

О КОРРЕЛЯЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА, ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина

В пределах Урало-Монгольского складчатого пояса отмечаются структуры нескольких глобальных тектоно-магматических циклов (рис. 1). Авторы работы, специально посвященной корреляции обширной области южного обрамления Сибирского кратона [3], выделяют в пределах Алтае-Саянской складчатой области (АССО) в границах бывшего СССР следующие магматические этапы: 1) позднепротерозойский, 2) вендско-среднекембрийский, 3) среднекембрийско-силурийский и 4) среднепалеозойско-мезозойский. Такие же этапы выделяются и на Урале, но каждый из них имеет более ограниченные возрастные рамки. Основные магматические этапы магматической эволюции Урала выглядят следующим образом: 1) ранне-среднерифейский, мезопротерозойский – 1650–1380 млн. лет (Башкирский антиклинорий), 2) вендский, неопротерозойский – 540–570 (граниты Западного склона Урала, часть офиолитов, дунит-клинопироксенит-габбровая ассо-

циация Платиноносного пояса), 3) среднеордовикско-силурийский (СЗ мегаблок) и 4) среднедевонско-позднепалеозойский (ЮВ мегаблок, с каменноугольного времени – все структуры Уральского орогена). За исключением зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса, все остальные магматические формации Урала имеют подобные себе в южном обрамлении Сибирского кратона (рис. 2).

Ранние рифтогенные уральские магматиты мезопротерозойского этапа (ашинская свита) могут быть сопоставлены с рифтогенными же образованиями сходного состава калбазыкской серии Восточного Саяна, разные породы которой имеют возраст от 640 ± 100 до 1533 ± 22 млн. лет [3]. В остальных структурах АССО, возможно в связи с недостаточной изотопной изученностью, магматические комплексы этого возраста не зафиксированы. Важно, однако, отметить сходство геодинамических обстановок, по-видимому, предшествовавших рас-

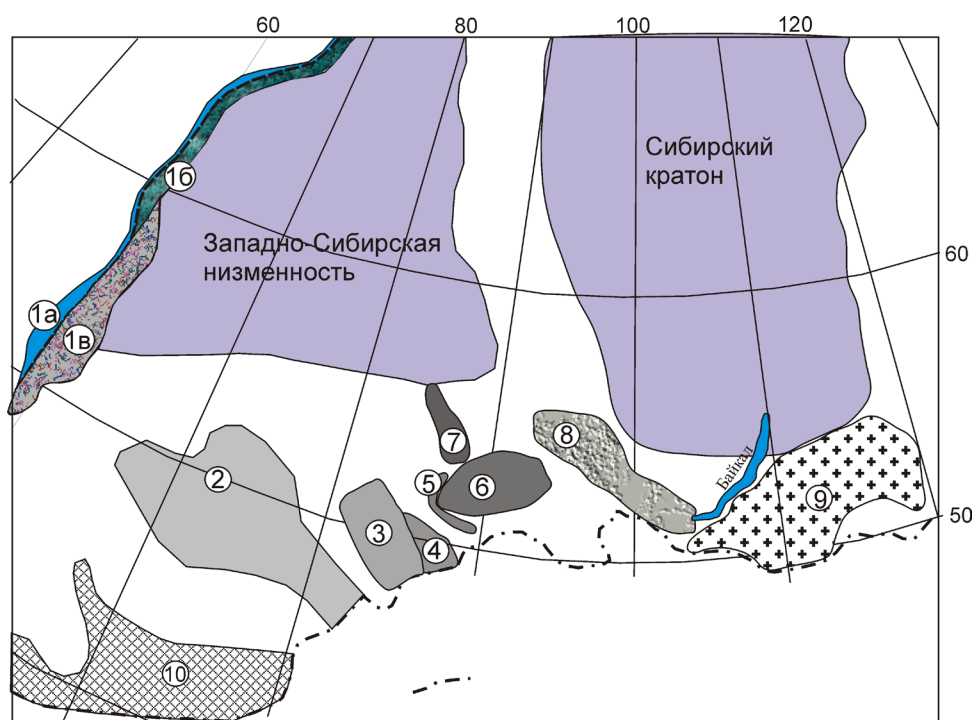


Рис. 1. Схема расположения основных складчатых сооружений, в которых выполнена корреляция магматических комплексов.

1 – Урал: 1а – Западный склон (пассивная континентальная окраина) и примыкающий к ней шовный мегаблок [2], 1б – СЗ островодужно-континентальный мегаблок, 1в – ЮВ островодужно-континентальный мегаблок; 2 – Джунгаро-Балхашская зона; 3 – Зайсанская (Калба-Нарымская) зона и Рудный Алтай; 4 – Горный Алтай; 5 – Горная Шория; 6 – Зап. Саян; 7 – Кузнецкий Алатау; 8 – Вост. Саян; 9 – Забайкалье; 10 – Тянь-Шань.

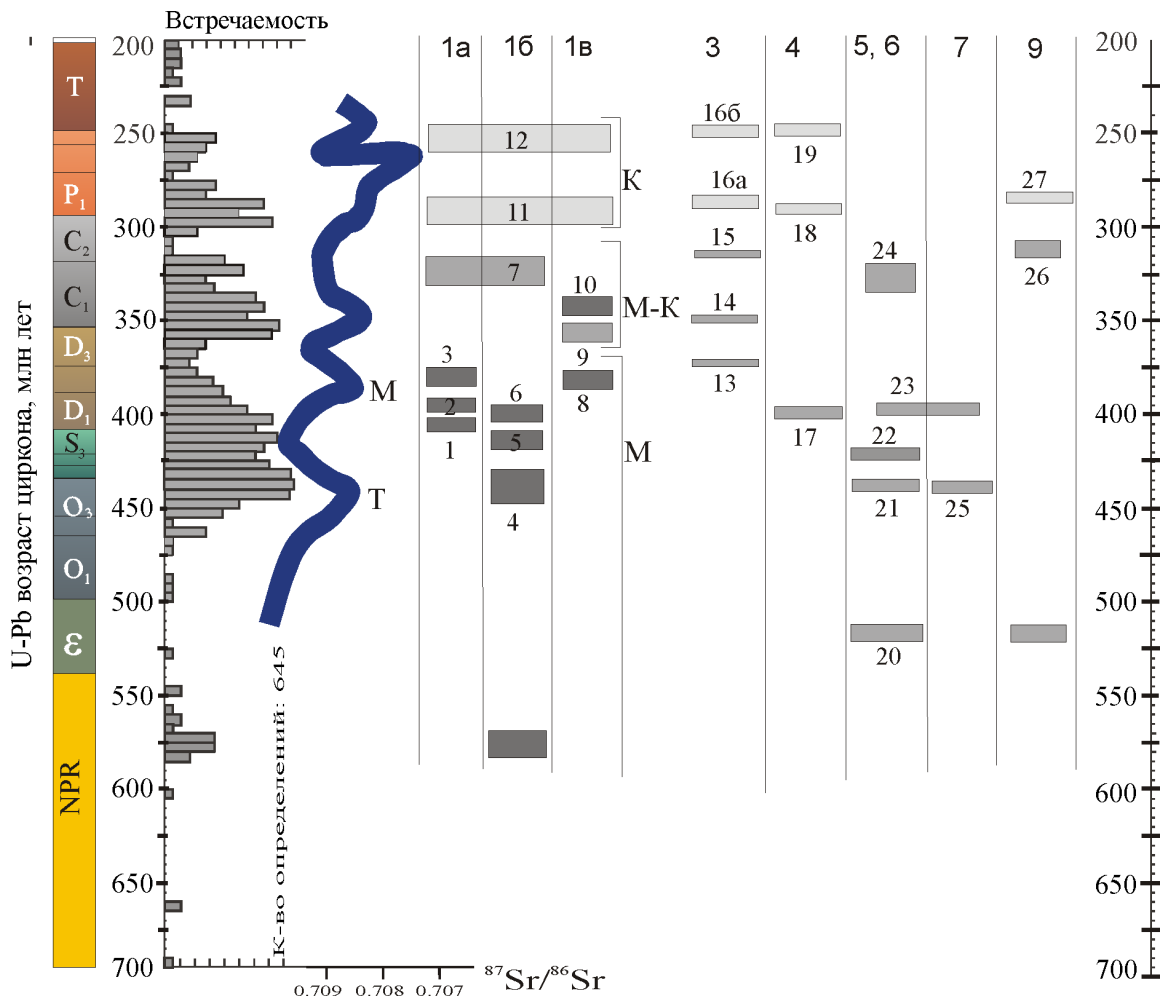


Рис. 2. Возрастная корреляция магматических комплексов Урала, Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и Забайкалья.

Магматические комплексы (ассоциации): **Урал**: 1 – восточно-хабарнинский, 2 – кокпектинский и спессартитовые дайки, 3 – аккермановский, 4 – Платиноносный пояс и вулcano-плутонические ассоциации Тагильской вулканогенной зоны, 5 – роговообманковые габбро Платиноносного пояса, 6 – ауэрбаховский комплекс и диорит-гранитная серия Платиноносного пояса, 7 – габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы, 8 – бедные калием вулcano-плутонические ассоциации Магнитогорской зоны, 9 – габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы, 10 – рифтогенная вулcano-плутоническая (магнитогорская габбро-гранитная серия), 11 – граниты, производные молодой коры, образованной в ходе развития орогена, 12 – граниты, производные древней коры фундамента орогена; **Зайсанская складчатая система** [1, 5]: **Рудный Алтай и Калба-Нарымская зона**: 13 – змеиногорский габбро-плагиогранитоидный, 14 – прииртышский габбро-плагиогранитоидный, 15 – гилевский тоналит-плагиогранитный, 16a – раннекалбинский, 16б – позднекалбинский; **Горный Алтай**: 17 – синюхинский габбро-гранитный [2], югалинский с гранитоидами повышенной щелочности [4], 18 – шибелинский и 19 – синюшинский с гранитами повышенной щелочности [4]; **Западный Саян и Горная Шория** [7]: 20a – майнский и 20б – мартайгинский габбро-плагиогранитоидные, 21 – танзыбейский габбро-монзонит-гранитный, 22 – большепорожский диорит-гранодиорит-гранитный, 23 – тельбесский габбро-гранитный [3], 24 – торгалынский габбро-сиенитовый, буйбинский гранитный; **Кузнецкий Алатау**: 25 – саксырский габбро-плагиогранитный [3]; **Забайкалье, Ангара-Витимский батолит** [12]: 26 – ранний гранитный, 27 – поздний гранитный и монцодиорит-гранитный.

Жирной линией показано изменение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде палеозоя [14]. Буквы Т и М около этой линии отмечают главные этапы магматизма Тагильской и Магнитогорской мегазон, буквы М, М-К и К – мантийный, мантийно-коровый и коровый источник магматических комплексов Урала.

крытию уральского и центрально-азиатского океанических бассейнов.

Неопротерозойские комплексы АССО в большинстве своем имеют возраст 800–700 млн. лет и несут явные следы взаимодействия “океан–континент”. Наибольшим развитием они пользуются в Енисейском краже, который в данной статье не рас-

считывается. С уральскими магматитами вендского возраста (570–540 млн. лет) сопоставимы лишь отдельные комплексы Восточного Саяна. В Западном Саяне в раннем палеозое основной объем магматизма, преимущественно гранитоидного, приходится на ранний кембрий, тогда как в сопредельных регионах АССО (Кузнецкий Алатау, Горная

Шория, Тува) широко распространены гранитоиды позднекембрийско-раннеордовикского возраста [7].

В то же время многие исследователи АССО считают, что на ее территории “со второй половины среднего кембрия по силур включительно... плутонический магматизм достоверно не установлен” [3, стр. 175]. На Урале кембрийские комплексы практически отсутствуют, а среднеордовикско-силурийские пользуются широким развитием в Тагильской мегазоне. Габбро-гранитоидные комплексы этой мегазоны имеют полные возрастные и вещественные аналоги в Горной Шории (тельбесский комплекс), Кузнецком Алатау (саксырский), Западном Саяне (танзыбейский, орешский), Восточном Саяне (имирский, беллыкский). Все названные комплексы сопровождаются комагматичными эффузивами и скарново-магнетитовыми месторождениями. По геодинамическим параметрам они отвечают, по данным изучавших их авторов, обстановке надсубдукционных рифтогенных структур и обладают соответствующими геохимическими признаками, среди которых отметим отрицательные аномалии на спайдерграммах таких высокзарядных элементов, как ниобий, титан [7].

Позднесилурийско-раннедевонский этап магматизма Тагильской зоны, представленный аэурбаховским комплексом и диорит-гранитной серией горы Ермакова в Платиноносном поясе, имеет свои аналоги в виде синюхинского габбро-гранитоидного комплекса Горного Алтая [2], западносаянских хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового [11] и большепорожского диорит-гранодиорит-гранитного [7] комплексов, которые, как и аэурбаховский, сопровождаются скарновым магнетитовым и медным, а также золотым оруденением.

Следует заметить, что на всем огромном пространстве Евразии слабо развит габбро-тоналит-гранодиорит-гранитный (ГТГГ) магматизм с возрастом 350–365 млн. лет (поздний девон), который широко распространен на Урале и знаменует собой начало массового гранитоидного магматизма. Лишь в Южно-Гиссарской зоне Тянь-Шаня и Токрауской зоне Джунгаро-Балхашской системы условно отмечаются позднедевонские интрузивы, изученные еще недостаточно. По-видимому, надежно ГТГГ комплексы (устьбеловский), сходные с уральскими, установлены на Алтае [3].

Одновременно с формированием ГТГГ батолитов в юго-восточном островодужно-континентальном мегаблоке Урала и в Зауралье начинается массовая мигматизация терригенно-осадочных толщ новообразованной, преимущественно раннепалеозойской, коры, которая позднее, через 50–60 млн. лет, приведет к концентрации гранитного расплава в виде крупных существенно гранитных массивов Главного Уральского гранитного пояса. Началу внедрения накопленного в нижних горизонтах коры на глубине более 25 км (давление 7–8 кбар) и форми-

рования этих массивов предшествовала позднекарбоновая (310–300 млн. лет) пауза в магматической активности, которая, по-видимому, фиксируется не только на Урале, но и в ряде других рассматриваемых складчатых систем, в частности, Джунгаро-Балхашской, Тянь-Шаньской, Калба-Нарымской.

В эволюции корового гранитного магматизма на Урале отмечаются два главных этапа: 1) 290–280 млн. лет, когда формируются граниты с мантийными изотопными метками ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ около 0.704, положительный ϵNd) за счет плавления молодой коры океанического или островодужного типа, и 2) 260–250 млн. лет, когда преобладающим субстратом гранитов становятся метаморфические породы докембрийского фундамента Уральского орогена и изотопные характеристики гранитов приближаются к типично коровым ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i = 0.705\text{--}0.706$). Возрастная корреляция уральских позднепалеозойских гранитоидов с близкими по составу породами в складчатых сооружениях Евразии известна давно, но прогресс в изотопном изучении пород позволяет существенно детализировать эту корреляцию.

Возрастные этапы, подобные уральским, удается наблюдать и в ряде других детально изученных складчатых сооружений, рассматриваемых в настоящей статье. Так, такие же этапы надежно установлены в Калбинской зоне Зайсанской складчатой системы [1]. В крупном гранитоидном ареале западного Забайкалья магматизм отвечает двум этапам: существенно гранитному (320–330 млн. лет) и диорит-гранитному (граниты плюс монцодиориты, сиениты, щелочные граниты) – 290–280 млн. лет [12]. Последовательность магматических событий здесь не совпадает с уральской. Если на Урале общий тренд эволюции состава магматических пород отвечает гомодромному, то в Забайкалье более кремнекислые гранитоиды, судя по цитированной работе, предшествуют сложным по составу сериям с участием пород повышенной основности и щелочности.

Существенно гранитоидные серии позднекаменноугольно-пермского возраста выделяются по надежным геологическим данным, хотя и без хорошего изотопного обоснования в Тянь-Шаньской, а также в Джунгаро-Балхашской складчатых системах [6].

Говоря о корреляции позднепалеозойских гранитоидов Урала с комплексами восточных структур Урало-Монгольского складчатого пояса, нельзя не отметить близкие по возрасту и составу гранитоиды варисцид Западной Европы.

Орогены Иберийского полуострова и Урала, двух противоположных географических провинций Европейских варисцид, представляют собой совершенно различные типы орогенов. Иберия – это область широкого распространения гранитного магматизма, особенно Центральная Иберийская зона, где около 50% площади сложено гранитоидами. Большая часть их представлена богатыми кали-

евым полевым шпатом пералюминиевыми биотитовыми гранодиоритами и гранитами, обычно содержащими, кроме того, мусковит, кордиерит, гранат. Они характеризуются повышенным содержанием Li, Rb, Cs, Th, U и сопровождаются месторождениями Sn, W и U. Все они были образованы в течение единого цикла магматизма между 335 и 290 млн. лет с пиком 310–315 млн. лет, отвечающим коллапсу орогена, не имеют латеральной зональности ни по возрасту, ни по геохимии. Мафиты и ультрамафиты очень редки, представлены амфиболсодержащими разностями с возрастом 307–312 и 325–330 млн. лет, образующими небольшие тела (не более 3–4 км²) или рои включений среди мигматитов и гранитов. Гранитоиды имеют коровые изотопные метки с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ от 0.708 до 0.721 и ϵNd_i от –2 до –8. Они были образованы путем рециклинга древней обогащенной континентальной коры под воздействием радиационного нагревания [13].

Уральские гранитоиды, примерно того же (но более широкого) возрастного интервала (360–250 млн. лет), отвечают нескольким дискретным эпизодам, связанным с субдукцией океанической и островодужной коры под континент (360–350, 330–315 млн. лет) и коллизией и следующим за ней растяжением (290, 285, 260–250 млн. лет). Они относятся преимущественно к металюминиевому типу. Надсубдукционные массивы представлены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной серией, породы которой в качестве фемических минералов содержат роговую обманку, биотит и эпидот, коллизионные – сложены преимущественно биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Изотопные характеристики пород резко отличны от иберийских: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ от 0.7033 до 0.7055, ϵNd_i от +6 до –2. Эти характеристики свидетельствуют о том, что магматический источник гранитоидов представлен либо мантийным материалом, либо молодой новообразованной в ходе орогенного развития корой. В отличие от иберийских, уральские гранитоиды характеризуются ярко выраженной латеральной зональностью вкрест простираения орогена, которая заключается в росте с запада на восток, в направлении падения зоны субдукции содержания калия и других некогерентных элементов. Такой же геохимической зональностью характеризуются современные окраинно-континентальные (андийского типа) и островодужные магматиты.

Таким образом, будучи связанными с единым по времени тектоническим событием в развитии Земли, разновозрастные гранитоиды Иберийского и Уральского орогенов в своем вещественном составе несут информацию о важной специфике названных орогенов, первый из которых является эпиконтинентальным, а второй – эпиокеаническим. Более подробное сопоставление гранитоидов Урала и Иберийского полуострова обусловлено тем, что мы имеем собственные наблюдения по последним, че-

го нельзя сказать о породах других складчатых систем, сведения по которым приводятся в основном по литературным данным.

Все авторы считают позднепалеозойские гранитоиды Урало-Монгольского пояса в той или иной мере связанными с коллизией между Сибирским кратоном и его южным обрамлением. При сходстве основных параметров вещественного состава всех этих гранитов, они значительно отличаются от уральских по изотопным характеристикам. В частности, граниты Ангаро-Витимского батолита, как граниты варисцид Западной Европы, обладают типично коровыми значениями $\epsilon\text{Sr}(t)$ и $\epsilon\text{Nd}(t)$ в отличие от уральских, в которых эти значения варьируют [10], оставаясь обычно в диапазоне мантийных величин.

Что же касается предшествующего магматизма, то геотектонические предпочтения разных авторов не позволяют нам однозначно интерпретировать его геодинамическую природу в упомянутых здесь складчатых сооружениях. Можно лишь констатировать, что мы не обнаружили надежных описаний латеральной зональности, свойственной современным надсубдукционным образованиям и столь ярко проявленной на Урале [9], хотя большинство авторов и относит допозднекаменноугольные палеозойские комплексы АССО к надсубдукционным.

Работа поддержана грантом РФФИ 08-05-00018-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
2. Гусев А.И. Эталон синюхинского золотоносного габбро-гранитного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГТиМС, 2007. 209 с.
3. Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, 2007. 280 с.
4. Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Тимкин В.И. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки проявления гранитоидного магматизма повышенной щелочности в Горном Алтае // Мат-лы IV Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. С.Пб. 2009. С. 283–285.
5. Куйбида М.Л. Петрология плагиогранитоидов Алтая. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ–ИНГГ СО РАН, 2009. 16 с.
6. Попов В.С., Изох Э.П., Ферштатер Г.Б. Корреляция герцинских интрузивных серий Южного Урала, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и юго-западного Алтая // Геология и геофизика. 1975. № 7. С. 60–71.
7. Руднев С.Н., Бабин Г.А., Пономарчук В.А. и др. Состав и возрастные рубежи формирования гранитоидов Западного Саяна // Литосфера. 2009. № 1. С. 23–46.

8. *Ферштатер Г.Б.* Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3–17.
9. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П.* Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и петрохимических данных // Петрология. 1998. Т. 6, № 5. С. 451–477.
10. *Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др.* Интрузивный магматизм ранних стадий развития уральского эпикоеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. 2009. № 2. С. 150–170.
11. *Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В.* Эталон Хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян). Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. 244 с.
12. *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
13. *Bea F., Fershtater G. B., Montero P., Krasnobaev A.A.* Contrasting Granitoids between Iberia and the Urals: Two diametrically opposed cases of orogenic magmatism. International Geological Congress. Oslo. 2008. EUR-07 Comparison of the Uralides and Variscides
14. *Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geology. 1999. V. 161. P. 59–88.