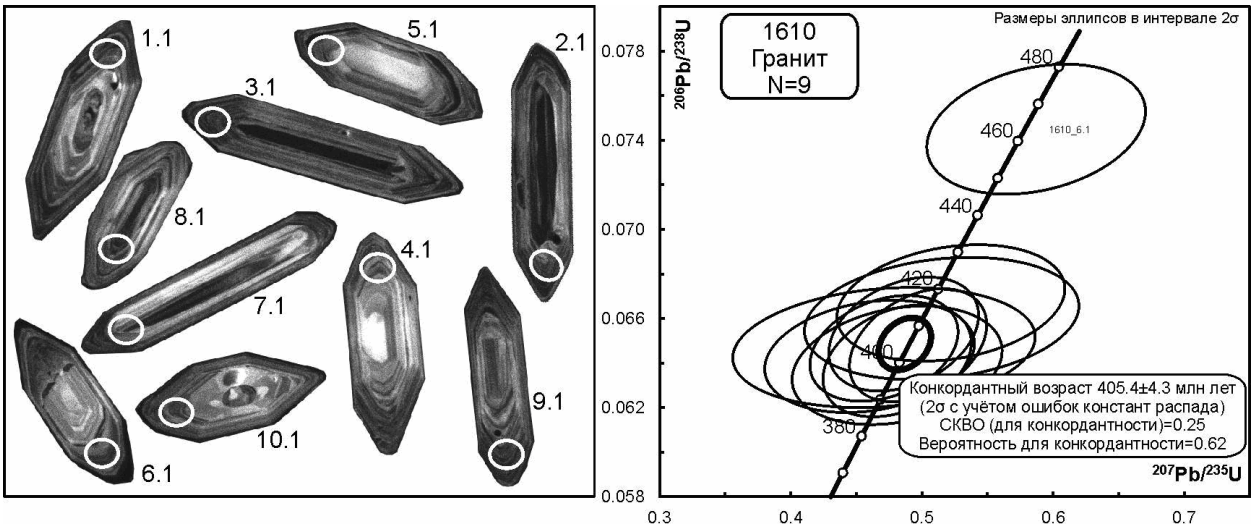

Рис. 9. КЛ изображения и U-Pb возраст циркона из гранитов Ильдегемского массива (отбор пробы Н.И. Гусев, аналитик П.А. Львов, ЦИИ ВСЕГЕИ).

Цирконы из двуслюдяных гранитов Акалахинского плутона в центральных частях зерен имеют ритмичную осцилляторную зональность, краевые части обычно черные незональные (рис. 7). По результатам измерений в краевых частях зерен, среднее содержание U 466 г/т, Th 71 г/т, отношение Th/U = 0,10 – 0,66. Полученный конкордантный возраст 411±5 млн лет рассматривается как возраст кристаллизации двуслюдяных порфировидных гранитов.

Чтобы удостовериться, что турмалин-мусковитовые граниты встречаются не только в триас-юрских интрузивных комплексах, такие граниты были датированы в крупной, вытянутой к востоку апофизе на северном контакте Акалахинского массива и выходящей прямо к дороге Кош-Агач – Джазатор. При проведении поисковых работ на вольфрам эти граниты без сомнения относились к пермскому комплексу (Сухих, 1983).

В турмалиновых гранитах, по результатам измерений в краевых частях зерен, среднее содержание U 485 г/т, Th 103 г/т, отношение Th/U =0,10-0,71, среднее 0,27. Полученный по 8 измерениям конкордантный возраст 421.4±4 млн лет рассматривается как возраст кристаллизации пород. Присутствует высокоурановый циркон (два зерна) с возрастом 466.7±5.8 млн лет, видимо унаследованный из гранитоидов, связанных с ультраметаморфизмом южночуйского метаморфического комплекса.

Таким образом, порфировидные двуслюдяные, мусковитовые и турмалин-мусковитовые граниты Акалахинского плутона имеют раннедевонский возраст и тоже относятся к рахмановскому комплексу.

После получения обескураживающих результатов по датированию двуслюдяных и турмалиновых гранитов Акалахинского плутона было проведено дополнительное датирование отличающегося в металлогеническом отношении Ильдегемского массива, с которым связано золотое, висмутовое и свинцовое оруденение.

Циркон из гранитов Ильдегемского массива представлен удлиненно-призматическими зернами с бипирамидами на концах. Внутренне строение кристаллов тонко ритмично-зональное, характерное для магматического циркона. Краевые части бипирамид часто черные за счет обогащения радиоактивными элементами. Большинство зерен характеризуется довольно ровным содержанием урана - Uср. 362 г/т. Содержания тория варьируют в более широких пределах - 26-180 г/т, как и отношение Th/U=0.10 – 0,42. Значения U-Pb возраста варьируют от 416.5±6.6 до 399±6.5 млн лет. Наиболее низкие величины отношения Th/U=0,10-0,12 получены для наиболее молодых измерений возраста 403 – 399 млн, с низким содержанием тория и высоким содержанием свинца в этих зернах. Небольшое омоложение возрас-

тов, вероятно, связано с автометасоматическими и гидротермальными процессами на заключительных стадиях кристаллизации пород. Этим же объясняется и специфика металлогенической специализации Ильдегемского массива, с которым связано висмутовое и свинцовое оруденение. В одном зерне циркона (точка 6.1) получено значение U-Pb возраста 462.9±7 млн лет. Это зерно, видимо, является унаследованным из протолита, формирование которого происходило в связи с ультраметаморфизмом южночуйского комплекса.

Унаследованный циркон с ордовикским возрастом встречается в породах рахмановского комплекса на разных участках, что может указывать на общность протолита при их формировании и на унаследованность более древних магматических очагов раннедевонскими. Ордовикские граниты ранее отмечались в Арасканском, Мультинском (Glorie et al., 2011), Тюдетском, Холодно-Гольцовском и Кривоокольском массивах.

Мезозойские гранитоиды

Мезозойские гранитоиды в регионе представлены позднетриасовыми чиндагатуйским и восточно-калгутинским, а также юрским алахинским комплексами.

Считалось (Владимиров и др., 2002), что граниты чиндагатуйского комплекса слагают на юге Горного Алтая более десятка массивов, среди которых наиболее крупные - Чиндагатуйский, Акалахинский, Орочаганский, Калгутинский и др. (рис.1). Однако по результатам изотопного датирования часть массивов (см. выше раздел по девонским гранитоидам) оказалась раннедевонского возраста (Акалахинский, Ильдегемский). С гранитами чиндагатуйского комплекса генетически связаны ультраредкометалльные кислые породы алахинского и восточно-калгутинского комплексов, содержащие промышленные концентрации таких редких элементов как Li, Cs, Ta, Nb, а также Mo-W-носные гидротермальные образования. По этой причине те и другие выделены в самостоятельные комплексы (Корреляция…, 2000), хотя они неразрывно связаны между собой и подчиняются единому процессу дифференциациии родоначальной редкометалльно-гранитной магмы (Владимиров и др., 2002).

Чиндагатуйский гранит-лейкогранитовый комплекс объединяет три фазы внедрения (Корреляция…, 2000). Первая фаза включает порфировидные биотитовые меланограниты, вторая – порфировидные турмалинсодержащие мусковит-биотитовые граниты, третья – порфировидные двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты с высокими содержаниями рубидия, лития, цезия. В то же время, какого-либо заметного петрографического и петрохимического различия между гранитоидами различных фаз не отмечено; в различных массивах, по данным геологосъемочных работ (Тимкин и др., 1990), описывается разный, но очень близкий состав фазовых образований, при этом в состав первой и второй фаз включаются лейкограниты, а в состав третьей – граниты, а фазовые взаимоотношения фиксируются по развитию мелкозернистых разностей. Постинтрузивные метасоматические изменения в гранитах проявлены в виде грейзенизации, обычно приуроченной к зонам повышенной трещиноватости.

Петротипический Чиндагатуйский массив, по данным В.И. Тимкина (1990), в значительной части сложен гранитоидами, относимыми к породам первой фазы, представленной биотитовыми и двуслюдяными гранитами средне-крупнозернистой и порфировидной до грубопорфировидной структурой с фенокристаллами микроклина и плагиоклаза размером 3-5 см, иногда до 7 см, и сильными вариациями количества мусковита. К породам второй фазы отнесены двуслюдяные слабопорфировидные граниты и лейкограниты с более крупными кристаллами плагиоклаза размером до 3-4 см и с повсеместным присутствием турмалина. Во всех гранитоидах массива фиксируется относительно невысокий уровень щелочности (средние значения $Na_2O + K_2O$ = 7,3-7,6 % по группам пород различной крем-

некислотности от 68 до 75 %) высокоглиноземистых пород известково-щелочной серии с единичными отклонениями к умеренно-щелочным и низкощелочным породам. Характерны стабильные повышенные значения калиевости (0,47-0,52) и невысокие – агпаитности (0,69-0,71) при небольшом снижении от меланогранитов к лейкогранитам коэффициентов известковистости (от 0,12 до 0,07), окисленности железа (от 0,32 до 0,14) и при повышении железистости (от 0,59 до 0,78) и глиноземистости (от 1,17 до 1,24). В Орочаганском массиве, наряду с порфировидными биотитовыми меланогранитами первой фазы, более, чем в других массивах, развиты двуслюдяные среднезернистые и слабопорфировидные лейкограниты и мелкозернистые аплитовидные (северо-запад массива) граниты и лейкограниты. Лейкократовые и аляскитовые разности гранитоидов (среднее значение SiO_2 76 %) характеризуются нормальной щелочностью (Na_2O 3,14 %; K_2O 4,57 %), пониженной известковистостью (0,05), слабоповышенными агпаитностью (0,78) и окисленностью (0,35) при тех же показателях калиевости, глиноземистости и железистости, что и в гранитоидах Чиндагатуйского массива.

Изотопно-геохронологическое определение возраста пород собственно чиндагатуйского комплекса проводились в трех массивах: Чиндагатуйском, Орочаганском и Калгутинском.

Породы Чиндагатуйского массива датировались U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ar изотопными методами (Владимиров и др., 2002). Все даты дали согласующиеся результаты в интервале 190-200 млн лет, что свидетельствует о раннеюрской термальной переработке гранит-лейкогранитов этого типа.

К алахинскому комплексу (Корреляция…, 2000) относятся ультраредкометалльные кислые магматические породы, содержащие породообразующий сподумен. В настоящее время известно два проявления таких пород. Первое располагается в северной части Чиндагатуйского массива и представлено сподуменовыми гранит-порфирами (Тимкин и др., 1990; Кудрин и др., 1994). Два сближенных штока сподуменовых гранит-порфиров, локализованные в южной периферической части Рахмановского массива (рис.1), имеют размеры 1000х650 м и 400х250 м. В их составе выделяется две фазы внедрения (Корреляция…, 2000): первая, представленная плюмазитовыми лейкогранитами, и вторая, включающая гранит-порфиры, апогранитовые альбититы и танталоносные альбит-порфиры. Алахинские штоки сложены относительно однообразными, с вкраплениями кварца и сподумена, гранит-порфирами с крупными (до 150х70 м) останцами и мелкими угловатыми ксенолитами вмещающих гранитов рахмановского комплекса, инъецированными гранит-порфирами. Сподуменовые гранит-порфиры Главного штока кроме лития обогащены танталом (до промышленных содержаний), рубидием, цезием, в меньшей степени – ниобием, бериллием, висмутом, на отдельных участках фиксируются повышенные концентрации фосфора, титана, вольфрама, фтора. По мнению В.И.Тимкина с соавторами (1990), алахинские гранит-порфиры по своим петрогеохимическим и минералогическим характеристикам близки пегматитам натрий-литиевого типа и субформации литий-фтористых гранитов, отличаясь от них широким развитием сподумена в ассоциации с амблигонитом, а не литиевых слюд. Раннеюрский возраст алахинского комплекса устанавливается на основании изотопного датирования U-Pb методом по навеске циркона из гранит-порфиров Главного штока, составившего 187 млн лет.

Второе тело гранитов алахинского комплекса расположено в пределах Кунгурджаринского массива (рис. 1), где выявлена дайка сподуменовых аплитов мощностью около 50 см, которая прорывает мусковит-турмалиновые лейкограниты. Для лейкогранитов массива Ar-Ar методом по мусковиту был установлен возраст 240+1 млн лет (Владимиров и др., 2002ф). Полученный возраст соответствует среднему триасу и требует заверки другими методами.

Наиболее изученным представителем мезозойского магматизма является Калгутинский массив, с которым связано промышленное редкометалльно-вольфрам-молибденовое месторождение (Поцелуев и др., 2008 и список литературы в этой работе).

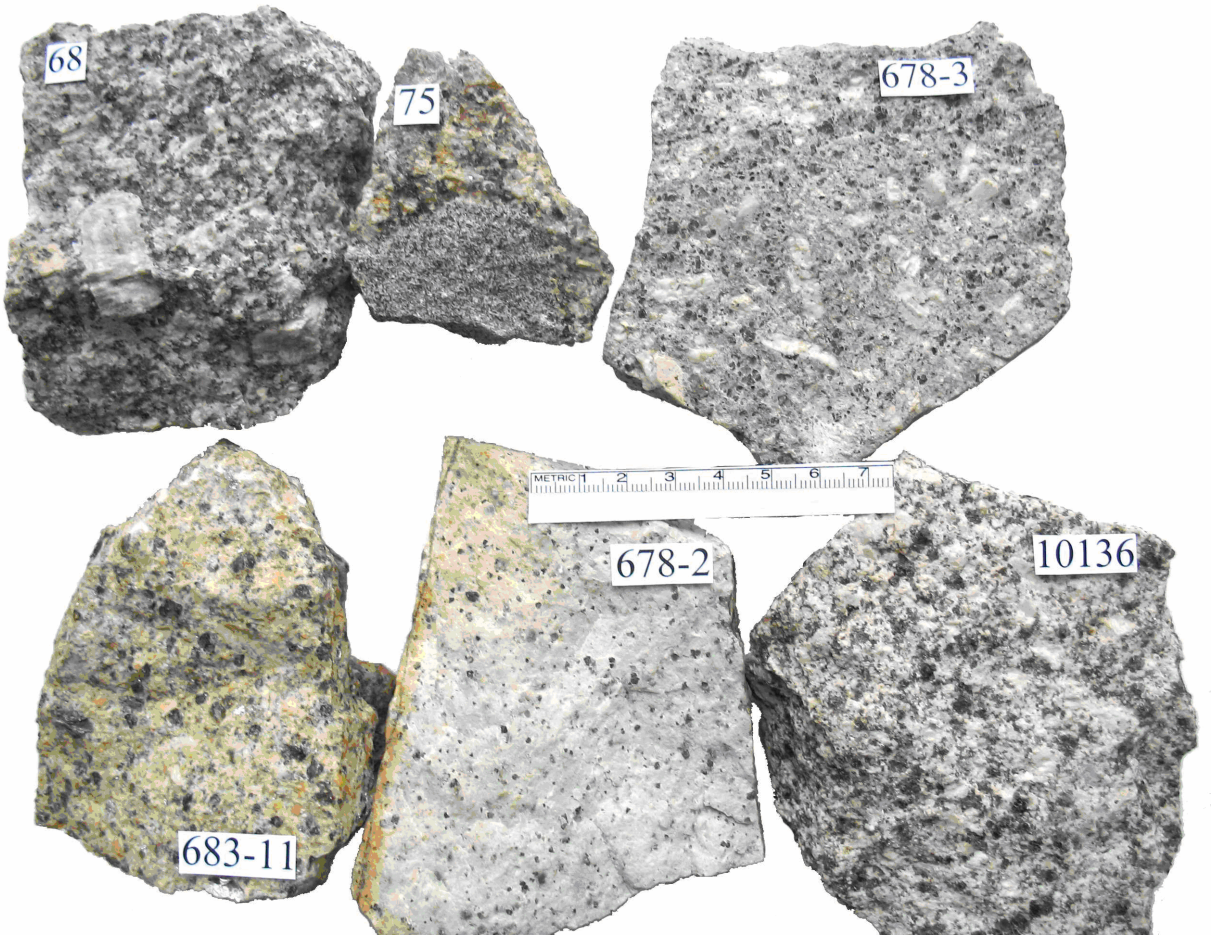

Рис. 10. Типичные разновидности магматических пород Калгутинского месторождения и их U-Pb возраст по циркону (SHRIMPII).

Верхний ряд – образцы пород чиндагатуйского комплекса: 68 – порфировидные биотитовые граниты главной фазы Калгутинского плутона (207.5±1.7 млн лет); 75 – в нижней части образца автолит мелкозернистого меланократового гранодиорита в гранитах главной фазы; 678-3 – крупнозернистые гранит-порфиры «Молибденового» штока (вторая фаза, 204.5±2.4 млн лет). Нижний ряд: породы восточно-калгутинского комплекса: 683-11 -эльваны (дайка, 204±2 млн лет), 678-2 – ультракалиевые риолит-порфиры (дайка, 200.8±1.1 млн лет); 10136 - двуслюдяные лейкограниты Восточного массива, черные выделения в породе представлены кварцем (195±2.7 млн лет).

Типовые разновидности гранитоидов Калутинского массива показаны на рис. 9. По результатам изотопных исследований последних лет (Анникова и др., 2006; Гусев и др., 2010; Гусев, 2011), для биотитовых порфировидных гранитов главной фазы Калгутинского плутона получен конкордатный U-Pb изотопный возраст по циркону 210.1±2.9 – 207.5±1.7 млн лет (и даже 216±3 млн лет, Анникова и др., 2006), что соответствует позднему триасу. Крупновкрапленниковые гранит-порфиры второй фазы («Молибденовый шток») по единичному измерению имеют U-Pb возраст 204.5±2.4 млн лет. По дайкам восточно-калгутинского комплекса получены следующие конкордантные U-Pb возрасты: для эльванов - 204±2 млн лет, для ультракалиевых риолит-порфиров - 200,8±1,1 млн лет.

Двуслюдяные лейкограниты Восточного массива (обр. 10136 на рис. 10), прорывающие граниты главной фазы, значимо моложе: 195,1±2,7 –193,1±2,1 млн. лет (ранняя юра) и близки по возрасту алахинскому комплексу.

С телами крупновкрапленниковых гранит-порфиров и аплитов связаны зоны брекчий, грейзенизации и богатые вольфрам-молибденовые руды. Ультракалиевые риолит-порфиры и комплементарные им ультраредкометальные онгониты представляют наиболее поздний импульс внедрения порфирового комплекса. В составе рудоносного порфирового комплекса могут быть выделены молибден-порфировые штоки ранней фазы и собственно

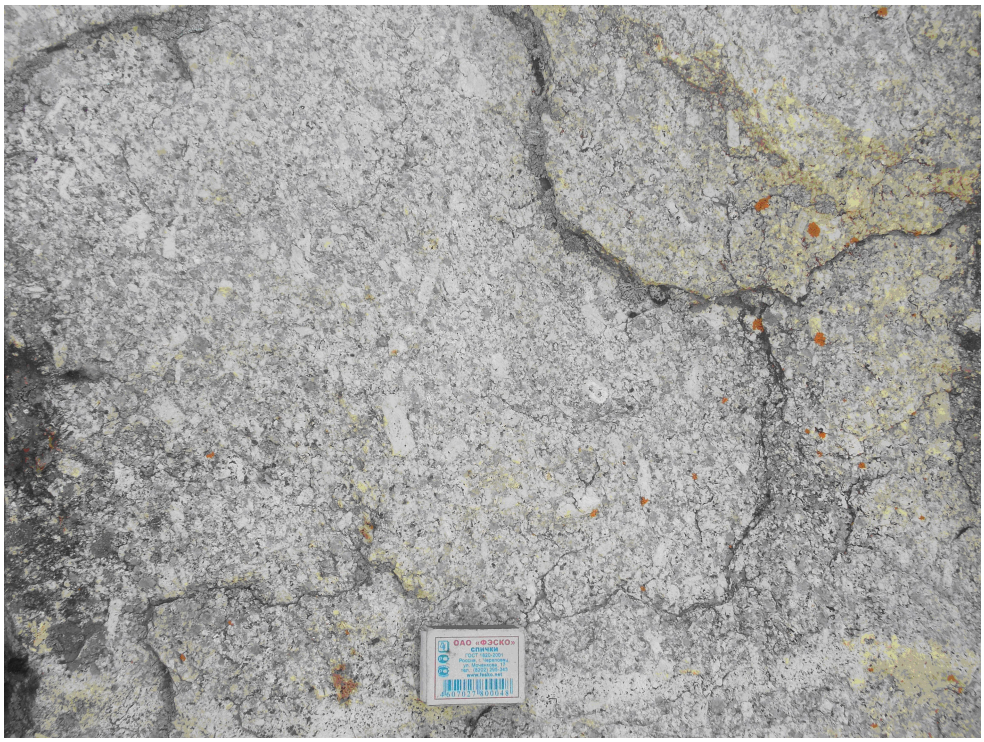

Рис. 11. Порфировидные лейкограниты массива Джулалю (обн. 1600, возраст гранитов 206.4±2.5 млн лет).

«восточно-калгутинские» редкометальные (Li, Cs, Rb, Ta, Nb, W, Mo, Be) малые тела и дайки, представляющие позднюю фазу.

Исходя из результатов датирования, чиндагатуйский комплекс, представленный биотитовыми порфировидными гранитами главной фазы Калгутинского плутона, а также порфировые интрузивы («Молибденовый шток») и дайки второй и третьей фаз (восточно-калгутинский комплекс), следует датировать поздним триасом. Двуслюдяные и мусковитовые-высоколитиевые лейкограниты Восточного, Жумалинского и Аргамджинских массивов, прорывающие Калгутинский плутон, вероятнее всего, относятся к самостоятельному раннеюрскому (алахинскому) комплексу редкометальных гранитов.

Наиболее известным за пределами Калгутинского рудного узла является открытое Е.Ф Сухих Джулалинское вольфрамовое месторождение, связанное с гранитным штоком округлой формы, диаметр вскрытой части которого составляет 1200-1300 м. На месторождении были проведены поисково-оценочные работы с проходкой штольни и скважин (Штерн, Рузаев, 1981), с использованием материалов которых приводится дальнейшая характеристика гранитов.

В разрезе интрузив представляет собой купольную структуру с пологой кровлей сложной формы. Рудоносными являются шеелитоносные грейзены. Основная часть штока (главная фаза) в апикальной части представлена средне-крупнозернистыми порфировидными грейзенизированными гранитами (рис. 11), постепенно сменяющимися на глубине двуслюдяными средне- и мелко-среднезернистыми гранитами. Во вторую фазу формировались жилы и дайки аплитовидных гранитов, а позднее – кварц-турмалиновые жилы. На граниты наложена грейзенизация вплоть до образования кварц-мусковитовых грейзенов, играющих роль вмещающей среды в процессе рудообразования. Степень грейзенизации постепенно убывает вглубь массива при удалении от контакта с роговиками.

Граниты порфировидные средне-крупнозернистые мусковитовые вскрыты в апикальной части Джулалинского штока. Мощность их неодинакова и зависит от структурного положения (крупные и мелкие купола, трещинные зоны), ориентировочно колеблется от первых десятков до 100 и более метров. Породы имеют неравномернозернистую порфировид-

ную гранитовую структуру с участками микролепидогранобластовой и гипидиоморфнозернистой. Состав: кварц – 25-30 % до 50%, плагиоклаз – до 30 %, микропертит – 20-30 %, мусковит – 10-20 %, турмалин – 5-10 %. Повсеместно отмечается апатит, из рудных минералов – шеелит, пирит, халькопирит, лейкоксен, в виде незначительной примеси – единичные зерна топаза. Кварц образует ксеноморфные зерна (0,1-0,5 мм до 2-5 мм), развивающиеся как в результате грейзенизации, так и являющиеся реликтами исходной породы. Часто кварц корродирует и псевдоморфно замещает полевые шпаты. Плагиоклаз образует таблички и призматические зерна (0,2-0,5 мм), нередко нацело замещенные кварцем и мусковитом. Обычно альбитизированы, часто с пертитовыми двойниковым прорастанием альбита по калишпатам. Мусковит образует пластинки, распределен неравномерно в виде концентрированных скоплений и приурочен к ослабленным зонам, нередко корродирует или замещает полевые шпаты.

Граниты порфировидные средне-крупнозернистые двуслюдяные располагаются на более глубоких горизонтах и являются переходными, с одной стороны к биотитовым разностям, с другой - к мусковитовым. Предполагаемая мощность их на отдельных участках составляет до 100 м. Породы по составу близки к вышеописанным мусковитовым гранитам, отличаясь появлением биотита (до 5 %) и пониженным содержанием кварца (до 20 %) и турмалина (до 5 %).

Довольно часто устанавливается зональный характер метасоматического замещения полевых шпатов и слюд. Замещение калишпатов альбитом происходит во внутренних частях фенокристаллов, видимо, через ослабленные зонки на границе этих кристаллов (скопление слюд и т.д.) по микротрещинам, где наблюдаются оторочки калишпата. Здесь же развивается мусковит по биотиту. Порфировидные мусковитовые граниты в зонах интенсивной трещиноватости претерпели максимальный метасоматоз. В результате сформировались кварц-шеелит-вольфрамитовые жильные зоны. Они образуют согласные с жилами полосы мощностью от 10 до 20-30 м и более интенсивно грейзенизированных гранитов и выделяются по осветленному фону пород с желтоватым оттенком в зонах интенсивной трещиноватости с многочисленными плоскостями скольжения. Породы характеризуются повышенным содержанием шеелита, апатита, сульфидов меди, пирита, эпигенетических окислов меди, железа, марганца, а также вторичных минералов урана. Контакты с окружающими породами постепенные. За счет метасоматических преобразований вышеописанных гранитов происходит частичная перекристаллизация пород, замещение одних минералов другими. Граниты приобретают облик гранит-порфиров, что сближает их по облику с гранитоидами «Молибденового штока» Калгутинского месторождения. В отличие от обычной ситуации, когда порфиры слагают эндоконтактовые зоны массивов по причине быстрой кристаллизации магмы вблизи контактов с «холодными» вмещающими породами, в массиве Джулалю, по данным картирования в подземных горных выработках, они развиты в основном во внутренних частях купольных структур. Объяснением этому, видимо, является обогащение купольных частей массива летучей фазой, которая способствовала понижению температуры кристаллизации расплава, формированию относительно крупнозернистых структур и последующей грейзенизации пород.

Гранит-порфиры средне-мелкозернистые также разделяются по степени грейзенизации. Более грейзенизированные породы располагаются в апикальных частях купольных структур, менее грейзенизированные – ниже грейзенизированных, мусковитых гранитов. Границы их нечеткие, переходы постепенные. Интенсивность грейзенизации уменьшается с глубиной. Под микроскопом в породах наблюдается гипидиоморфнозернистая структура, разнозернистая порфировая текстура. Главными минералами являются плагиоклаз, калишпат, кварц и биотит. Плагиоклаз представлен альбитом, образует призматические кристаллы часто зонального строения за счет серицитизации центральных частей зерен. Калишпат в крупных фенокристаллах (1-2 см), повсеместно альбитизирован – переходит в антипертит

с изометричными прорастаниями кварца в виде мелких округлых зерен по границам плагиоклаза и калишпата. Размер кварцевых зерен до 2-3, редко до 5 мм. Кварц – от полупрозрачного до прозрачного с фиолетовым оттенком. Биотит присутствует в виде реликтов – в виде мелких полностью хлоритизированных и мусковитизированных листочков с мелкими выделениями магнетита, иногда карбоната по спайности.

Процессы грейзенизации на глубине выражены слабо. При приближении к контакту первичная структура затушевывается из-за образования кварц-мусковитового лепидогранобластового агрегата. Порода принимает порфировидный облик за счет выделений реликтов плагиоклаза и разрастающихся изометричных образований кварца. Калишпат наиболее подвержен замещению. Турмалин образует структуры прорастания между зернами плагиоклаза и калишпата, имея при этом коррозионные взаимоотношения.

Среди акцессорных минералов в гранитах отмечаются циркон, монацит, апатит; среди пневматолитовых – мелкие зерна гранатов, топаза; среди рудных – мелкие зерна шеелита, изредка – вольфрамита (гюбнерита) и пирита.

Низкотемпературные изменения в породах выражаются хлоритизацией по биотиту, серицитизацией по мусковиту и полевым шпатам, выделением по биотиту рутила, сфена; образованием карбоната (анкерита).

Лейкократовые мелко-среднезернистые турмалин-мусковитовые граниты выделяются вдоль северного и южного эндоконтактов Джулалинского штока, а также в центральной его части. Они слагают приконтактовые части штока в виде линзовидных покрышек и перемежаются с гранит-порфирами. В центральной части штока эти граниты выделяются в аналогичные тела более мелких размеров. Макроскопически они обогащены мусковитом и повсеместно пропитаны гидроокислами марганца. В центральной куполовидной части штока они несут слабое вкрапленное шеелитовое оруденение, тогда как на склонах купола – совершенно безрудные. В шлифах они определены как неравномернозернистые мелкозернистые метасоматиты состава: кварц (полупрозрачный) – 30-50 %, альбит – 40-50 %, мусковит – 10-20 %, турмалин – до 5 %, апатит – до 1-2 %. Кварц образует пятнистые скопления зерен до 1-2 мм, встречаются реликты альбитизированного калишпата размером до 2 мм. Мусковит образует скопления табличек в интерстициях альбита и кварца. Турмалин так же образует скопления игольчатых агрегатов размером 1-2 мм, апатит распределен неравномерно, но повсеместно, в виде зерен 1-2 мм. Судя по шлифам степень грейзенизации гранитов высокая, но они не несут высоких концентраций вольфрама и его спутников.

Аплитовидные граниты (аплиты) играют подчиненную роль в строении Джулалинского гранитного штока. Контакты с вмещающими породами довольно четкие с переходной зоной мощностью до первых сантиметров. В этой части жил, дайкообразных тел граниты имеют порфировидную гипидиоморфнозернистую структуру, массивную текстуру. Разноориентированные фенокристы полевого шпата из вмещающих порфировидных гранитов часто распространяются в зону контакта и далее к центральной части тел, но в меньшем количестве, что предположительно дает основание говорить, что первоначальным субстратом этих пород являлись вмещающие порфировидные граниты, которые за счет метасоматической проработки преобразованы в аплиты и метасоматиты.

Под микроскопом аплиты представляют собой грейзенизированные лейкократовые-микрограниты с реликтовой микрогранитовой структурой (микролепидогранобластовой), текстура пород массивная. Состав пород: плагиоклаз – около 30 %, калиевый полевой шпат – 30-35 %, кварц – 30-35 %, мусковит и биотит (?) – около 10 %.

Морфология тел аплитов – жилоподобные образования с многочисленными апофизами и разветвлениями. В основном они крутопадающие, связанные с этими системами трещиноватости. Наблюдаются пережимы и раздувы, объясняемые, видимо, степенью первичной трещиноватости. Такие тела прослеживаются по простиранию до 20 м.

Дайкообразные тела и жилы аплитов распространены как в роговиках кровли Джулалинского гранитного массива, так и в апикальной его части в зоне грейзенизации гранитов.

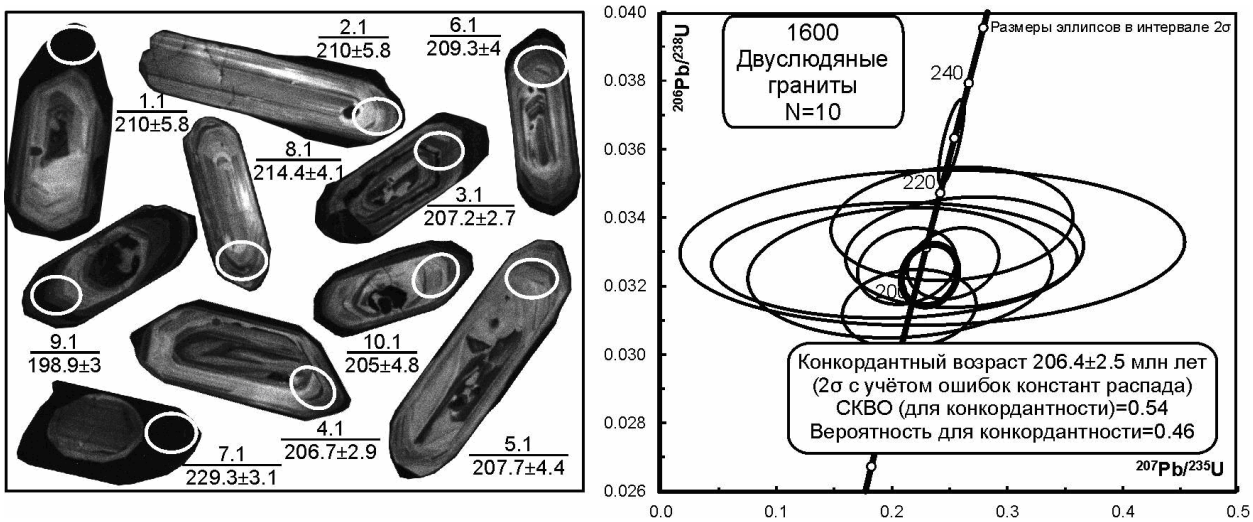

Рис. 12. КЛ изображения и U-Pb возраст циркона из гранитов массива Джулалю (отбор пробы Н.И. Гусев, аналитик П.А. Львов).

Среди роговиков они выделяются на западном и юго-западном флангах участка и представлены сериями субпараллельных сближенных и радиально расходящихся тел, отражающих своеобразную купольную структурно-тектоническую обстановку строения.

Кварц-турмалиновые жилы сложены кварцем (от 50 до 95 %) и турмалином (от 5 до 50 %). В ряде случаев в них устанавливается структура первичных пород. Отмечаются реликты порфиробластов полевого шпата и вкрапленники кварца. За редким исключением, контакты кварц-турмалиновых метасоматитов, так же, как и аплитов, часто сопровождаются турмалиновыми оторочками, имеющими четкие границы, вдоль экзоконтактов отмечаются слабо выраженные оторочки полевых шпатов, реже кварца.

Возраст гранитов Джулалю был определен U-Pb методом по циркону из двуслюдяных гранитов (рис. 12) из обнажения восточнее устья штольни (т. пр. 1600). Преобладающий циркон из гранитов массива Джулалю представлен призматическими кристаллами с КУ 2,6–4 и характеризуется средним содержанием U 240 г/т, Th 110 г/т, Th/U 0,57. Встречаются зерна в краевых частях с высоким содержанием U 1420 – 5230 г/т и, как следствие, с низким отношением Th/U 0,04 – 0,16, что связано с вторичными изменениями, вероятно, в процес-

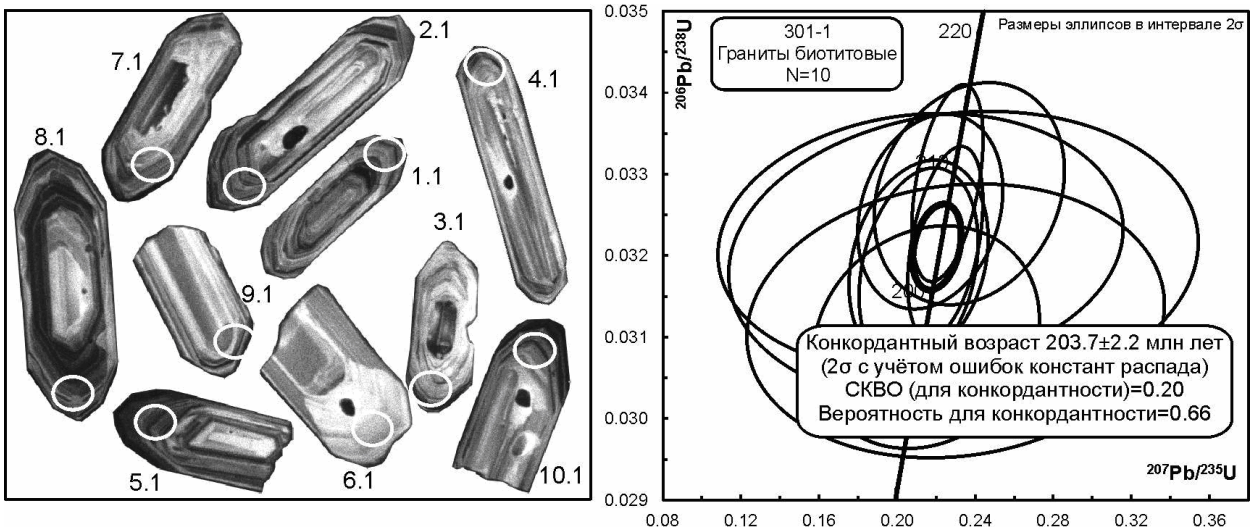

Рис. 13. КЛ изображения и U-Pb возраст циркона из гранитов-порфиров западной части Орочаганского массива в верховьях р. Коксу по ее левому притоку р. Кошбулак (отбор пробы С.В. Сарина, изотопный центр ВСЕГЕИ, аналитик П.А. Львов).

се грейзенизации гранитов. Конкордантное значение возраста по 8 измерениям составило 206.4±2.5 млн лет (поздний триас), весьма близкое к возрасту крупновкрапленниковых гранит-порфиров дополнительных интрузий («Молибденовый шток») Калгутинского рудного поля.

Близкие по возрасту биотитовые граниты установлены в западной части Орочаганского массива в верховьях р. Коксу по ее левому притоку р. Кошбулак (рис. 13). В шлифах они подобны крупновкрапленниковым гранит-порфирам Молибденового штока Калгутинского месторождения (Гусев, 2011) и характеризуются бластопорфировой структурой на фоне аплитовой основной массы пород, содержащей решетчатый микроклин. Фенокристы представлены крупными призматическими выделениями олигоклаза An_{20} (35 %), часто зональными с соссюритизированными ядрами, округлыми и вытянутыми зернами кварца (25 %), изометричными - пертитового калишпата (30%). Часто краевые части выделений полевых шпатов содержат «нерастворенные» мелкие зерна кварца основой массы породы. Порфировые выделения биотита, плеохроирующего в коричневых тонах (7 %), часто хлоритизированы (2 %) и мусковитизированы (1 %). С биотитом ассоциируют выделения апатита, ортита, эпидота и циркона. Встречаются также самостоятельные чешуйки мусковита.

Циркон в крупновкрапленниковых гранитах на с-з Орочаганского массива (рис. 13) имеет призматический габитус и характеризуется сочетанием тонкоритмичной осцилляторной и секториальной (точка 6.1) зональностей. В точках измерений циркон характеризуется довольно ровными содержаниями $U_{ср}$ 460 г/т, $Th_{ср}$ 216 г/т, Th/U 0,66, за исключением черной каймы в точке 8.1 с высоким содержанием U 1949 г/т. Полученный по 10 измерениям конкордантный возраст 203.7±2.2 млн лет принимается как возраст кристаллизации гранитов.

Сравнительный анализ геохимии и изотопии раннедевонских и позднетриасовых гранитоидов

Для анализа геохимических особенностей использованы данные только по надежно датированным породам. Согласно петрохимическим параметрам (Frost et al., 2001), и девонские, и триасовые гранитоиды относятся к магнезиальным и плюмазитовым (ASI 1,04-1,60) и в большинстве относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 13).

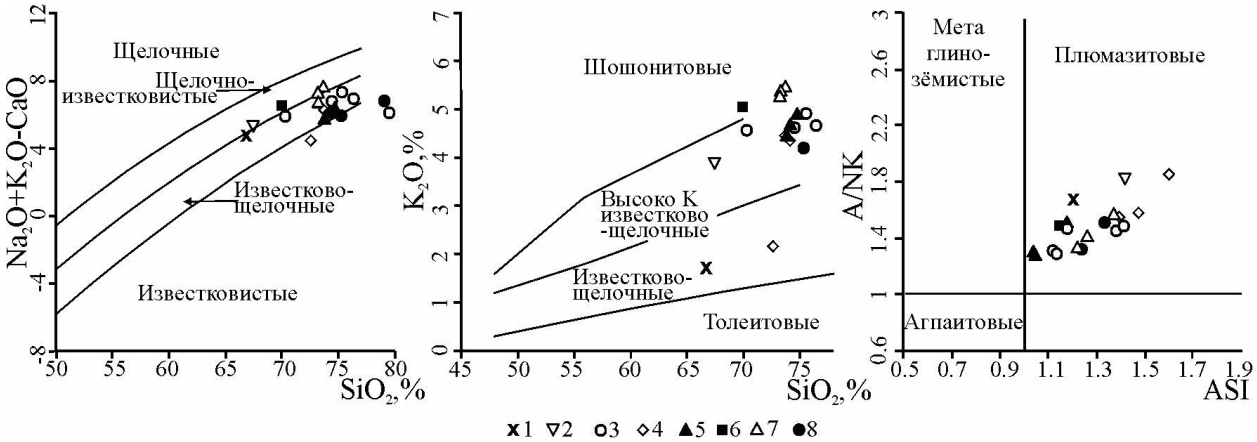

Рис. 14. Петрохимические диаграммы раннедевонских и позднетриасовых гранитоидов.

1 – 4 – ***раннедевонские гранитоиды рахмановского комплекса***. Первая фаза: 1 – кварцевые диориты Рахмановского плутона; 2 – гранодиориты Ильдегемского штока; граниты и лейкограниты второй и третьей фазы: 3 - Акалахинскогоплутона; 4 – Ильдегемского штока; 5 – 8 – ***позднетриасовые граниты чиндагатуйского комплекса***. Первая фаза: 5 – биотитовые граниты главной фазы Калгутинского плутона. Вторая фаза – крупновкрапленниковые гранит-порфиры: 6 - Орочаганского массива; 7 – «Молибденового штока» в Калгутинском рудном поле; 8 – Джулалинского штока.

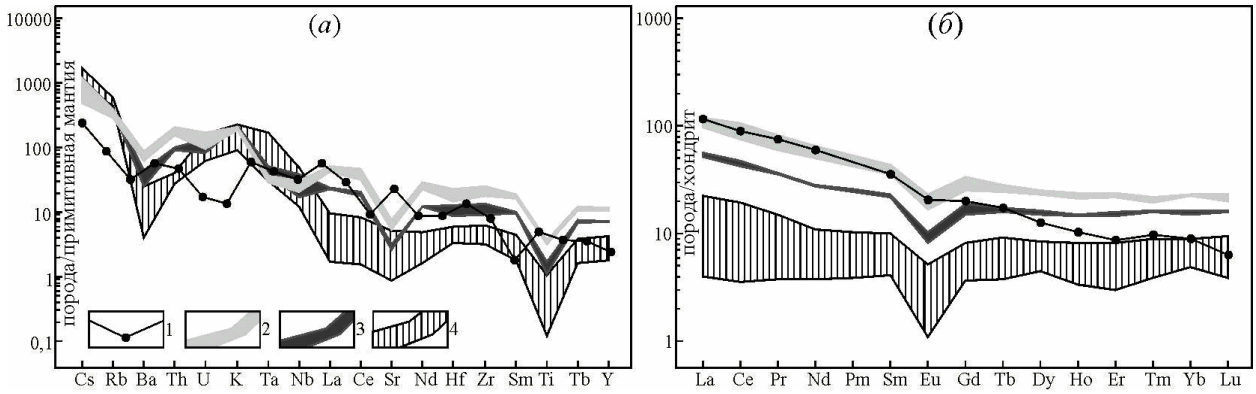

Рис. 15. Мультиэлементные диаграммы для раннедевонских гранитоидов.
1 – кварцевые диориты Рахмановского плутона, 2-4 –Акалахинский плутон: 2 – биотитовые граниты, 3 – двуслюдяные граниты, 4 – мусковитовые турмалиновые лейкограниты.

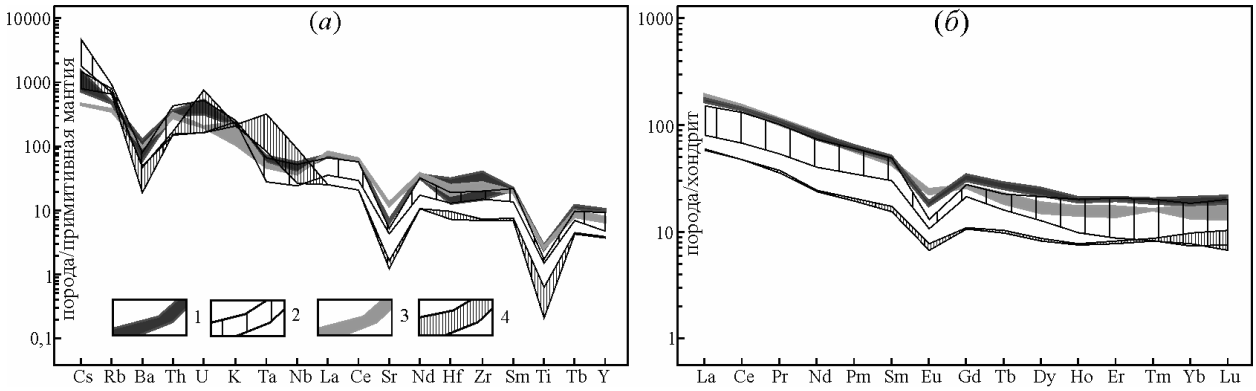

Рис. 16. Мультиэлементные диаграммы для позднетриасовых гранитоидов.
1, 2 – Калгутинский плутон: 1 – биотитовые граниты главной фазы; 2 – крупновкрапленниковые гранит-порфиры «Молибденового штока»; 3 – крупновкрапленниковые гранит-порфиры Орочаганского массива. 4 – граниты вольфрамоносного штока Джулалю.

Низкокалиевыми являются кварцевые диориты Рахмановского плутона и гранодиориты Ильдегемского штока. К избыточно калиевым (шошонитовым) относятся триасовые крупновкрапленниковые гранит-порфиры «Молибденого штока» и Орочаганского массива. Наиболее низкая глиноземистость отмечается в биотитовых гранитах главной фазы Калгутинского плутона (ASI 1,04–1,18), наиболее высокая – в лейкогранитах Ильдегемского массива (ASI 1,40 – 1,60).

Кварцевые диориты Рахмановского плутона обеднены Cs, Rb, при нормализации на состав примитивной мантии выражены отрицательные аномалии K, U, Sm и положительные аномалии Th, Sr, La, Ti, отсутствует деплетированность пород Ta и Nb, характерная для субдукционного магматизма. В распределении РЗЭ (сумма РЗЭ 135 г/т) Eu-минимум проявлен слабо (Eu/Eu* 0,78), но отчетлива выражена деплетированность тяжелыми РЗЭ ($(La/Yb)_N$=12,2).

В гранитах проявлены положительные аномалии K, Cs, Pb, а в лейкогранитах, кроме того, еще U и P. Резко проявлен дефицит Ba,Sr, Ti, но,как и в кварцевых диоритах, не выражены отрицательные аномалия Ta и Nb.

По содержанию легких РЗЭ кварцевые диориты и граниты полностью перекрываются. Суммарное содержание РЗЭ около 150 г/т в биотитовых гранитах и уменьшается до 33–16г/т в мусковит-турмалиновых лейкогранитах. При этом графики распределения РЗЭ остаются конформными (рис. 15б) и постепенно становятся более симметричными за счет убывания степени фракционированности РЗЭ ($(La/Yb)_N$ уменьшается от 4,54 до 1,29) и увеличения Eu-минимума (Eu/Eu* 0,58-0,22). Для позднетриасовых гранитов на фоне отчетливо выраженных «трогов» по Ba, Sr и Ti (рис. 16) проявлены положительные аномалии U и

Изотопный состав неодима и стронция раннедевонских
и раннетриасовых гранитоидов

№ пп.	№ проб	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM-2St)$	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\varepsilon_{Sr}(T)$
1	103-1	5.106	25.440	0.1213	0.512465	0.6	1122	46.50	175.90	0.7643	0.712435	55.99
2	9-1	0.96	3.755	0.1546	0.512535	0.2	1156	85.79	79.08	3.1412	0.728199	78.71
3	5-1	0.796	4.800	0.1003	0.512377	-0.01	1173	154.00	37.72	11.8570	0.756261	-247.88
4	92	3.58	15.05	0.1438	0.512522	0.5	1128					
5	1616	0.924	2.946	0.18960	0.512581	-0.7	1240	215.90	15.09	42.3930	0.964065	85.80
6	1610	4.696	22.960	0.12530	0.512357	-1.8	1314	190.70	169.40	3.2598	0.727617	68.17
7	301-1	5.179	31.020	0.10090	0.512532	0.4	966	228.90	232.60	2.8455	0.713170	9.34
8	1600	2.156	10.620	0.12280	0.512407	-2.6	1217	360.20	27.93	37.6870	0.822812	116.79
9	1-277	6.57	31.900	0.1245	0.512442	-1.9	1164					
10	1-278/1	0.73	2.990	0.1471	0.512313	-5.1	1420					
11	1-259	7.06	34.600	0.1233	0.512351	-3.7	1308					
12	5-446	1.56	5.835	0.1621	0.51235	-4.7						
13	1-269	6.78	33.200	0.1234	0.512280	-5.1	1423					
14	1-262/3	2.05	9.310	0.1330	0.512373	-3.5	1293					
15	5-447	0.16	0.437	0.2246	0.512450	-4.4						

Примечание. 1-6 гранитоиды раннего девона (420-410 млн лет), 7-15 – раннего триаса (204-200 млн лет). 1-3 – Рахмановский массив: 1 – кварцевые диориты; 2 – гранодиориты; 3 – граниты; 4, 5 – Акалахинский массив: 4 – двуслюдяные граниты; 5 – турмалин-мусковитовые лейкограниты; 6 – граниты Ильдегемского массива; 7 – крупновкрапленниковые гранит-порфиры Орочаганского массива; 8 – граниты штока Джулалю; 9 – биотитовые граниты главной фазы Калгутинского плутона; 10-15 – восточно-калгутинский комплекс: 10–13 – эльваны; 14, 15 – калгутиты. Анализы 9-15 заимствованы из работы (Анникова и др., 2006).

Та, особенно контрастные в гранитах массива Джулалю. Содержание РЗЭ в гранитах главной фазы Калгутинского плутона выше, чем в раннедевонских гранитоидах (сумма РЗЭ 194 – 212 г/т), причем по содержанию легких РЗЭ они перекрываются с гранит-порфирами Орочаганского массива. Отличия наблюдаются в величине Eu-минимума (Eu/Eu* 0,46-0,47 в гранитах Калгутинского против 0,62–0,75 в гранит-порфирах Орочаганского массива), а также в степени фракционированности расплавов ($(La/Yb)_N$= 7-6 в Калгутинскомплутоне и 10-12 в Орочаганском) за счет более низкого содержания тяжелых РЗЭ. Граниты Молибденового штока более дифференцированы, в них ниже сумма РЗЭ (108 – 182 г/т), «глубже» Eu-минимум (Eu/Eu* 0,33-0,44), а также степень фракционированности РЗЭ ($(La/Yb)_N$= 4,05 - 15,64).

Более продвинутыми дифференциатами являются вольфрамоносные граниты Джулалю: сумма РЗЭ 68,8 г/т и до 102,12 г/т в грейзенизированных разностях. Характерен умеренно проявленные Eu-минимум (Eu/Eu* 0,52-0,57) и степень фракционированности РЗЭ ($(La/Yb)_N$= 5,63-7,15). Наиболее глубокими дифференциатами являются онгониты и калгутиты в дайках восточно-калгутинского комплекса.

Изотопия Sm, Nd, Rb, Sr. В Рахмановском массиве кварцевые диориты характеризуются величиной $\varepsilon_{Nd}(T)$ +0,6, которая понижается в гранитах до нулевых величин (табл.), что указывает на участие ювенильного вещества в магмообразовании. Граниты Акалахинского плутона имеют примерно такие же значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ +0,5 в двуслюдяных гранитах и -0,7 в турмалин-мусковитовых. Несколько ниже величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ -1,7 в гранитах Ильдегемского массива. В раннетриасовых гранит-порфирах Орочаганского массива величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ +0,4, в гранитах главной фазы Калгутинскогоплутона – -1,9, Джулалинского массива – -2.6. Эльваны и калгутиты восточно-калгутинского комплекса имеют более низкие величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -3,5 до -5,1. Nd-модельный возраст протолита T_{Nd} (DM-2)для гранитоидов рахмановского комплекса находится в диапазоне от 1,12 до 1,17 млрд лет. Среди триасовых гранитов величина T_{Nd}(DM-2) примерно такая же в главной фазе Калгутинского плутона – 1.16 млрд лет, несколько ниже в Орочаганском массиве – 0,97 млрд лет, несколько выше в Джулалинском массиве – 1,22 млрд лет. Заметно более древний модельный возраст протолита T_{Nd} (DM-2) 1,29–1,42 млрд лет наблюдается в эльванах и калгутитах, что, с учетом роста отрицательных величин $\varepsilon_{Nd}(T)$, видимо, отражает увеличение доли корового материала при формировании магматических очагов.

Заключение. Девонские и триасовые гранитоиды имеют гораздо больше сходных признаков, чем отличий, что, вероятно, связано с одним и тем же субстратом при образовании магматических очагов в раннем девоне и раннем триасе. Одним из критериев различия могла бы быть морфология или северо-восточная ориентировка массивов, если судить по Калгутинскому плутону и северо-восточному простиранию даек восточно-калгутинского комплекса. Однако на примере Ильдегемского штока округлые очертания не являются исключительным признаком позднетриасовых гранитов.

Наиболее кислые разности раннедевонских и позднетриасовых гранитов имеют очень сходные характеристики, начиная от внешнего вида пород до геохимических параметров. Небольшие отличия наблюдаются только в гранит-порфировом облике (крупновкрапленниковые гранит-порфиры) триасовых гранитоидов.Тем не менее по сравнению с девонскими триасовые граниты при одном и том же содержании SiO_2 74 % в 4-5 раз богаче Mo, Cu, Sb, в 2-3 раза – Be, W, Li, Zn, U, Th, в 1,5-2 раза – Mn, Rb, Nb, Ta, Cs, Ba, Bi. На примере Калгутинского плутона (Гусев, 2011б) можно предположить, что наиболее богатое редкометалльное оруденение формируется при наложении триасовых магматических очагов на ранее существовавшие девонские.

По результатам изотопно-геохимических исследований гранитоидов может быть сделан важный практический вывод. Возраст гранитов Джулалинского месторождения – позднетриасовый, граниты принадлежат чиндагатуйскому комплексу. Аналогичный возраст имеют граниты в западной части Орочаганского массива. Большинство массивов крупно-

порфировидных биотитовых и двуслюдяных гранитов вблизи Джулалинского интрузива (Акалахинской, Ильдегемский массив и, вероятно, другие), считавшиеся ранее юрскими гранитами чиндагатуйского комплекса, имеют раннедевонский возраст и относятся к рахмановскому комплексу. Они специализированы на вольфрамовое шееелитовое оруденение и малоперспективны на редкометалльные руды. Исключением являются биотитовые крупновкрапленниковые граниты в западной части Орочаганского массива (т. н. 301 в верховьях р. Коксу по ее левому притоку р. Кошбулак), которые относятся ко второй фазе чиндагатуйского комплекса и имеют возраст 203,7±2,2 млн лет, совпадающий с возрастом «Молибденовго штока» и даек эльванов и калгутитов восточно-калгутинского комплекса в Калгутинском рудном поле. Следует отметить, что на граниты первой (главной) фазы Калгутинского массива граниты массива Джулалю и западной части Орочаганского массива не похожи. В отличие от детально опоискованной территории района месторождения Джулалю, западная часть Орочаганского массива перспективна для поисков Li-F гранитов и связанного с ними редкометалльного оруденения, что требует проведения там детального картирования с целью разграничения девонских и триасовых гранитов.

Литература

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы. – Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, с. 1157-1178.

Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Крук Н.Н. и др. Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для Госгеолкарты-1000 (по результатам работ за период с 1.01.1999 г.- 31.12.2001 г.). В 2-х томах. Новосибирск, ФГУ «КТФГИ», 2002.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XXII, XXVIII. Объяснительная записка. / Сост.: Дмитриева В.К., Волочкович К.Л., Савосина А.К., Шмидт Г.А. – М.: Недра. 1965. – 105 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45-Горно-Алтайск. Объяснительная записка / Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И. и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2011. – 567 с.

Гусев Н.И. Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометалльно-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология рудных месторождений. – 2011а. – 53. –№ 3. – С. 280-296.

Гусев Н.И. Долгоживущие очаговые структуры с редкометалльным оруденением (на примере Калгутинского рудного узла в Горном Алтае) // Редкие металлы: минерально-сырьевая база, производство, потребление. М.: ИМГРЭ. 2011б. С. 49-50.

Гусев Н.И. Раннедевонские вольфрамоносные граниты Юго-Восточного Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат. совещания. Вып. 13. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2015а. - С. 68-70.

Зиновьев В.И., Пешкова А.В., Коновалов В.И., Кулешова Н.Н., Курмей А.Е., Щигрев А.Ф., Колпакова Р.Ф., Гинцингер А.Б., Поспелов А.Г., Юров Л.М. Геологическая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области м-ба 1:500 000 / Под ред. П.В. Алексеева и др., 1973.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео» 2000. 187 с.

Кудрин В.С., Ставров О.Д., Шурига Т.Н. Новый сподуменовый тип танталоносных-редкометалльных гранитов // Петрология. 1994. Т.2. №1. С. 88-95.

Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. – Томск: STT, 2008. 226с.

Сухих Е.Ф. Отчёт Курайской партии о поисковых работах на вольфрам в пределах

плато Укок за 1979-1983 гг. ФГУ КузТФГИ, 1983.

Сухих Е.Ф., Зырянов А.Е. Отчёт о поисковых работах на вольфрам Аргутской геолого-поисковой партии в бассейне рек Жасатер и верхних притоков р. Чуи за 1971-1975 гг. ФГУ КузТФГИ, 1975.

Тимкин В.И., Маслов В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Горного Алтая (междуречье Катуни и Бухтармы). Отчёт Зыряновской партии по результатам геологической съёмки масштаба 1: 50000, проведённой в 1987-1990 гг., Листы М-45-78-В-г, - 78-Г-в, -90-А,-Г. Опытное поле, 1990.

Штерн А.П., Рузаев В.С. Отчет Курайской партии за 1977-1981 годы о детальных поисковых и поисково-оценочных работах на вольфрамовое оруденение в пределах участка Джулалю. – п. Курай, 1981 г.

Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, № 11. – P. 2033–2048.

Cai C., Sun M., Yuan C. et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China // Lithos. 2011. V. 127. P. 261- 281.