

ГРАНИТОИДЫ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

В.Р. Шмелев

Габбро-гипербазитовые массивы Платиноносного пояса Урала (ППУ), как известно, контролируются зоной Главного Уральского глубинного разлома, располагаясь внутри призм офиолитов, либо на границе с вулканитами Тагильской палеоостроводужной системы. Массивы пояса воздействуют на свое окружение подобно высокотемпературным диапирам с образованием динамотермального ореола; достоверных интрузивных взаимоотношений с породами окружения не установлено [Ефимов, 1984 и др.]. При изучении ППУ, исследователи неоднократно отмечали в габбро-гипербазитовых массивах или в непосредственной близости от них различные по размерам и морфологии тела гранитоидного состава. Возраст этих образований в основном оценивается как силурийский, однако в ряде случаев отмечаются и

более молодые девонские гранитоиды повышенной щелочности [Эвгеосинклинальные..., 1984, и др.]. В сравнении с породами Платиноносного пояса, гранитоиды только в последнее время стали объектом пристального внимания в связи с проблемой их петрогенезиса. Среди этих образований выделяются породы анортозит (плагиоклазит)-плагиогранитной (ПП) и диорит-плагиогранитной (ДП) серий. По мнению ряда уральских петрологов, породы ПП-серии представляют собой продукт анатексиса платиноносных габброидов в зоне палеосубдукции [Ферштатер и др., 1998]. Согласно другой точке зрения [Ефимов, 2003,] они представляют собой не что иное, как результат десиликации магматического плагиогранитного штокверка в платиноносных габбро. Породы диорит-плагиогранитной серии обычно рассмат-

ривается в качестве интрузивных комагматов силурийским базальт-риолитовым вулканитам Тагильской мегазоны, формирование которых не было сопряжено со становлением Платиноносного пояса [Ферштатер и др., 1998 и мн. др.]. Сложившаяся ситуация с разделением гранитоидов на платиноносные и островодужные требует, по мнению автора, уточнения и внесения корректив в существующие схемы и представления.

Геологические данные

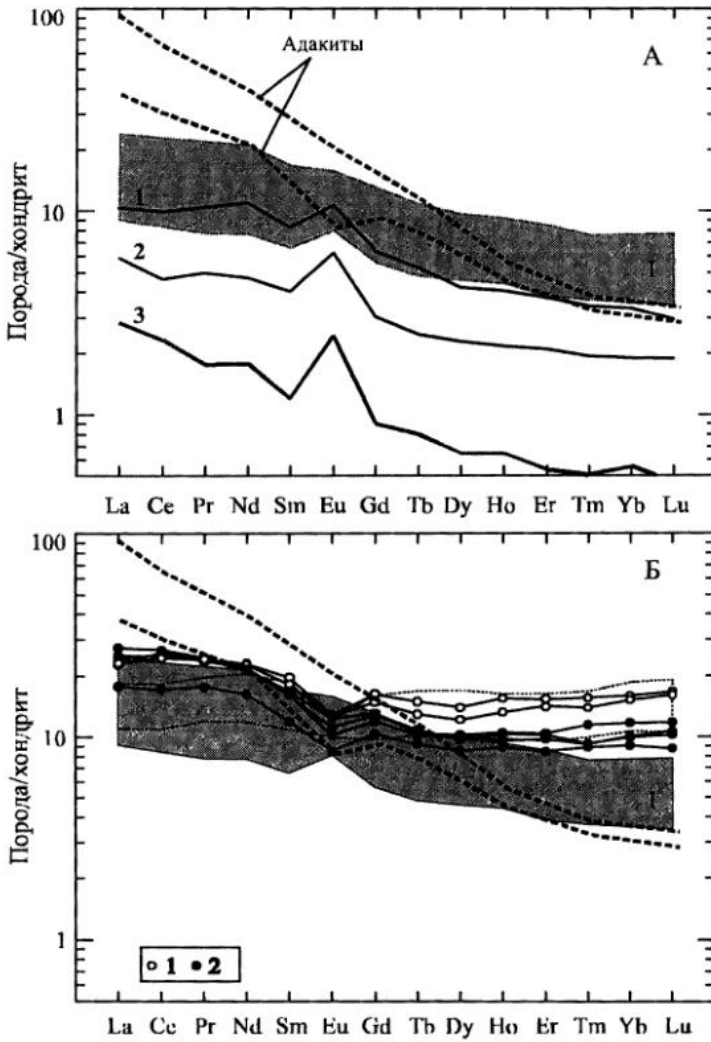
Изучение комплексов пород Платиноносного пояса Урала в различных массивах (Хорасюрский, Чистопский, Кумбинский, Тагильский и др.) свидетельствует, что гранитоиды (включая и более поздние девонские, ауэрбаховского типа) имеют интрузивные взаимоотношения с габброидами и гипербазитами и нередко находятся в одной тектонической и геологической позиции. На это обстоятельство уже обращалось внимание ранее и отмечалось, что «в ряде случаев полный набор формаций концентрируется в одном интрузивном массиве... и, такие массивы представляют собой центры длительной эндогенной активности» [Ферштатер и др., 1998]. Вместе с тем, делался упор на то, что гранитоиды локализуются преимущественно в восточном контакте ППУ и обнаруживают изменение состава и омоложение возраста в восточном направлении. Материалы по детально изучавшемуся нами Хорасюрскому массиву [Бочкарев, 1990, Шмелев, 1994] и другим объектам Пояса заставляют усомниться в существовании такой глобальной закономерности. Примечательно, что факт совместного присутствия в массивах ППУ формационно различных гранитоидов оказывается своеобразным камнем преткновения в современных геодинамических реконструкциях. Например, в недавно предложенной модели формирования Платиноносного пояса, во избежание недоразумения (?) реальную ситуацию пришлось упростить и оставить на схеме только специфические гранитоиды ПП-серии с аббревиатурой «гранитоиды ППУ» [Язева, Бочкарев, 2003, рис.1]. На государственных геологических картах (например, лист О-40-18, Нижний Тагил) гранитоиды обеих серий обычно объединены под названием верхнетагильского (S_2) комплекса Тагильской вулканогенной мегазоны.

Рассматривая черты сходства и отличия пород указанных серий, важно отметить сле-

дующие моменты. Главной особенностью пород ПП-серии является то, что они **всегда** локализованы в пределах массивов пояса в виде небольших субизометричных тел и штокверка жил, прорывающих ультрабазиты и габбро, нередко с появлением эруптивных брекчий. Крупные тела обычно обрамляются жильным штокверком (Кытлымский массив), который в первом приближении однофазен [Ефимов, 2003 и др.]. В составе серии выделяются плагиограниты, с которыми ассоциируют, как существенно плагиоклазовые, так и роговообманковые породы (горнблендиты), связанные между собой промежуточными разновидностями. Породы ПП-серии обнажаются на поверхности не во всех массивах пояса и имеют резко подчиненное (в сравнении с породами ДП-серии) распространение. Традиционно только эти гранитоиды включаются в состав платиноносной ассоциации Урала [Ферштатер и др., 1998, Ефимов, 2003]. Породы диорит-плагиогранитной серии, напротив, практически повсеместно сопровождают массивы Пояса, локализуясь внутри них, и/или на границе с островодужными вулканитами Тагильской мегазоны. Реже, как это было установлено нами на Приполярном Урале, они присутствуют западнее пород Пояса, вблизи зоны ГУГР, интродуцируя габброиды офиолитовой ассоциации. В массивах гранитоиды образуют довольно крупные (до 1-5 км) тела сложной конфигурации и более мелкие (жильного типа) обособления. На контакте с вулканитами это обычно протяженные (от 5-10 км и более) линзообразные тела, нередко с раздувами и пережимами. Породы ДП-серии представлены диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранодиоритами и плагиогранитами. В их становлении достаточно уверенно выделяются две интрузивные фазы: первая – диориты и кварцевые диориты, вторая – плагиогранодиориты, плагиограниты.

Геохимические особенности гранитоидов

Гранитоиды *плагиоклазит-плагиогранитной* серии в изучавшихся автором массивах северной части Платиноносного пояса не установлены. Возможно, их отсутствие обусловлено сравнительно небольшой глубиной эрозионного среза. В настоящей статье для сравнительной характеристики использованы опубликованные данные по более южным массивам



Пояса (Тагильскому и др.), полнота и корректность которых не вызывает сомнения [Ферштатер и др., 1998; Ефимов, 2003]. Для пород серии характерны высокие (до 2000 г/т) содержания стронция, предельно низкие циркония, иттрия (до 5 г/т), иттербия, при практическом отсутствии рубидия. Высокое содержание стронция и занимаемая позиция явились основанием для отнесения их к образованиям генетически связанным с Платиноносным поясом. Другой особенностью пород является предельно низкие концентрации большинства редких и редкоземельных элементов, особенно в кислых разновидностях. Для составов РЗЭ характерно распределение с отрицательным наклоном трендов РЗЭ и выраженной Eu аномалией, величина которой максимальна в плагиогранитах; в направлении от лейкодiorитов к анортозитах (плагиоклазитам) и плагиогранитам наблюдается постепенное снижение содержаний РЗЭ (рис. А). В целом, такая картина может быть интерпре-

Распределения редкоземельных элементов в гранитоидах, ассоциирующихся с Платиноносным поясом Урала

А – в породах плагиоклазит-плагиогранитной серии (Тагильский массив, Черноисточинский ареал). Арабскими цифрами обозначены тренды средних составов по группам пород [Ферштатер и др., 1998]: 1 – лейкодiorиты, 2 – анортозиты, 3 – плагиограниты. Залитая область (I) соответствуют составам габбро-норитов и лабрадорных амфиболовых габбро Платиноносного пояса (данные автора). Тренды адакитов приводятся по [Martin, 1999]. Нормализовано к хондриту.

Б – в породах диорит-плагиогранитной серии (Приполярный Урал, Хорасюрский массив). 1 – плагиограниты, 2 – кварцевые диориты, плагиогранодиориты. Пунктирная область – диорит-плагиогранитная («тоналитовая») серия симаунта Комахачи, Филиппины [Haruguchi et al., 2003].

тирована, как результат дифференциации магматического расплава и фракционирования минеральных фаз [Ферштатер и др., 1998]. Наиболее примитивные составы серии (тип 1) тяготеют на диаграмме к области составов габбро-норитов и лабрадорных амфиболовых габбро Платиноносного пояса, что позволяет рассматривать последние в качестве образований наиболее близких к исходному расплаву. В сравнении с породами данного типа типичные магнезиально-глиноземистые гранитоиды (адакиты) надсубдукционных обстановок (рис. А) имеют более высокие концентрации РЗЭ и степень фракционирования ($La/Yb > 10$).

Гранитоиды *диорит-плагиогранитной* серии, изучавшиеся в Хорасюрском массиве, резко отличаются по своим геохимическим особенностям от пород ПП-серии. Весь спектр от диоритов до плагиогранитов относится к умеренно и низкостронциевому (<400 г/т) типу с нормальными «базальтоидными» содержаниями рубидия, иттрия (до 20-40 г/т) и циркония (60-180 г/т). Гранитоиды характеризуются высоким (≥ 10 хондритовых единиц) содержа-

нием РЗЭ с зеркально обратной картиной распределения (рис. Б). Породы демонстрируют относительное обогащение спектра легкими лантаноидами ($La_n/Yb_n = 1.4-2.5$) при субгоризонтальном распределении средних и тяжелых лантаноидов и существовании четкой отрицательной Eu аномалии. В направлении от плагиогранитов к диоритам происходит снижение концентраций РЗЭ и уменьшение размера Eu аномалии (рис. Б). Судя по приводимым данным [Ферштатер и др., 1998], аналогичным составом обладают гранитоиды Тагильского массива на Среднем Урале, что свидетельствует о масштабности проявления этих образований. В целом, подобные вариации состава являются типичными для гранитоидов, формирование которых определялось процессом кристаллизационной дифференциации базальтоидных магм. В качестве иллюстрации к сказанному приведены данные по породам палеогеновой тоналитовой серии симаунта Комахачи (Филиппины), сформированной в островодужной обстановке (рис. Б.). Установленная картина распределения РЗЭ позволяет допускать, как и в предыдущем случае, что родоначальный расплав для пород ДП-серии был близок по составу к габброидам ППУ.

Обсуждение и выводы

Гранитоиды III-серии, как неоднократно отмечалось [Ефимов, 1984 и др.], являются, вне всякого сомнения, составной частью Платиноносного пояса. Подобно слагающим Пояс породам, они также сформировались в надсубдукционной островодужной геодинамической обстановке [Шмелев, 1994; Иванов, Шмелев, 1996]. Утверждение, что платиноносные гранитоиды «... полностью соответствуют особенностям адакитовых магм» и связаны с проявлением магматизма в преддужье [Язева, Бочкарев, 2003] является явным преувеличением и не подтверждается данными по составу РЗЭ (рис. А). Проведение подобных аналогий является новой попыткой разобщить во времени и пространстве становление ППУ и островодужный магматизм Тагильской мегазоны. Признавая надсубдукционную природу Платиноносного пояса, нельзя согласиться и с выводом о формировании III-серии в связи с «анатексисом габбро (платиноносных – В.Ш.) в зоне палеосубдукции» [Ферштатер и др., 1998], поскольку тогда, вопреки многим фактам (включая и

абсолютные датировки), придется вернуться к эпохе устаревших представлений о месте этого образования в истории Урала. Против анатексиса габбро с последующим выплавлением и дифференциацией гипотетической анортозитовой магмы приводятся серьезные петрологические возражения [Ефимов, 2003]. К этому следует добавить, что анатексис в зоне палеосубдукции должен был продуцировать сравнимую по протяженности с ППУ полосу гранитоидов, а не наблюдаемые в действительности скромные по размерам локальные центры и ареалы.

Альтернативой предложенной гипотезе анатексиса и образования гранитоидов ПП-серии является, по мнению автора, кристаллизационная дифференциация флюидонасыщенного остаточного расплава в особых термодинамических условиях. Близость составов наиболее примитивных членов серии к области габброидов ППУ (рис. А) показывает, что такой расплав (базальт-андезитовый) мог возникнуть в процессе направленной кристаллизации обводненной «габбро-норитовой» или близкой по составу магмы. Под особыми условиями имеется в виду кристаллизация в обстановке высокого водного давления, которое по барометрической оценке [Ферштатер и др., 1998] достигало значений порядка 5-7 кб. Фактор давления обеспечивает на ранней стадии преимущественное фракционирование амфибола из расплава, а не плагиоклаза, что в конечном итоге и обуславливает наблюдаемую картину распределения РЗЭ (рис. А) – снижение концентраций элементов и увеличение размера Eu аномалии в плагиогранитном дифференциате. Для достижения высокого давления и связанных с ним эффектов кристаллизации нет необходимости погружать габброиды ППУ в зону субдукции, достаточно чтобы порция остаточного расплава оказалась в изолированном («закупоренном») состоянии среди еще не остывшей габбровой матрицы. Возникновение этой ситуации весьма реально, поскольку, по нашим и другим оценкам, базиты Пояса кристаллизовались на больших глубинах, прежде чем достигли близповерхностного современного положения при диапиротном, а затем и коллизионном перемещении [Шмелев, 1994; Шмелев, Петров, 2002]. Если в таком природном автоклаве давление превысит предел прочности габброидов, произойдет взрывная разгрузка с образованием эруптивных брекчий и ореолом полостей и трещин, которые

заполняться жильным штокверком пород плагио-оклазит-плагиогранитной серии.

Гранитоиды ДП-серии принято рассматривать [Эвгеосинклинальные..., 1984 и др.] как образования комагматичные островодужным вулканитам Тагильской структурно-формационной мегазоны. Такой подход кардинально отличается от ранних представлений, согласно которым они относились к дифференциатам габбровой магмы, образовавшей массивы Платиноносного пояса. Данные, приводимые в пользу комагматичности этих образований, в целом обоснованы, однако «отторжение» гранитоидов от крупных габбровых масс Пояса вызывает серьезные возражения. Постоянное геологическое сонахождение габброидов ППУ с гранитоидами и очень близкий возрастной диапазон их формирования (S_{1-2}) указывают на когенетичную, родственную связь этих образований. Не противоречит этому существование в большинстве случаев интрузивных контактов, а не постепенных переходов между ними. Включение в состав серии габбро (для придания ей статуса самостоятельности!) обычно слабо аргументировано; такие габбро (как, например, в Хорасюрском массиве) при детальном рассмотрении оказываются чуждыми образованиями [Бочкарев, 1990]. Геохимические данные (рис. Б) также не дают оснований к формационно-геодинамическому обособлению гранитоидов от базитов Платиноносного пояса. Гранитоиды обладают признаками обычных образований (увеличение содержаний РЗЭ от диоритов к плагиогранитам, отрицательная Eu аномалия), сформированных в процессе дифференциации базальтовой магмы в малоглубинных условиях. Малоглубинная кристаллизация, в противоположность вышерассмотренному случаю с черноисточинским типом, приводила не только к «зеркально обратному» изменению распределения РЗЭ, но и сопровождалась обеднением их стронцием, при увеличении содержаний рубидия, иттрия и циркония. Исходный расплав, вероятно, был близок по составу к водонасыщенной «габбро-норитовой» магме.

Подводя итог, основной вывод можно сформулировать следующим образом: силурийские малокалевые гранитоиды плагиооклазит-плагиогранитной (черноисточинский тип) и диорит-плагиогранитной серий (тагильский, хорасюрский и др. типы) представляют собой завершающий ряд дифференциатов в составе

образований Платиноносного пояса Урала, возникших в разноглубинных условиях. Из признания когенетичности гранитоидов ПП-серии с породами Платиноносного пояса очевидно – гранитоиды являются непосредственным звеном, связующим и объединяющим в один эволюционный ряд магматиты Платиноносного пояса Урала и Тагильской палеостроводужной системы.

*Исследования проводятся при поддержке
Российского фонда фундаментальных
исследований (проекты 01-05-65219, 03-05-06521)*

Список литературы

Бочкарев В.В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 67 с.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема формирования офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Ефимов А.А. Генезис жильных плагиооклазитов Черноисточинского ареала в Тагильском массиве (Платиноносный пояс): десиликация плагиогранитного протолита в габбро // Литосфера. 2003. № 3. С. 41-62.

Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649-652.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С., Монтеро П. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 1998. № 8. С. 768-781.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С., Монтеро П. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 451-477.

Шмелев В.Р. Структура и петрология Хорасюрского габбро-гипербазитового массива, Приполярный Урал // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 495-510.

Шмелев В.Р., Петров Г.А. Петрогенезис и механизм становления габброидных комплексов Платиноносного пояса Урала (на примере Чистопского массива, Северный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Т. 1. Томск: Изд-во Томского университета, 2002. С. 163-168.

Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии // Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 75-86.

Haraguchi S., Himura J.-I., Ohara Y Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Daini Seamount, northern Kyushi-Palau Ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana arc crust // Contrib.Mineral.Petrol. 2003. V. 145. P. 151-168.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. №. 3. P. 411-430.