

БЕЛОКУРИХИНСКИЙ КОМПЛЕКС АЛТАЯ: СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Е.М. Табакаева

Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

Схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) до сих пор оставляют нерешёнными немало вопросов, ответы на которые либо отсутствуют, либо дискуссионны. Это обусловлено, прежде всего, тем, что: 1) существует проблема выделения необоснованно большого числа комплексов при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50000, 2) недостаточно фактических данных об отдельных магматических образованиях, 3) имеются противоречивые точки зрения на природу, эволюцию, возраст, состав, геодинамическую позицию региональных метаморфических и магматических подразделений. Решение этих вопросов возможно при выявлении связи выделенных магматических комплексов друг с другом и определении, маркерами каких геодинамических событий они являются и какие особенности глобальных структур они отражают (Обновленные схемы..., 2007). В статье представлены данные, обосновывающие объединение в единый комплекс многочисленных интрузивов, ранее относившихся к различным комплексам: белокурихинскому, айскому, теранджикскому, атуркольскому, тархатинскому, синюшинскому и др.

Габбро-гранитоидные массивы белокурихинского комплекса распространены в пределах Ануйско-Чуйской, Талицкой, Бийско-Катунской, Балхашско-Садринской, Телецко-Чулышманской, Холзуно-Чуйской структурно-формационных зонах Горного Алтая. Интрузивы белокурихинского комплекса встречаются также в Рудно-Алтайской структурно-формационной зоне (Тигирекский, Саввушинский и другие массивы) и в Салаире (интрузии ранее выделявшегося жерновского комплекса).

Объём и состав белокурихинского комплекса в ходе его изучения значительно менялся, что отражает этапы обновлявшихся представлений на историю развития региона, объёма и положения его в общей структуре Алтая и самого понятия магматического комплекса. История изучения белокурихинского комплекса отражает типичный подход к выделению интрузивных комплексов при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000. Ситуация усугубляется также и тем, что на территории выходов белокурихинского комплекса съёмочные работы проводили исполнители разных геологических предприятий: Северо-Алтайской (Бийск) и Западно-Сибирской (Елань) экспедиций.

В 1956-1959 годах геолого-съёмочными работами масштаба 1:50000 в пределах изучаемой площади Котковым В.Н. были выделены интрузивные породы двух разновозрастных комплексов: нижнеордовикских гранодиоритов и нижнепермских гранитов (Белокурихинский массив). По результатам групповой геологической съёмки в 1982-1986 годах Коржневых В.Н., Кривчиковым В.А. и др. выделен самостоятельный белокурихинский комплекс пермского возраста. В 1964-1969 годах на соседней площади В.П. Сергеевым в процессе геологической съёмки 1:50000 выделен айский комплекс, который по времени становления близок к белокурихинскому. В последующем эти два комплекса, по существу, образующими единый ареал, рассматривались в качестве самостоятельных единиц.

В 1995-1997 году для айского сиенит-граносиенит-гранитного комплекса интрузий Владимиром А.Г., Пономарёвой А.П., Шокальским С.П. и др. проведено уран-свинцовое датирование по цирконам для гранитоидов (244-248 млн. лет), а для гранит-лейкогранитового белокурихинского комплекса получены цифры 233-237 млн. лет (Владимиров и др., 1995; Владимиром и др., 1997). Это явилось основанием для выделения двух самостоятельных интрузивных единиц в ранге комплексов в сводке по корреляции магматических

комплексов западной части АССО (Шокальский и др., 2000): айского сиенит-граносиенит-лейкогранитового (T_1) и белокурихинского гранит-лейкогранитового (P_2-T_1).

В 2006 году И.С. Дубининым при изучении редкоземельного состава Сростинского гранитоидного массива, показанного на геологических картах как сателлит Белокурихинского плутона, предпринята попытка сравнения этого массива с белокурихинским и айским комплексами (Дубинин, 2006). Такое сравнительное изучение показало, что Сростинский массив по редкоземельному составу и другим геохимическим параметрам не отличим от сравниваемых эталонов – Белокурихинского и Айского.

В новой «Обновлённой схеме межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов АССО и Енисейского края» (Обновленные схемы..., 2007), построенных на поуровневых (поэтапных) геодинамических интерпретациях развития региона, предложено в составе единого белокурихинского комплекса (P_2-T_1) рассматривать и Белокурихинский, и Айский массивы. Кроме указанных интрузивов логично рассматривать в составе единого комплекса также массивы Карагу, Атуркольский, Теранджикский, Тархатинский, Таджилинский, расположенные на юго-востоке Горного Алтая и имеющие близкие возрастные, петрографические и петрогеохимические параметры (Обновленные схемы..., 2007; Гусев и др., 2008).

Петротипом белокурихинского комплекса считается одноименный массив. Гранитоиды Белокурихинского плутона площадью около 500 км² развиты в междуречье Ануй-Песчаная и включают восточную часть петротипического Белокурихинского массива одноименного очагового ареала и более мелкие Осокинский, Сосновский, Точильный, Курановский штоки. В составе Белокурихинского массива выделяются три фазы внедрения: 1) меланограниты, гранодиориты; 2) биотитовые граниты; 3) биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты. Жильные образования представлены аплитовидными гранитами, аплитами, пегматитами, редкими дайками гранит-порфиров (Гусев и др., 2008).

Петротипический *Белокурихинский массив* в структурно-тектоническом плане приурочен к одноименному тектоническому блоку, сложенному метаморфитами протерозоя, и одновременно прорывает тектонически сопряженные с ними вулканогенно-осадочные отложения кембро-ордовика и карбонатно-терригенные – нижнего девона. Бурением гранитоиды комплекса установлены под покровом палеоген-четвертичных отложений Бийско-Барнаульской впадины (Госуд. геол. карта..., 2000). По результатам моделирования, проведенного В.Л. Хомичевым и О.Г. Садуром в СНИИГГиМС, в магнитном поле гранитоиды оконтуриваются двумя аномальными зонами – Западно-Белокурихинской и Восточно-Белокурихинской с градиентным повышением соответственно 2–3 мЭ/км и 6–10 мЭ/км. Общее градиентное повышение магнитного поля обусловлено магнетитсодержащими гранитами массива, а линейные аномалии, тяготеющие к экзоконтакту, – линейными зонами ороговивания. Массив характеризуется однородным темным фототонном, вызванным залесенностью, положительным рельефом. Форма тела лакколитообразная; по результатам моделирования его мощность составляет 2-3 км, за исключением корневой части (водораздел рек Сосновка и Белокуриха), где она превышает 10 км. Форма контактов извилистая, широко развиты мелкие апофизы с ксенолитами роговиков и кристаллосланцев. Наиболее крутое падение контакта наблюдается между сёлами Дресвянка и Песчаное. К северо-востоку от с. Карпово кровля массива полого погружается в юго-западном направлении, что подчеркивается широким развитием фации мелко- и среднезернистых гранитов и шириной контактового ореола. Наиболее пологий контакт предполагается в бассейне рек Осиновки и Сосновки, где в кристаллосланцах и гнейсах протерозоя широко проявлены контактово-метасоматические изменения и отмечаются мелкие сателлиты массива. В северо-восточном экзоконтакте массива, сложенном кристаллосланцами протерозоя, широко развиты дайки

аплитов, линзо- и жилообразные пегматиты. В центральных частях некоторых тел развиты кварц-слюдистые грейзены, иногда с минерализацией сульфидов и колумбита. Восточная часть массива полого погружается в восточном направлении и во врезам по некоторым речным долинам обнажены сателлиты Белокурихинского массива (Сростинский и другие).

В пределах Белокурихинского плутона выделяется несколько штоков лейкогранитов, относящихся к третьей фазе становления. Ранее было известно 3 таких штока: Точильный, Курановский, Осокинский (Волбенко, Гусев, 2005). Нами выделен четвёртый шток – Черновской, имеющий почти изометричную, округлую форму в диаметре около 1,2-1,3 км. Шток располагается в северной части Белокурихинского плутона и обнажается в обоих бортах р. Черновской. Как и другие штоки, он сложен третьей фазой лейкогранитов и вмещает многочисленные тела пегматитов.

Характерной особенностью массива является наличие многочисленных жил пегматитов субширотного (260-280°) и северо-западного (300-310°) простирания, пространственно тяготеющих к вышеупомянутым тектоническим зонам. При этом наиболее протяженные тела пегматитов характеризуются пологим залеганием. Эти образования имеют резкие контакты с породами главной фазы, выдержаны по простиранию, но незначительны по мощности. Внешние части тел обычно характеризуются мелкозернистой аплитовидной структурой, а внутренние – пегматоидной. В ряде случаев пегматоидный гранит к центру жилы сменяется крупноблоковым микроклином, а затем кварцем. Главными минералами являются кварц, микроклин и мусковит, часто присутствуют турмалин, гранат. В протоловках устанавливается поликраз, колумбит, монацит, берилл, висмутин. Обилие пегматитов, широкое развитие крупнозернистых порфиоровидных разностей с мегакристаллами микроклина, отсутствие зон закалки и мощные контактовые ореолы амфибол-роговиковой фации указывают на то, что формирование комплекса происходило в мезоабиссальных условиях.

Согласно новой шкале геологического времени, среднетриасовый возраст белокурихинского комплекса устанавливается на основании определений U-Pb-методом по цирконам из гранитов второй фазы: 233 ± 12 млн. лет. По валовой пробе из всех разновидностей гранитоидов первой фазы Rb/Sr-метод дает 237 ± 4 млн. лет (Владимиров и др., 1997), возраст лейкогранитов Курановского и Осокинского штоков – $236 \pm 3,3$ млн. лет (Vladimirov et al., 2001).

Айский ареал включает достаточно крупные Айский массив площадью 70 км², Бабырганский массив площадью около 100 км² и три малые интрузии: Айченок, Мохнатая и Типешкинская, закартированные в пределах Каимской тектонической пластины. По геофизическим данным, породы указанных массивов соединяются в единый гипабиссальный плутон. В составе интрузивных массивов выделяются четыре фазы внедрения (Емельянова, Гусев, 2005): 1) монцогаббро, монцониты и меланосиениты; 2) сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты; 3) биотитовые умереннощелочные лейкограниты и умереннощелочные граниты; 4) флюоритсодержащие двуслюдяные умереннощелочные лейкограниты.

Петротипический Айский массив расположен в северной части территории и входит в состав полихронного магматического узла, основной объем которого занимают Бирюксинский и Бабырганский гипабиссальные массивы. В структурно-тектоническом плане он приурочен к Устюбинскому аллохтону и имеет форму трещинной интрузии, конкордантной вмещающей раме. В отличие от девонских, гранитоиды Айского массива характеризуются высокоинтенсивным положительным магнитным полем с аномалиями изометричной формы и повышенной радиоактивностью. Гравитационное поле неоднородное с отрицательными и положительными остаточными аномалиями ($\Delta g_{ост}$), отвечающими полям распространения различных фаз. Формы контактов ровные, иногда заливообразные. Центральная часть массива перекрыта рыхлыми кайнозойскими отложениями. На западном фланге породы прорывают микропегматитовые граниты Бирюксинского массива, которые на контакте перекристаллизованы с возникновением вторичного гранобластового агрегата биотит-

кварц-полевошпатового состава. Юго-восточный и южный контакты массива обнажены фрагментарно, на гребнях водоразделов. Вмещающие венд-нижнекембрийские отложения ороговикованы в амфибол-роговиковой фации и в зависимости от состава исходных пород подразделяются на кварц-кордиерит-биотитовые (по глинисто-алевролитовым породам) и кварц-плагиоклаз-эпидот-актинолитовые (по основным породам). Отмечаются единичные мелкие тела актинолит-гранатовых скарнов. В зависимости от угла падения контактов мощность ореолов варьирует от 0,1 до 1,5 км (Емельянова, Гусев, 2005).

По результатам определения радиологического возраста (уран-свинцовым методом по циркону) сиенитов Айского массива получена цифра в $248,9 \pm 5,7$ млн. лет (Владимиров и др., 1997). Рубидий-стронциевое изотопное датирование лейкогранитов с флюоритом показало более молодой возраст – $244 \pm 4,5$ млн. лет (Крук и др., 1998). Оба определения, согласно новой шкале геологического времени, дают ранне-среднетриасовый возраст.

Атуркольский ареал представлен одноименным массивом в Кабак-Тайгинской зоне разломов Западно-Саянского мегаблока. Некоторыми исследователями (Шокальский и др., 2000) к атуркольскому комплексу отнесен Чульчинский массив в северной части одноименного блока. Атуркольский массив имеет размеры 13×10 км и субизометричную в плане форму, дискордантную по отношению к вмещающим геологическим структурам. В составе атуркольского комплекса С.П. Шокальским (Шокальский и др., 2000) выделяется две фазы внедрения: 1) порфиroidные биотитовые меланограниты, 2) биотитовые и двуслюдяные лейкограниты и умеренно-щелочные лейкограниты. По результатам геолого-съемочных работ (Гусев и др., 1983), массив сложен однородными крупнопорфиroidными биотитовыми, редко – амфибол-биотитовыми, гранитами массивной текстуры, содержащими фенокристаллы микроклина размером до 2-3, иногда до 5 см (нередко с плагиоклазовой оторочкой) и плагиоклаза (олигоклаза) размером до 1-2 см. Количество биотита достигает 5-10%, что позволяет относить данные породы к меланогранитам, в качестве акцессорных минералов широко развиты магнетит (до 7 кг/т), ильменит, турмалин, циркон, ортит, апатит, торит, редко встречаются рутил, флюорит, гранат, молибденит, монацит, ксенотим, корунд. Фиксируются фациальные вариации гранитов до биотитовых крупнопорфиroidных гранодиоритов.

Жильные образования представлены маломощными телами гранит-порфиroidов, аплитов и пегматитов, жилами лейкогранитов (иногда повышенной щелочности), распространенными как внутри массива, так и в его экзоконтактах, где вмещающие породы и кембрия, и девона интенсивно изменены до кордиерит-биотитовых и биотитовых роговиков в ореоле до 3-х км, на юго-западе сливающихся с полем биотитизированных пород, на космостимках соответствующим кольцевой структуре, интерпретируемой как нескрытая интрузия, аналогичная Атуркольскому массиву. Наряду с роговиками, в контакте данного массива с породами самого различного возраста локально развиты пироксен-гранатовые скарны. По результатам изотопного датирования U-Pb методом по цирконам, возраст пород атуркольского комплекса составляет $237,7 \pm 4,4$ млн. лет (Крук и др., 1998).

Теранджикский ареал выделен в виде единственного мелкого одноименного массива и ограниченного количества даек, приуроченных к зоне динамометаморфизма Кубадринского разлома и расположенных в пределах юго-западной периферии Курайского блока. Теранджикский массив имеет форму субизометричного штока размером $2 \times 1,5$ км с незначительным удлинением в северо-западном направлении вдоль зоны разлома. Юго-западный контакт массива тектонический, в других случаях наблюдается ороговикование кристаллосланцев курайского метаморфического комплекса и динамометаморфитов карасуйского комплекса, в юго-восточной части при пологом ($20-30^\circ$) залегании контакта ореол роговиков достигает 200 м.

Внутреннее строение массива характеризуется концентрической зональностью. По данным А.И. Родыгина (1979), Н.И. Гусева (1991), в северо-западной части массива в небольшом объеме развиты породы первой фазы внедрения, представленные среднезернистыми и

средне-крупнозернистыми биотит-пироксен-амфиболовыми монцонитами и монцодиоритами, сменяющимися к юго-востоку пироксен-амфибол-биотитовыми сиенитами, кварцевыми сиенитами и кварцевыми монцодиоритами второй фазы, слагающими также значительную площадь в юго-восточной части массива. Центральная часть штока сложена розоватыми мелкозернистыми биотитовыми и мусковит-биотитовыми гранитами третьей фазы. Н.И. Гусев отмечает значительную изменчивость минерального состава, особенно в породах первой и второй фаз, при этом граница фаз нечеткая и выражена полосой гибридных пород такситового строения шириной около 3-4 м.

Дайковые породы теранджикского возраста представлены шонкинитами, вогезитами, сиенит-порфирами, а также порфирированными трахиандезитами и трахидацитами Кубадринского железорудного поля. Раннетриасовый возраст теранджикского комплекса принят условно в соответствии с корреляцией магматических и метаморфических комплексов западной части АССО (Шокальский и др., 2000).

Тархатинский ареал в виде нескольких мелких массивов выделен на юго-востоке Горного Алтая в восточной периферической части Южно-Алтайской группы блоков и на границе с Кокузекской группой блоков, где локализован петротипический Тархатинский массив. Еще один мелкий массив (Жаньедынгуйский шток) закартирован западнее, в левобережье р. Жасатер, и, по результатам геологосъемочных работ (Лашков, 1963; Бартев, 1973; Иванов и др., 1990), рассматривался в составе чуйского лампрофирового комплекса. По мнению С.П. Шокальского (Шокальский и др., 2000), в составе комплекса выделяется две фазы внедрения; при этом в первую включаются пироксен-биотит-амфиболовые кварцевые монцониты и монцодиориты, а во вторую – высококальциевые микропегматитовые граносиениты и кварцевые сиениты.

Тархатинский массив расположен в бассейне верхнего течения р. Тархаты, где приурочен к зоне Саржемагинского разлома, имеет удлиненную форму, небольшие (около 3 км²) размеры и ориентирован в северо-западном направлении согласно простиранию разлома. В значительной части выходы данного интрузивного штока перекрыты четвертичными отложениями, с северо-востока массив контактирует (возможно, тектонически) с метаморфическими сланцами кокузекского комплекса, а на юго-востоке и на западе прорывает

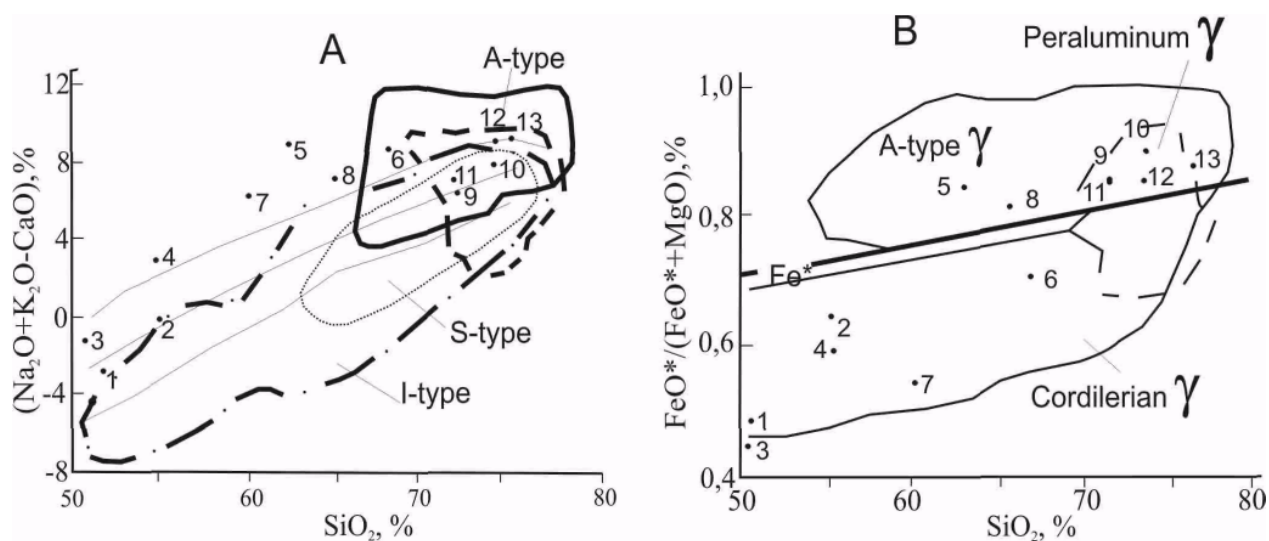


Рис. 1. Диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ и $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ для пород Белокурихинского эталона

Породы Горного Алтая (Айский, Теранджикский, Тархатинский массивы): 1 – монцобаббро; 2 – монцониты; 3 – меланосиениты; 4 – сиениты; 5 – граносиениты; 6 – тоналиты; 7 – граниты; 8 – лейкограниты; 9 – лейкограниты с флюоритом. Дайки: 10 – шонкиниты; 11 – лампрофиры; 12 – лампроиты.

флишоидные терригенные отложения кембро-ордовикской горноалтайской серии. Вмещающие сланцы в ореоле от десятков метров в западном и до сотен метров в юго-восточном экзоконтакте превращены в кварц-биотитовые, кварц-мусковитовые, кварц-кордиерит-биотитовые роговики и гранитизированные ороговикованные породы. Для сиенитов Тархатинского массива методом SHRIMP в Лаборатории ВСЕ-ГЕИ определён абсолютный возраст в 247 ± 5 млн. лет, близкий к сиенитам Айского массива.

Характерной чертой массивов Белокурихинского комплекса является различный эрозионный срез интрузивов (Гусев и др., 2008). Считается, что Белокурихинский массив имеет наименьший уровень среза. Наименьшим эрозионным срезом также обладает Осокинский массив, в пределах которого наблюдаются останцы кровли. Айский массив имеет более глубокий срез, а Теранджикский и Тархатинский массивы показывают ещё более глубокие уровни. Вероятно, по этой причине в каждом из массивов преобладают те или иные породы. Так, в Белокурихинском массиве преобладают граниты и гранодиориты, значительным распространением пользуются лейкограниты и отсутствуют породы более основного состава – габброиды и диоритоиды. Только в этом плутоне получили широкое развитие пегматиты и грейзены. В Айском массиве обнаруживаются породы более глубоких уровней – габброиды, монцонитоиды, сиениты и диоритоиды. Меньшим распространением пользуются граниты и лейкограниты. Теранджикский и Тархатинский массивы характеризуются набором пород ещё большего эрозионного среза – габброидами, монцонитоидами, диоритоидами, сиенитами. В них редки граниты и отсутствуют лейкограниты.

В целях реконструкции палеогеодинамической обстановки часто используют эмпирические характеристические диаграммы. Широкое распространение получила интерпретация геодинамической обстановки на основе установления принадлежности гранитоидов к М, S, I и A типам (Barbarin, 1990; Barbarin, 1999; Chappell, White, 1974; Vigneresse, 2007). На диаграмме, предложенной Б. Фростом и С. Барнсом (рис. 1), возможно разделение гранитоидов А, S и I-типов. В координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ по мере увеличения кремнекислотности наблюдается закономерный тренд пород Белокурихинского комплекса: ранние фазы локализуются за пределами поля I-типа, а поздние фазы тяготеют к полю перекрытия пералюминиевого типа и A-типов гранитов. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (рис. 1) породы ранних фаз Белокурихинского комплекса попадают в поле кордильерского типа гранитов или I-типа, для которых характерна повышенная доля мантийной составляющей. Главную дискриминирующую роль гранитов I и A-типов на этой диаграмме выполняет железистость, которая заметно выше у анорогенных гранитов и ниже у гранитоидов, типичными представителями которых являются граниты известных кордильерских батолитов.

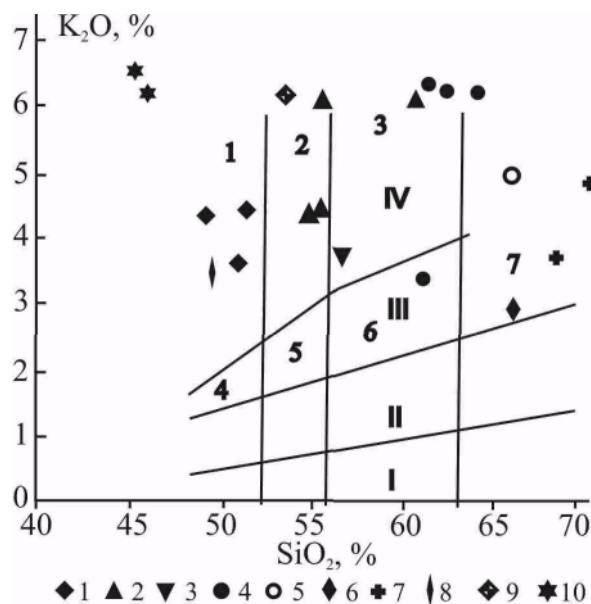


Рис. 2. Диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для пород шошонитовой серии Алтая

Поля пород: 1 – абсарокит; 2 – шошонит; 3 – банакит; 4 – высоко-К базальт; 5 – высоко-К андезибазальт; 6 – высоко-калиевый андезит; 7 – высоко-К дацит (по Rессерилло, Taylor, 1976). Серии пород: I – толеитовая; II – известково-щелочная; III – высоко-К известково-щелочная; IV – шошонитовая. Породы Белокурихинского комплекса (Айский, Теранджикский, Тархатинский массивы): 1 – монцогаббро; 2 – монцониты; 3 – меланосиениты; 4 – сиениты; 5 – граносиениты; 6 – тоналиты; 7 – граниты. Дайки: 8 – шонкиниты; 9 – лампрофиры; 10 – лампроиты.

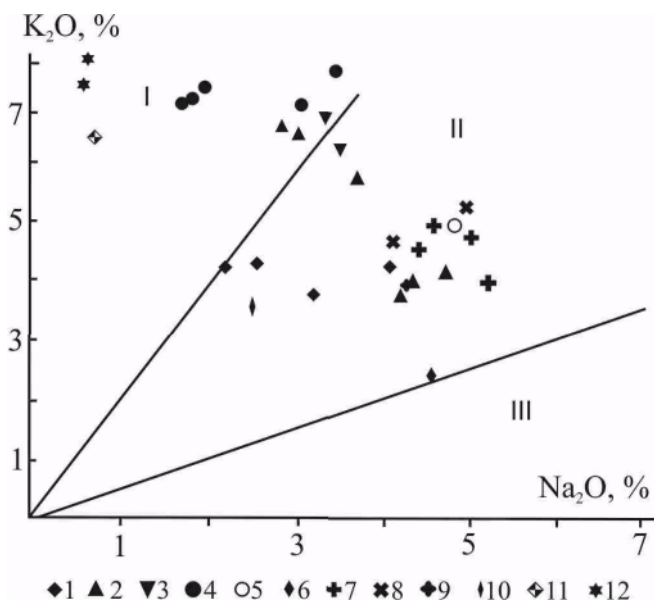


Рис. 3. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ для пород шшонитовой серии Алтая

Поля пород: I – ультракалийевые; II – шшониты; III – известково-щелочные (Turner, 2001). Породы белокурухинского комплекса (Айский, Теранджикский, Тархатинский массивы): 1 – монцогаббро; 2 – монзониты; 3 – меланосиениты; 4 – сиениты; 5 – граносиениты; 6 – тоналиты; 7 – граниты; 8 – лейкограниты; 9 – лейкограниты с флюоритом. Дайки: 10 – шонкиниты; 11 – лампрофиры; 12 – лампроиты.

тов, сформированных в обстановке вулканической островной дуги. Более поздние фазы Белокурухинского эталона попадают в поля А-типа и пералюминиевых гранитов. Кроме того, в целях реконструкции палеогеодинамической

обстановки нами использованы дискриминационные диаграммы, с помощью которых установлена принадлежность большинства пород белокурухинского комплекса к шшонитовому типу. Принадлежность к шшонитовому типу (высоко-Ba-Sr) гранитов интерпретируется как показатель постколлизии обстановки формирования (Tarney, Jones, 1994; Jiang et al., 2002). В координатах $K_2O - SiO_2$ почти все породы попадают в шшонитовое поле, а по содержанию кремнекислоты растягиваются от абсарокитов до банакитов через шшониты (рис. 2). На диаграмме $K_2O - Na_2O$ большая часть составов пород белокурухинского комплекса аналогично попадает в область шшонитов и незначительная часть в поле ультракалийевых пород (рис. 3). По соотношениям редкоземельных элементов в породах белокурухинского комплекса фигуративные точки также попадают в шшонитовое поле (рис. 4).

R.A. Bachelor и P. Bowden для реконструкций палеогеодинамических обстановок формирования породных ассоциаций использовали широкий набор петрогенных компонентов, позволяющих объективно оценивать обстановки генерации гранитоидов (Bachelor, Bowden, 1985). В координатах $R_1 - R_2$ (рис. 5) тренд пород белокурухинского комплекса

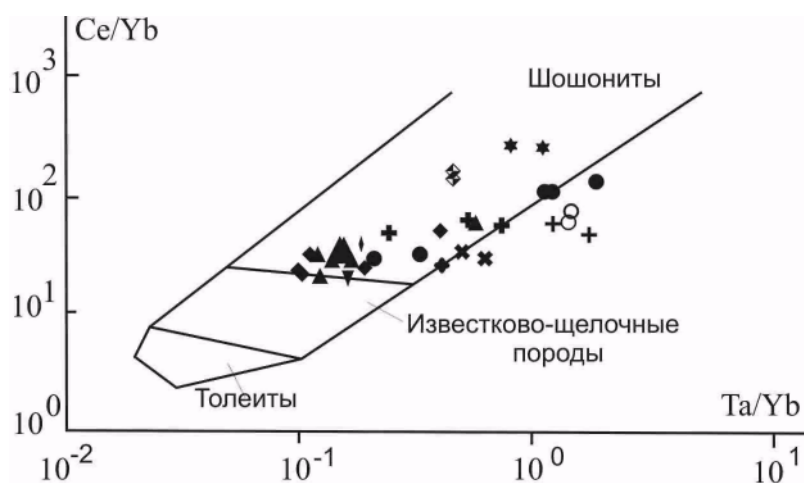


Рис. 4. Диаграмма $Ce/Yb - Ta/Yb$ для шшонитовой серии пород Алтая

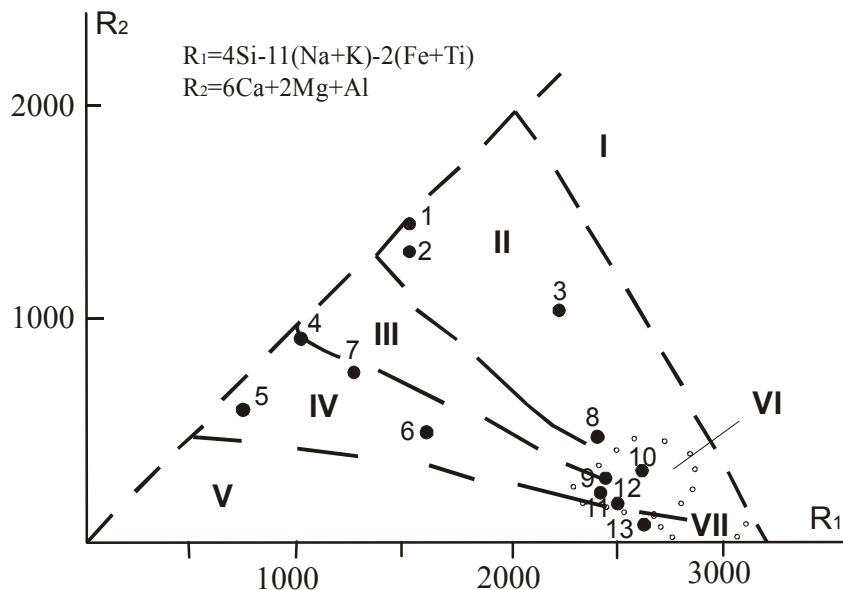
Поля пород выделены по (Pearce, 1982). Остальные условные обозначения как на рис. 3.

выглядит следующим образом: ранние фазы близки к островодужным обстановкам, более поздние фазы к позднеорогенным. Заключительные фазы близки к анорогенным, синколлизии и посторогенным.

Геохимические критерии также являются важными диагностическими параметрами палеогеодинамических реконструкций. Весьма популярна в этом отношении диаграмма К. Конди, построенная на соотношениях рубидия и стронция (рис. 6). В этих координатах

Рис. 5. Диаграмма $R_1 - R_2$ для пород Белокурихинского комплекса

Поля на диаграмме: I – мантийные плагиограниты, II-VII – гранитоиды островодужные (II), столклизонных поднятий (III), позднеорогенные (IV), анорогенные (V), синколлизонные (VI), посторогенные (VII). Породы Белокурихинского комплекса: 1 – габбро; 2 – монцогаббро; 3 – диориты; 4 – монцониты; 5 – сиениты; 6 – граносиениты; 7 – монцодиориты; 8 – гранодиориты; 9 – граниты; 10 – лейкограниты; 11 – граниты умеренно-щелочные; 12 – лейкограниты умеренно-щелочные; 13 – лейкограниты умеренно-щелочные с флюоритом.

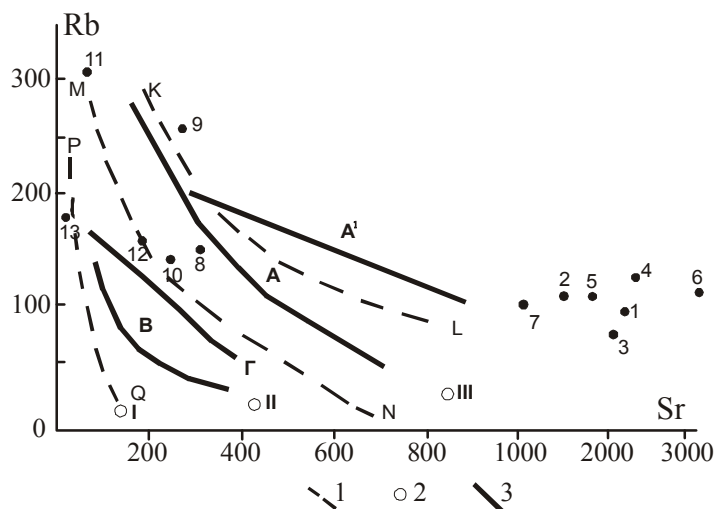


породы Белокурихинского эталона попадают в поле производных магм латитовой и щёлочнобазальтовой. В средней части тренд пород эталона по соотношению рубидия и стронция близок к монцодиоритовому, а в заключительных фазах – близок к андезитовому тренду. Обращает на себя внимание резкое обогащение пород ранних фаз эталона стронцием и заметное его снижение на заключительных фазах при резких колебаниях концентраций рубидия. В координатах Sr – CaO наблюдается аналогичная картина. Если ранние породы массива попадают в поле щелочных пород и близки к среднему составу щелочного базальта, то породы заключительных фаз – к тренду орогенной андезитовой исходной магмы повышенной щёлочности.

Таким образом, ранние фазы близки к островодужным обстановкам, более поздние фазы к позднеорогенным. Заключительные фазы близки к анорогенным, синколлизонным и посторогенным. На дискриминационных диаграммах, предложенных различными исследователями для выделения шошонитовой серии интрузивов, породы айского, теранджикс-

Рис. 6. Диаграмма Rb – Sr (по К. Конди) для пород Белокурихинского комплекса

1 – границы полей производных разных исходных магм: PQ – толеитовой океанической, QPMN – толеитовой континентальной и островодужной, NMKL – орогенной андезитовой и толеитовой повышенной щёлочности, выше KL – латитовой и щёлочнобазальтовой; 2 – средние составы базальтов: I – океанического, II – континентального, III – щелочного; 3 – средние тренды эволюции разных по составу магм: A? – монцодиоритовой, A – тоналитовой (андезитовой), B – островодужной и континентальной-толеитовой. Породы Белокурихинского эталона: 1 – габбро; 2 – монцогаббро; 3 – диориты; 4 – монцониты; 5 – сиениты; 6 – граносиениты; 7 – монцодиориты; 8 – гранодиориты; 9 – граниты; 10 – лейкограниты; 11 – граниты умеренно-щелочные; 12 – лейкограниты умеренно-щелочные; 13 – лейкограниты умеренно-щелочные с флюоритом.



кого и тархатинского комплексов, которые ранее считались самостоятельными, попадают в одно поле, что интерпретируется нами как подтверждение формирования в постколлизивной обстановке. Кроме того, генетическая связь габброидов с гранитоидами подтверждается на геологическом, минералогическом, геохимическом и изотопном уровнях следующими фактами. Гранитоиды слагают единые с габброидами массивы, фиксируемые в геофизических полях целостными локальными аномалиями (Теранджикский, Айский массивы). Все массивы имеют чёткое зональное строение с гранитами в центре и всё более основными породами на периферии, исключая возможность раздельного их образования. Гомодромная последовательность формирования пород не нарушается ни в одном из массивов. Интрузивирование гранитоидами диоритов и габбро не сопровождается закаливанием даже в тонких инъекциях, что говорит о близких P-T-условиях их генерации. Наряду с фазовыми границами между ними наблюдаются и постепенные переходы, что свидетельствует о прямых генетических связях гранитоидов с диоритами и габбро. Дайки второго этапа, отвечающие по составу лампрофирам разного состава, долеритам и диоритам ранних фаз внедрения и несколько обогащённые летучими «гранитофильными» компонентами, внедряются после гранитов массивов, совмещены структурно и во времени с их жильными отщеплениями и имеют с последними сложные взаимосекующие отношения, что свидетельствует об их сопроисхождении в результате одновременного параллельного функционирования сосуществующих в камере массива остаточных расплавов основного, среднего и кислого состава. Геологический возраст у массивов близок и принят позднепермско-раннетриасовым в целом для всего комплекса.

Наиболее информативные темноцветные минералы (роговая обманка, биотит, магнетит) гранитоидов, диоритов и габбро по оптическим показателям и химическим составам на основе микронзондовых анализов или близки, или образуют единую узкую эволюционную группу, знаменующую общность их минералообразующей субстанции (Гусев и др., 2008). Гранитоиды наследуют особенности вещественного состава габбро, что наглядно отражается закономерными линейными петрохимическими трендами, общей сидеро-халькофильной и редкометальной геохимической специализацией, однотипным распределением редкоземельных элементов (Табакаева, 2009).

Данные изотопов стронция и неодима для пород Айского массива указывают на близость к единому мантийному источнику обогащённой мантии типа EM II (Гусев и др., 2008). Первичные отношения изотопов стронция в гранитах главной фазы Белокурихинского массива составляют $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}) = 0,70646 \pm 29$ (Владимиров и др., 2002). Соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в породах айского комплекса варьирует от 0,7052 до 0,7068 (Крук и др., 1998), что также указывает на ювенильный мантийный источник родоначальной магмы и контаминацию коровым материалом. Невысокие значения первичных отношений изотопов Sr (0,7052-0,7068) по граносиенитам Айского массива и положительные значения величины $\epsilon(\text{Nd})_t$ (2,13-2,94) (Владимиров и др., 2002) позволяют исключить участие зрелых коровых субстратов в магмогенерации.

Литература

Владимиров А.Г., Пономарёва А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойско-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т.38, № 4, с. 3-17.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др. Сводный отчёт: «Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000 (по результатам работ за период с 1.01.1999 г. по 31.12.2001 г.). Книга I. «Салаир, Рудный Алтай, Горный Алтай и зона его сочленения с Западным Саяном». – Новосибирск, 2002.

Волбенко Е.В., Гусев А.И. Петрология и рудоносность Белокурихинского плутона // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая», 2005, №2, с. 69-74.

Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность белокурихинского комплекса Алтая: монография. – Бийск: БПГУ им. В.М. Шукшина, 2008. 195 с.

Дубинин И.С. Содержание редких элементов в гранитах Сростинского массива // Алтай: экология и природопользование: труды V российско-монгольской научной конференции молодых ученых и студентов (Бийск, 22 апреля 2006 г.). – Бийск: БПГУ им. В.М. Шукшина, 2006. С. 326-329.

Емельянова Ю.В., Гусев А.И. Петрология и рудоносность интрузий айского комплекса // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая», 2005, № 2, с. 62-68.

Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Алтайская серия. Лист М-45-1. – Санкт-Петербург, 2000. 236 с.

Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарёва А.П. и др. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 8, с. 1072-1084.

Обновлённые схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 280с.

Табакаева Е.М. Петрология, флюидный режим и геохимические особенности белокурихинского комплекса // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Материалы Всероссийской петрографической конференции (Томск, 25-28 ноября 2009 г.). – Томск: ЦНТИ, 2009. С. 290-295.

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

Bachelor R.A., Bowden P. Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters // *Chemical Geology*, 1985, v. 48, p. 43-55.

Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // *Geol. Journ.*, 1990, v. 25, p. 227-238.

Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 605-626.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*, 1974, v. 8, p. 173-174.

Jiang Y-H, Jiang S-Y, Ling H-F, Zhou X-K, Rui X-J, Yang W-Z. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjing, northwestern China: implications for granitoids genesis // *Lithos*, 2002, v.63, p. 165-183.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // In: Thorpe R.S. (ed.). *Andesites*. Wiley, Chichester, 1982, p. 525-548.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonon area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 58, p. 63-81.

Tarney J., Jones C.E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models // *Journ. Geol. Soc.*, London, 1994, v. 151, p. 855-868.

Turner S., Arnard N., Lin J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Kalstern P., Deng W. Post-collision shoshonitic volcanism of the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrol.*, 2001, v. 37, p. 45-71.

Vigneress J.L. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation // *Ore geology Reviews*, 2007, v. 30, p. 181-216.

Vladimirov A.G., Babin G.A., Rudnev C.N. et al. Geology, Magmatism and Metamorphism of Western Part of Altai-Sayan Fold Region: Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. – Novosibirsk, 2001. 140 p.