

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

**Г.Б. Ферштатер\***, **Ф. Беа\*\***, **П. Монтеро\*\***, **А.А. Краснобаев\***,  
**Н.С. Бородин\***, **В.В. Холоднов\***

*\*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН  
620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

*E-mail: gerfer@online.ural.ru*

*\*\*Университет г. Гранада*

*Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18002, Granada, Espana*

*E-mail: fbea@ugr.es*

*Поступила в редакцию 22 ноября 2004 г.*

Предложена усовершенствованная с учетом новейших геохронологических данных схема эволюции и корреляции палеозойских магматических комплексов Среднего и Южного Урала. В схеме отражена двухэтапность формирования офиолитовых комплексов и Платиноносного пояса Урала. В развитии уральских офиолитов выделены: 1) додевонский этап (древнее 420 млн. лет), с которым связано формирование основных элементов океанической коры – гарцбургитовых и дунитовых реститов, габбро, параллельных диабазовых даек и пиллоу-лав, и 2) раннедевонский этап (405-390 млн. лет) – верлит-габбро ( $\pm$ плагиогранитоиды) расслоенные интрузивы и преимущественно базитовые дайковые поля вокруг этих интрузивов. Этапы магматизма разделены обдукцией океанических комплексов на структуры континентальной коры. С обдукцией связан метаморфизм и мигматизация базитовой части океанической коры, которая превращена в амфиболиты (возраст метаморфического циркона 410 млн. лет). Эволюция Платиноносного пояса включает в себя: 1) силурийский этап (430-420 млн. лет) – габброиды и ассоциированные с ними клинопироксениты и верлиты, локализованные в восточной и центральной части пояса, и 2) позднедевонско-раннекаменноугольный этап (360-330 млн. лет) – дуниты, клинопироксениты и тылаиты (в том числе нефелинсодержащие) в западной части пояса. Общая закономерность эволюции палеозойского интрузивного магматизма Урала состоит в том, что в ходе развития орогена доля гранитоидов среди прочих интрузивных пород возрастает от первых процентов в ордовике до 95 % и более в позднепалеозойское время. При этом не только увеличивается доля гранитоидов и их валовый объем, но и внутри гранитоидов растет доля все более и более кремнекислых пород с возрастающей концентрацией калия. Подобный тип эволюции магматизма отражает процесс формирования новой континентальной коры и наращивание ее мощности в ходе геологического развития.

Ключевые слова: *эволюция, магматизм, геохимия, офиолиты, базиты, гранитоиды.*

## EVOLUTION OF PALEOZOIC INTRUSIVE MAGMATISM OF THE MIDDLE AND SOUTH URALS

**G.B. Fershtater\***, **F. Bea\*\***, **P. Montero\*\***, **A.A. Krasnobaev\***,  
**N.S. Borodina\***, **V.V. Kholodnov\***

*\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*\*\*University of Granada*

A scheme of evolution and correlation of the Pz magmatism of the Central and South Ural is proposed with regard to the latest geochronological data. The two-stage formation of the Urals ophiolites and the Platinum-bearing belt is reflected in the scheme. These stages for the ophiolites are: 1) Pre-Devonian one (more ancient than 420 Ma), the time of formation of main components of the oceanic crust (harzburgite and dunite restites, gabbro, sheeted diabase dykes and pillow-lavas); 2) Ear-

ly-Devonian stage (405-390 Ma), when layered wherlite-gabbro ( $\pm$ plagiogranite) intrusions and mainly basic dyke fields around these intrusions formed. These stages of magmatism are divided by obduction of the oceanic complexes onto the continental crust structures. Obduction is accompanied by metamorphism and migmatization of the basaltic part of the oceanic crust, which are transformed into amphibolites (the age of the metamorphic zircon is 410 Ma). Evolution of the Platinum-bearing belt consists of: 1) Silurian stage (420-430 Ma), presented by gabbros and associated clinopyroxenites and wherlites, located in the central and eastern parts of the belt; 2) Late Devonian – Early Carboniferous stage, the period of formation of dunites, clinopyroxenites and tilaites (including nepheline-bearing varieties) situated in the western part of the belt. The general pattern of the Paleozoic magmatism in the Urals consists in a gradual increasing of the volume of granitoids among the other intrusive rocks in the course of orogen development, from the first percents in Ordovician till 95 % and even more among Permian magmatic rocks. In this case not only a share of the granitoids and their general volume increase, but inside of the granitoids a portion of the rocks with higher  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$  contents also grows. Such type of evolution reflects the process of a new continental type crust formation and its thickening during the geological evolution.

Key words: *evolution, magmatism, geochemistry, ophiolite, basic rocks, granitoids.*

## Введение

Обобщение закономерностей развития Уральского магматизма с составлением возрастных схем и схем корреляции предпринималось рядом исследователей в середине и конце прошедшего века. Последняя сводка изотопных возрастных данных по Среднему и Южному Уралу датирована 2002 годом [Sargow et al., 2002]. С тех пор появились новые изотопные данные о возрасте интрузивных пород, что побуждает нас сделать следующий шаг в развитии знаний о палеозойской геологической истории Урала, в которой магматизму принадлежит важная роль. На основе новой возрастной схемы эволюции магматизма ставится задача понять, что означает разновозрастность различных по составу или однотипных магматических комплексов в разных зонах Уральского орогена, в чем смысл корреляции магматических комплексов в рамках концепции тектоники литосферных плит, согласно которой некоторые исследователи трактуют структуру Урала как «коллаж террейнов» с разной геологической историей и разным глубинным строением.

Развитие палеозойского магматизма в наиболее крупных структурах Среднего и Южного Урала – шовном мегаблоке и северо-западном и юго-восточном островажно-

континентальных мегаблоках (рис. 1) – различно. В схеме эволюции магматизма Среднего и Южного Урала (рис. 2) отображены интрузивные магматические комплексы, возраст которых с учетом современного состояния изотопного датирования представляется наиболее достоверным. Кроме того, показаны и некоторые важные комплексы, для которых возрастные параметры нуждаются в уточнении. В первую очередь это относится к офиолитам – наиболее ранним палеозойским породам на Урале.

## Аналитические методы

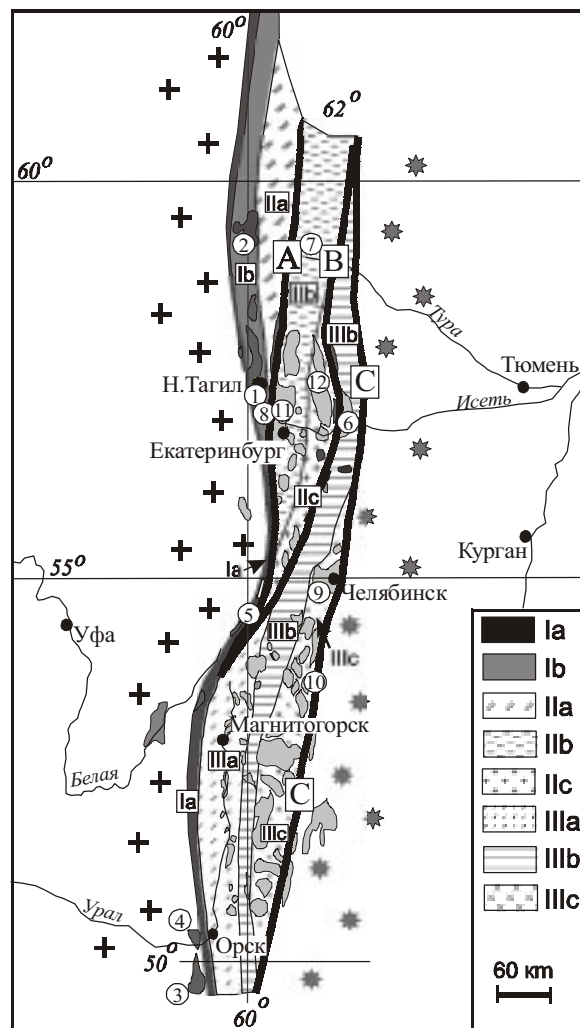
Для характеристики вещественного состава пород использованы стандартные аналитические методы, неоднократно рассмотренные в предыдущих работах авторов [Montero et al., 2000; Bea et al., 2002; Ферштатер, 2001]. Новые аналитические материалы по возрасту и геохимии цирконов получены в лабораториях Университета г. Гранада, Испания [Краснобаев и др., 2004а]. Часть из них приведена в таблице 1.

Цирконы в виде отдельных зерен в полированных шлифах были датированы и проанализированы на 25 редких элементов методом LA-ICP-MS. Аналитическая система состояла из Mercantek 213 нанометрового лазера,

Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала [Ферштатер, 1992].

I-III – мегаблоки: I – общеуральский шовный с фрагментами коры океанического типа, включающий зоны Главного Уральского глубинного разлома (Ia) и Платиноносного пояса (Ib); II и III – северо-западный (II) и юго-восточный (III) островодужно-континентальные, состоящие из трех однотипных зон: островодужной (IIa, IIIa), окраинно-континентальной (IIb, IIIb) и континентальной (IIc, IIIc). Крупными крестами обозначен палеоконтинентальный сектор, пассивная палеоокраина; звездочками – Зауралье, зона перехода к казахстанидам.

Штриховые линии - тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Серовско-Маукский (A), Алапаевский (B), Челябинский (C). Цифрами в кружках обозначены массивы, упомянутые в статье: 1 – Черноисточинский, 2 – Кытлымский, 3 – Кемпирсайский и Кокпектинский, 4 – Хабарнинский, Аккермановский, Кирпичненский, 5 – Нуралинский, 6 – Рефтинский, 7 – Ауэрбаховский, 8 – Тагильский, 9 – Челябинский, 10 – Чернореченский, 11 – Верхисетский, 12 – Мурзинский и Адуйский.



соединенного со спектрометром Agilent 7500s. Абляция осуществлялась в гелиевой атмосфере. Для поддержания постоянным лазерного фокуса образец каждые 20 секунд поднимался на 5 микрон. В качестве стандарта использовалось стекло NIST-610, содержащее около 0,450 ppm каждого элемента. Измерением этого стекла начинались и заканчивались анализы каждого шлифа; кроме того, стандарт анализировался через каждые 4 измерения возраста и через каждые 8 измерений состава для коррекции дрейфа. Цирконий и кремний использовались как внутренние стандарты. Данные измерений обработаны с помощью компьютерной программы, разработанной Ф. Беа. Точность измерений составила  $\pm 1\%$  для отношения  $^{238}\text{U}/^{208}\text{Pb}$  и около  $3\%$  для абсолютных концентраций РЗЭ и других редких элементов. Отношения изотопов свинца стекла NIST-610, которые используются для U-Pb калибровки, были определены в Университете Гранады. Масс-фракционирование измерялось и корректировалось отношением  $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl}$ . Точность U-Pb дати-

рования контролировалась путем анализа циркона ортогнейсов Almohalla (Центральная Испания), которые имеют устойчивый возраст  $543 \pm 3$  млн. лет, определенный на ионном зонде и методом Кобера по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  отношению в отдельных зернах циркона. Вычисление возраста было проведено с использованием конкордии Тера-Вассербург с  $^{207}\text{Pb}$  коррекцией количества общего свинца.

Цирконы из пород Рефтинского массива были изучены также и методом Кобера по методике, описанной ранее [Montero et al., 2000].

### Шовный мегаблок и прилегающие области

Фрагменты офиолитовых комплексов широко развиты на Урале преимущественно в виде бескорневых массивов апогарцбургитовых серпентинитов. Частично сохранив-

шие свое первичное строение комплексы редки и отмечаются преимущественно в крупных сутурах, таких как зона Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР), которая со-

ставляет основу шовного мегаблока.

В зоне ГУГР и западнее ее, в так называемой Сакмарской зоне, сосредоточены крупнейшие и наиболее хорошо сохранившиеся

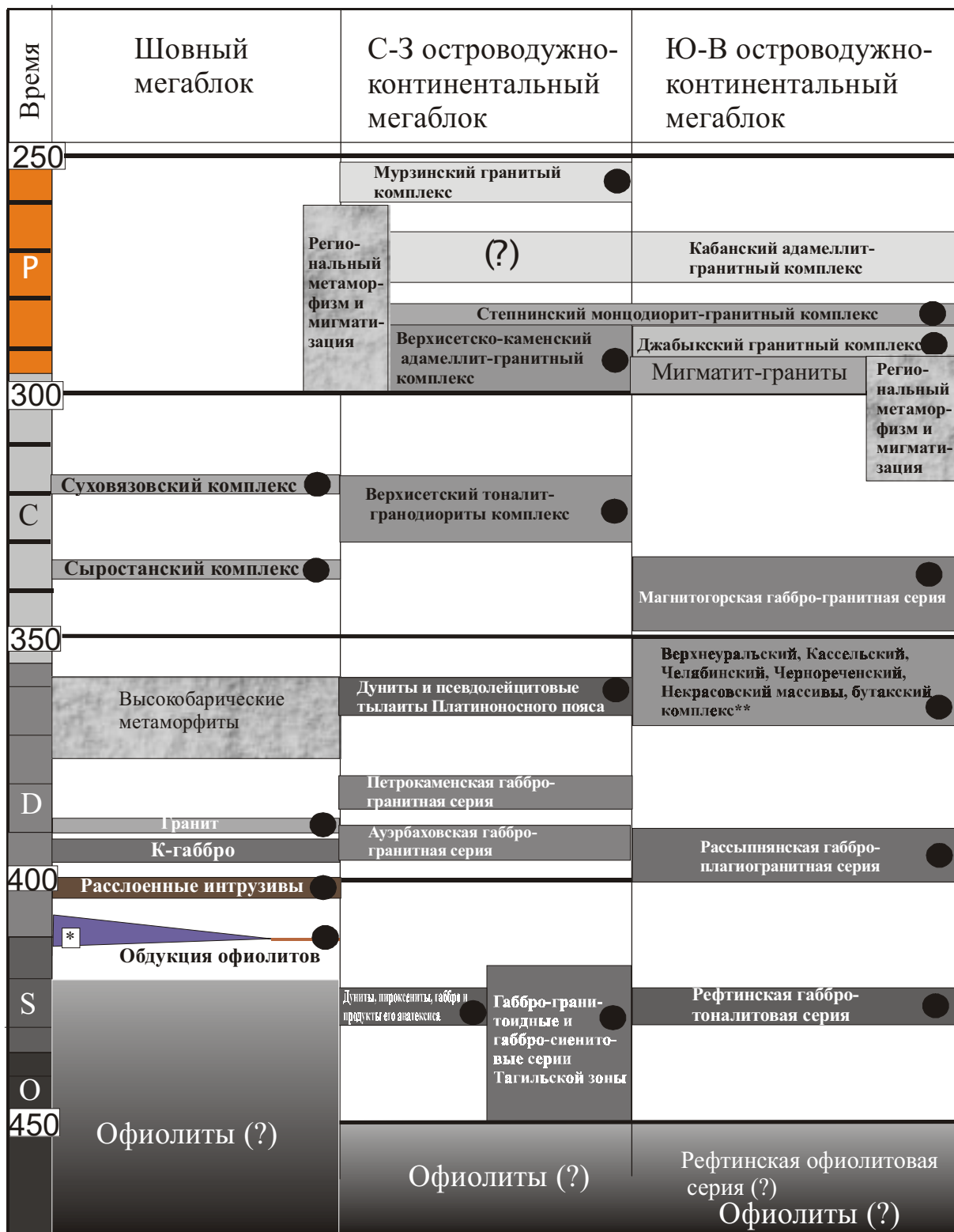


Рис. 2. Схема эволюции интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала.

Средние содержания Pb, Th, U и  $^{238}\text{U}/\text{Pb}$  возраст изученных цирконов

Проба	Порода	Массив	Pb, ppm	Th, ppm	U, ppm	Возраст, млн. лет
K513	Hbl габбро	Черноисточинский	50	66	160	1604 (2)
			25	181	203	585 (7)
			46	128	744	400 (7)
K501	Hbl анортозит	Черноисточинский	6	39	81	424±6 (26)
K523	Bt-Hbl гранодиорит	Тагильский	26	156	264	425 (11)
			39	121	451	369 (9)
K788	Hbl высокобарический метагранит	С-з экзоконтакт Кытлымского массива	37	378	391	443 (17)
			15	53	207	399 (9)
			38	310	506	307 (11)
K934	Hbl габбро	Рефтинский	17	104	194	435±8 (16)
K933	Hbl диорит	Рефтинский	6	24	90	430 (8)
K935	Плагиогранит	Рефтинский	11	70	153	422±6 (14)
K1036	Амфиболит	Южный экзоконтакт Кемпирсайского массива	54	292	772	410±6 (8)
K1076	Hbl-Bt-Gt гранит	Кокпектинский массив, жила в троктолите	139	579	1972	387 (16)

Примечание. В скобках после цифр возраста – количество определений. Индексы минералов: Hbl – роговая обманка, Bt – биотит, Gt – гранат.

офиолитовые комплексы, в том числе Кемпирсайско-Хабарнинский. Изотопный возраст пород Кемпирсайского массива определен разными методами в интервале 427-380 млн. лет [Edwards, Wasserburg, 1985; Sharma, Wasserburg, 1996; Melcher et al., 1999], отражающем разные этапы его становления и преобразования. Фаунистический возраст базальтовых пиллоу-лав, вулканической составляющей Кемпирсайско-Хабарнинского комплекса, отвечает среднему ордовику, т.е. примерно 460 млн. лет [Иванов, 1988; Коробков и др., 1988].

Полученные в последнее время возрасты цирконов из пород, ассоциированных с Кемпирсайским массивом [Краснобаев и др., 2004], позволяют высказать некоторые соображения, объясняющие расхождение между изотопными и фаунистическими данными. В формировании уральских офиолитов выделяется два главных этапа. Первый из них отвечает зарождению и эволюции офиолитов в океанических условиях и подробно рассмотрен в многочисленных публикациях [Савельева, 1987, и др.], а второй – в континентальных [Формирование..., 1986; Ферштагер, 2004]. Абиссальные пиллоу-лавы фиксируют возраст океанического магматического

этапа становления офиолитов. Верхний возрастной рубеж этого этапа определяется возрастом обдукции офиолитов. Он может быть установлен по метаморфическим породам, образование которых связано с тектоническим перемещением горячих масс пород офиолитовых комплексов. Такую природу имеют амфиболиты, вмещающие Кемпирсайский ультрамафитовый массив [Ефимов, 1984]. В мигматизированных амфиболитах, перекрывающих гарцбургиты в южной части Кемпирсайского массива, развиты типичные метаморфогенные цирконы [Краснобаев, 1986], очень однородные по возрасту и химическому составу. Они имеют округлую форму и слабо люминесцируют в катодных лучах (рис. 3, 1036). В лабораториях Университета Гранады (Испания) методом LA-ICP-MS был определен U-Pb возраст цирконов, равный 410±6 млн. лет [Краснобаев и др., 2004а]. Формирование этих апобазальтовых амфиболитов, имеющих геохимические параметры MORB, несомненно, связано с внедрением горячих масс гарцбургитовых мантийных тектонитов, слагающих подавляющую по объему часть Кемпирсайского массива. Тем самым определяется время обдукции офиоли-

тов в структуры коры океанического типа, фиксирующей завершение океанического этапа магматической эволюции офиолитовых комплексов. Наиболее древние значения изотопного возраста пород Кемпирсайского массива (около 430 млн. лет), а также сведения о среднеордовикском фаунистическом возрасте базальтов дают приблизительное представление о возрасте этого этапа.

Прямые данные о досилурийском возрасте офиолитов получены при изучении циркона из высокобарического жильного материала (лейкосомы) с геохимическими параметрами океанических плагиогранитов, развитого в мигматизированных апобазальтовых амфиболитах с геохимическими особенностями MORB [Ферштатер и др., 2002]. Эти метаофиолиты залегают северо-западнее Кытлымского массива Платиноносного пояса, в районе горы Белой. Они содержат цирконы трех типов, имеющих и различные возрастные уровни: 440, 380 и 310 млн. лет (рис. 4А, Б). Ранние цирконы, судя по морфологическим и геохимическим особенностям, заимствованы из базитового субстрата, а поздние образованы в ходе метаморфических преобразований. Последние характеризуются более слабой корреляцией содержаний урана и свинца по

сравнению с цирконами, имеющими возраст около 440 млн. лет, и обогащены легкими РЗЭ, U, Th, Pb (рис. 4В, Г). Цифру возраста 440 млн. лет при вариациях определений в интервале 430-470 млн. лет можно считать верхним ограничением возраста офиолитов Среднего Урала в шовном мегаблоке. Более молодые возраста офиолитов здесь не известны.

На Южном Урале в составе наиболее крупных офиолитовых ассоциаций, таких как Кемпирсайская, Хабарнинская и другие, в качестве элемента их строения, в соответствии с традиционной схемой, ряд исследователей выделяет расслоенные дунит-верлит-габбровые комплексы, залегающие выше мантийных гарцбургитовых тектонитов и прорывающие последние. По своему строению и положению в модельной схеме стандартного офиолитового разреза такие массивы действительно напоминают расслоенную часть офиолитовой ассоциации (рис. 5). В качестве преобладающего механизма формирования модельного разреза офиолитов в настоящее время рассматривается фракционная кристаллизация в пределах единой магматической камеры. При этом гарцбургитовая часть офиолитового разреза трактуется как реститовая, образованная в результате

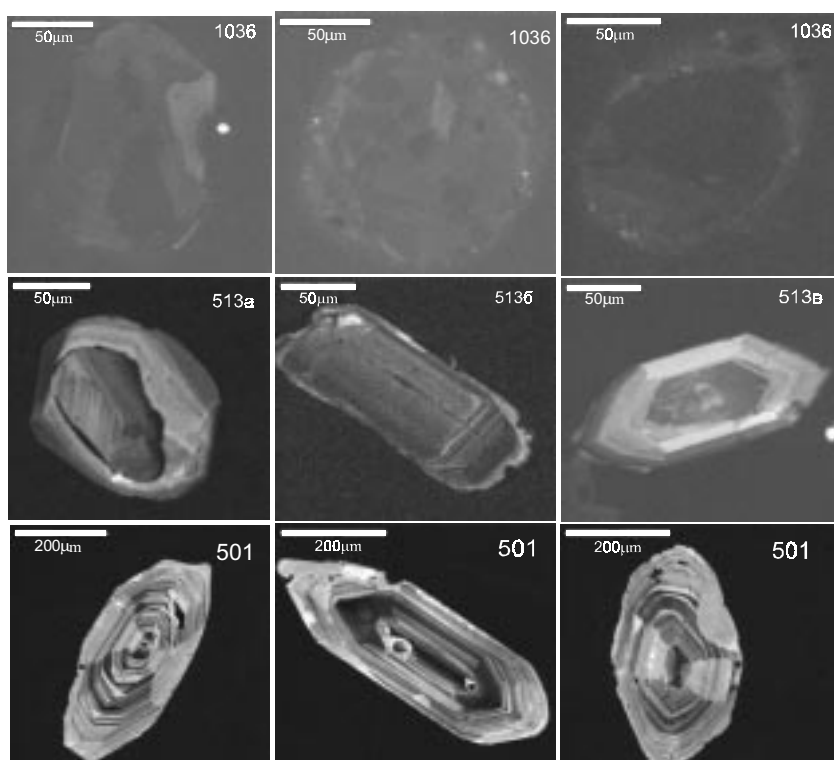


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения типичных зерен циркона из амфиболита, вмещающего Кемпирсайский гарцбургитовый массив (1036), роговообманкового габбро (513) и роговообманкового анортозита (501) Черноисточинского массива Платиноносного пояса Урала. Пояснения в тексте.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

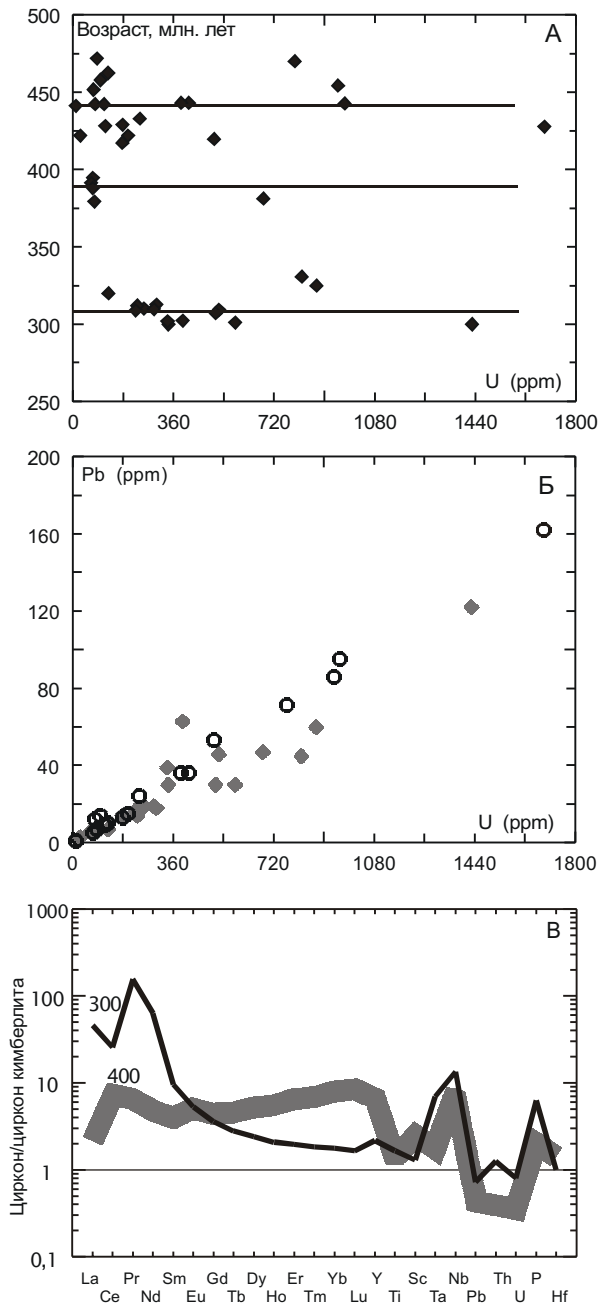
Рис. 4. Возраст и геохимические особенности циркона из высокобарического метаплагиогранита к788 (С-3 экзоконтакт Кытлымского массива).

Концентрации элементов на диаграмме В нормированы по циркону из Южноафриканских кимберлитов [Belousova et al., 1998].

Следует обратить внимание на хорошую корреляцию U и Pb в цирконе с возрастом более 400 млн. лет (пустые кружки на диаграмме Б), свидетельствующую о принадлежности циркона к единой генерации, в которой весь свинец образован за счет распада урана. Эта генерация рассматривается нами, как первичный циркон базитового офиолитового субстрата, в результате мигматизации которого образован метаплагиогранит. На спайдер-диаграмме жирной линией показан тренд циркона с возрастом более 400 млн. лет, тонкой – с возрастом около 300 млн. лет.

удаления из верхней мантии базитового по составу расплава, исходного для расслоенного комплекса и вышележащей субвулканической части разреза [Nicolas, 1989]. Тем самым признается единство магматического очага для всех членов офиолитовой ассоциации и их петрогенетическая сопряженность. На уральском материале в эту схему следует внести существенные коррективы.

В большинстве случаев удается установить значительный разрыв во времени формирования между отдельными членами разреза. В отличие от досилурийского (440 млн. лет и древнее) возраста собственно офиолитовых пород, расслоенные массивы имеют изотопный возраст около 400 млн. лет: конкордантный возраст циркона из габбро-диоритов расслоенной части Нуралинского массива составляет  $399 \pm 1$  млн. лет [Ферштатер и др., 2000]; К-Аг возраст амфибола из габбро Кирпичненского расслоенного массива, прорывающего и перекрывающего хабарнинские гарцбургиты, – около 400 млн. лет [Пушкарев, Калеганов, 1993]. Ассоциированные с Кирпичненским массивом базальты и параллельные диабазовые дайки имеют силурийский возраст, который установлен по находкам граптолитов в ходе геолого-съёмочных работ оренбургских геологов Б.И. Хворова (1967-1971 гг.) и В.Т. Тищенко (1979-1982 гг.). Расслоенные



комплексы значительно оторваны не только по времени, но и по месту формирования от ультрамафитовых мантийных тектонитов и, в отличие от последних, образуют не тектонические аллохтоны, а интрузивные залежи, имеющие магматические рвущие контакты с породами рамы, в том числе и с породами континентальной коры [Ферштатер, 2004].

Возрастному уровню, близкому к 390 млн. лет, отвечает завершение магматической активности, так или иначе связанной с офиолитами. На это указывает возраст циркона [Краснобаев и др., 2004а] из биотит-грана-

тового гранита, который пересекает троктолиты Кокпектинского расслоенного массива, более молодого, чем кемпирсайские гарцбургиты [Петрология..., 1991], а также дайки мелкозернистых лампрофироподобных габбро в троктолитах (рис. 6). Лампрофироподобные габброиды сопровождают офиолиты Южного Урала в Кемпирсайском и Хабарнинском массивах [Эвгеосинклинальные..., 1984] и пересекают структуры континентальной коры [Ферштатер, 2004] и, следовательно, заключительные этапы «офиолитового» магматизма осуществляются после обдукции офиолитов

на континентальные структуры.

Таким образом, можно говорить об ордовикском этапе магматической эволюции офиолитовых комплексов Южного Урала, происходившем в условиях океанического спрединга (?), и силурийско-раннедевонском этапе, имевшем место после обдукции офиолитов на структуры континентальной коры. Пространственное совмещение продуктов магматизма этих двух этапов, по-видимому, объясняется тем, что обдукция гарцбургитовых мантийных тектонитов как элементов океанической литосферы на континенталь-

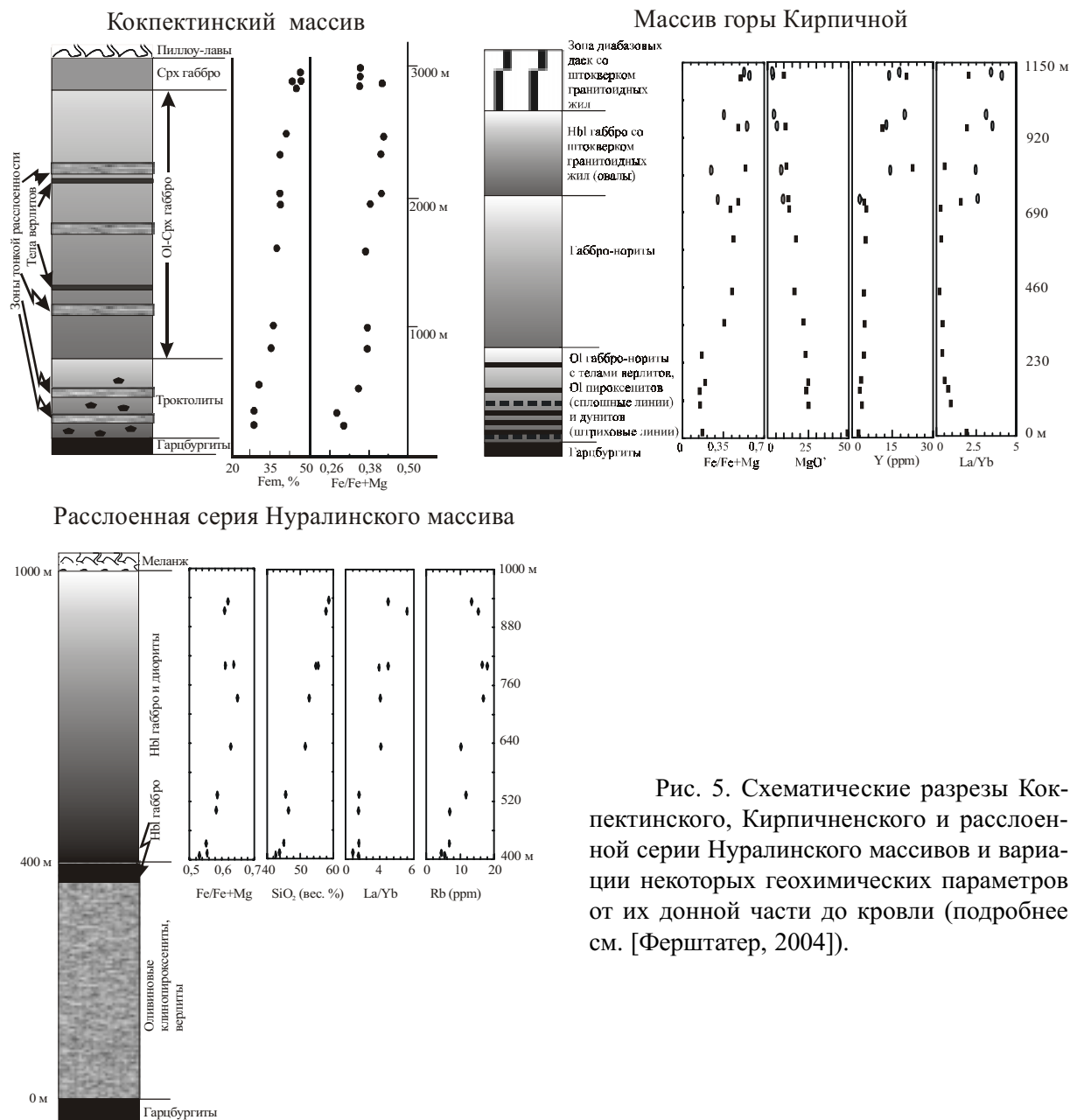
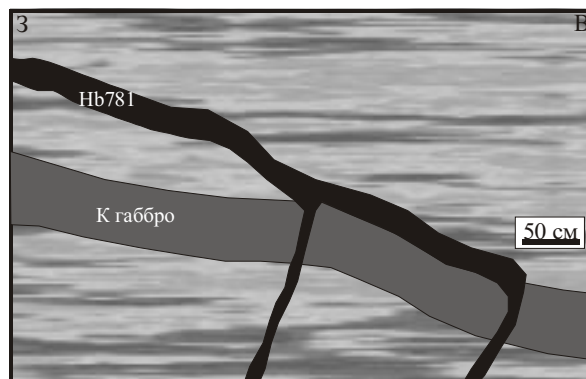


Рис. 5. Схематические разрезы Кокпектинского, Кирпичненского и расслоенной серии Нуралинского массивов и вариации некоторых геохимических параметров от их донной части до кровли (подробнее см. [Ферштатер, 2004]).



Рис. 6. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Шандаша примерно в 1 км от ее устья.

Дайка лампрофироподобного калиевого габбро в троктолите Кокпектинского массива, пересеченная дайкой биотит-гранатового гранита hb781, имеющего возраст около 390 млн. лет (табл. 1).



ные структуры часто сопровождается магматизмом. Продукты этого магматизма – слоенные интрузивы и рои жильных пород (лампрофироподобных габбро и редкие небольшие тела гранитов) маркируют путь собственно офиолитовых аллохтонов и поэтому сопряжены с ними.

Имеющиеся сведения о наличии докембрийских офиолитов [Офиолиты..., 1985] пока не подкреплены надежными фаунистическими или изотопными данными, но представляются чрезвычайно важными для реставрации геологической истории Урала.

В возрастном интервале 390-350 млн. лет шовный мегаблок окончательно оформился как зона Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР), как геологическая граница пассивной окраины Восточно-Европейского континента и системы островных дуг захлопнувшегося Уральского океана. Структуры шовного мегаблока прорываются габбро-гранитоидными и гранитоидными комплексами с возрастом 335-315 млн. лет, такими как Сыростанско-Тургоякский [Ферштатер, 2001], Суховязовский [Шардакова, 1999] и другие. Магматизм этого возраста не специфичен и развивается как латеральный вариант магматизма северо-западного мегаблока, о чем говорят их общие петрологические и геохимические особенности.

В северо-западном и юго-восточном мегаблоках данные о возрасте офиолитов тоже скудны. Гранитоиды Рефтинского габбро-плагиогранитного массива содержат цирконы магматического облика с возрастом 430-420 млн. лет (лудлов) и имеют интрузивные контакты с Баженовским офиолитовым массивом. По-видимому, возраст офиолитов можно считать досилурийским.

### Платиноносный пояс

Магматическая история Платиноносного пояса в настоящее время значительно уточнена и также включает в себя как минимум два этапа – силурийский и позднедевонско-раннекаменноугольный [Пушкарев и др., 2003]. Первый представлен преимущественно габброидами с подчиненными клинопироксенитами и верлитами, локализованными в восточной и центральной части пояса, а второй – дунитами, верлитами, клинопироксенитами и псевдолейцитовыми тылаитами, которые сосредоточены в его западной части. Недавние определения возраста габброноритов Sm-Nd методом [Ронкин и др., 1997] и циркона из них U-Pb методом [Bosch et al., 1997], а также наши новые данные по возрасту циркона из габбро и роговообманкового анортозита Черноисточинского массива (табл. 1) свидетельствуют о силурийском (430-420 млн. лет) возрасте пород. По-видимому, такой же возраст имеют верлиты и клинопироксениты, образующие единые массивы с габбро, о чем свидетельствуют многочисленные ксенолиты клинопироксенитов в породах анортозит-плагиогранитной серии [Эвгеосинклинали..., 1984].

Породы позднедевонско-раннекаменноугольного этапа (дуниты и тылаиты Косьвинского массива), входящего в состав Кытлымского массива), датированы двумя методами: тылаиты – Rb-Sr [Пушкарев и др., 2003], а в дунитах определен возраст циркона [Bea et al., 2001]. Для тылаитов была получена изохрона, отвечающая возрасту  $340 \pm 22$  млн. лет (начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704014$ ). Цирконы из дунита образуют несколько морфологических и возрастных групп (рис. 7).

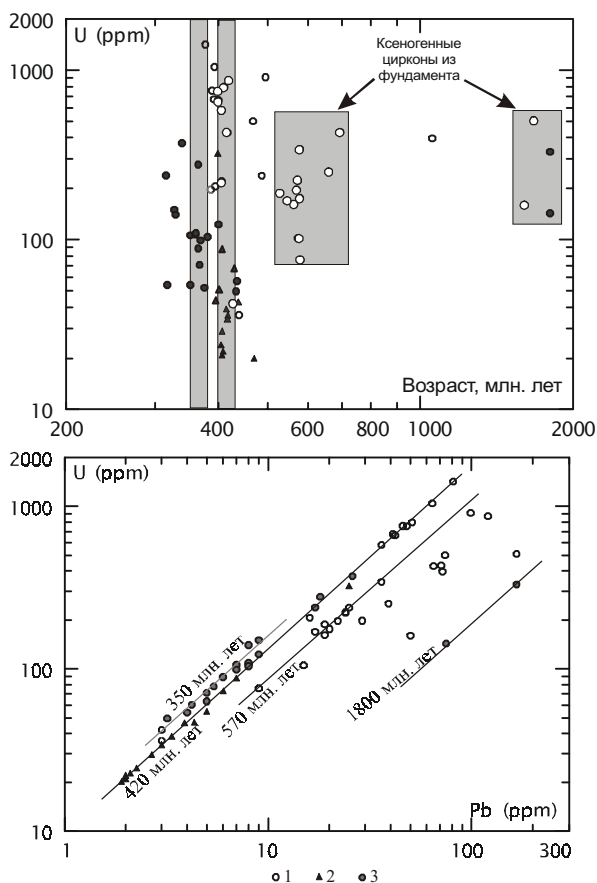


Рис. 7. Содержание U, Pb и возраст цирконов из пород Платиноносного пояса Урала.

3) зональными бипирамидальными удлиненными зернами, сходными с кристаллами из анортозита (501), формирование которых связано с процессами частичного плавления габбро (513в). Зерна типа 1 имеют возраста 1600 и 585 млн. лет, а 2 и 3 типов – 420-400 млн. лет. Цирконы из габбро характеризуются большим разбросом значений возраста и отсутствием корреляции U-Pb, которая характерна для зерен с одинаковым возрастом (рис. 7). Приведенные данные свидетельствуют о формировании Платиноносного пояса как в силурийское, так и в раннекаменноугольное время на древней континентальной (?) коре, из которой, по-видимому, и были заимствованы ксеногенные цирконы с возрастными 500 млн. лет и древнее. О наличии кристаллического фундамента под Тагильской вулканогенной зоной ранее сообщали Ю.С. Каретин, Е.Е. Порошин, В.Н. Смирнов, Е.В. Пушкарев и другие исследователи.

Породы анатектической анортозит-плагиогранитной серии, являющиеся продуктом водного анатексиса рассмотренных выше роговообманковых габбро [Ферштатер и др., 1998], содержат цирконы, которые характеризуются возрастной однородностью и устойчивым морфологическим обликом. Это типичные цирконы магматического типа с хорошо выраженной зональностью роста, часто со структурой песочных часов (рис. 3, 501). Обращает на себя внимание идеальная корреляция содержаний свинца и урана в цирконах из анортозита (коэффициент корреляции равен 0,995), свидетельствующая о том, что весь свинец циркона образован за счет распада урана, начавшегося около 420 млн. лет тому назад (рис. 7). Изложенные данные позволяют полагать, что породы сформированы одноактным процессом частичного плавления роговообманковых габбро, которые к моменту плавления находились выше предполагаемого кристаллического фундамента (чем, по-видимому, и обусловлено отсутствие в них ксеногенных цирконов, содержа-

Самые древние отвечают возрасту 1800 млн. лет и представляют собой ксеногенные цирконы, заимствованные из континентальной коры расплавом, кумулятами которого являются дуниты. Вторая группа цирконов имеет возраст 420-435 млн. лет и отвечает времени формирования большей части пород Платиноносного пояса. Третья группа с возрастом 370-352 млн. лет соответствует времени формирования самих дунитов в результате осаждения раннего оливина из тылаитового (?) или иного по составу оливинсодержащего расплава. И, наконец, четвертая группа цирконов имеет такой же возраст, как и тылаиты, и, по-видимому, фиксирует постмагматическую стадию эволюции дунитов. Сходная полигенность и полихронность цирконов была зафиксирована в роговообманковом габбро K513 Черноисточинского массива (табл. 1). Цирконы представлены тремя морфологическими типами: 1) зернами, содержащими ядра более ранних генераций (рис. 3, 513а); 2) изометричными зональными зернами, обладающими слабой катодолюминесценцией, кристаллизовавшимися, по-видимому, непосредственно из базитового расплава (513б) и

щихся в габбровом протолите, интродуцированными с больших глубин). Роговообманковые анортозиты представляют собой субавтотонные образования, залегающие вблизи области магмогенерации (глубина зоны анатексиса 20-25 км;  $P_{H_2O} = 0,7-0,8$ ;  $P_{общ} = 6-7$  кбар), тогда как образованные в результате их фракционной кристаллизации плагиограниты образуют рои даек в вышележащих породах в интервале палеоглубин 20-3 км [Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер и др., 1998; Ферштатер, 2003].

**Северо-западный и юго-восточный островодужно-континентальные мегаблоки**

*Габбро-гранитоидные серии*

В островодужно-континентальных мегаблоках преимущественно ультрамафит-мафитовый магматизм офиолитов и Платиноносного пояса надстраивается силурийскими габбро-плагиогранитными сериями, которые по своим геохимическим особенностям отвечают современным островодужным магматитам. В северо-западном мегаблоке (в Тагильской зоне) они представлены интрузивами, комагматичными контрастным вулканистам, продуктивным на медно-колчеданное оруденение, а в юго-восточном – крупным Рефтинским массивом. Возраст магматического циркона из плагиогранитоидов этого массива определен методом Кобера в лаборатории Университета Гранады (Испания) как лудловский ( $422 \pm 19$  млн. лет). В ходе магматической эволюции габбро-плагиогранитные серии, содержащие существенно водный флюид, сменяются габбро-гранитными и габбро-сиенитовыми, обогащенными хлором [Холоднов, Бушляков, 2002] и продуктивными на скарново-магнетитовое оруденение. Цирконы в типичном гранодиорите сложного Тагильского массива [Эвгеосинклинальные..., 1984] образуют две возрастные группы (425 и 370 млн. лет), из которых первая соответствует лудлову – геологически установленному возрасту пород, а вторая – позднему девону, событиям, связанным с постмагматической эволюцией.

Девонское развитие островодужных зон северо-западного и юго-восточного мегаблоков идет по-разному. В северо-западном мегаблоке в восточной части Тагильской вул-

каногенной зоны формируются интрузивы К-Na ауэрбаховской габбро-гранитоидной серии, связанной, по мнению ряда исследователей, с задуговым рифтообразованием [Язева, Бочкарев, 1995]. В Магнитогорской зоне юго-восточного мегаблока в среднем и поздне-м девоне развитие магматизма идет по тому же плану, по которому эволюционировал силурийский магматизм в Тагильской зоне, на что неоднократно обращал внимание Д.С. Штейнберг. В раннем карбоне здесь формируется рифтогенная магнитогорская габбро-гранитная серия, по некоторым параметрам, в том числе по металлогенической специализации, сходная с девонскими сериями северо-западного мегаблока. Приведенные данные фиксируют давно известный факт более раннего завершения островодужного по своим вещественным особенностям магматизма в Тагильской зоне по сравнению с Магнитогорской.

*Надсубдукционные окраинно-континентальные тоналит-гранодиоритовые серии, коллизионные граниты*

Закономерности эволюции гранитоидного магматизма Урала были рассмотрены ранее [Ферштатер, 2001], и здесь мы лишь кратко резюмируем имеющиеся данные.

Формирование надсубдукционных окраинно-континентальных тоналит-гранодиоритовых серий начинается в палеоконтинентальной зоне юго-восточного мегаблока в позднем девоне. В это же время в Магнитогорской зоне становлением пород верхнеуральской габбро-гранитоидной серии, комагматичных соответствующим вулканистам, завершается островодужный этап развития. Названные тоналит-гранодиоритовые и габбро-гранитоидные серии имеют одинаковый изотопный возраст около 360 млн. лет, определенный разными методами и разными исследователями. В Челябинском и Чернореченском массивах возраст циркона из тоналитов и гранодиоритов надежно определен как позднедевонский [Montero et al., 2000; Ферштатер, 2001], что соответствует геологическим данным о возрасте пород бутакского комплекса из более южных частей юго-восточной палеоконтинентальной зоны [Бородин и др., 1971].

В северо-западном мегаблоке тоналит-гранодиоритовые серии появляются в среднем карбоне и имеют возраст 330-320 млн. лет (Шарташский и Верх-Исетский массивы). Часть гранитов, ассоциированных с тоналит-гранодиоритовыми сериями и локализованных в крупных сравнительно однородных массивах, образована в результате анатексиса более ранних тоналитов и гранодиоритов и имеет раннепермский возраст 300-280 млн. лет [Bea et al., 1997].

Субстрат тоналит-гранодиоритовых серий представлен роговообманковыми габброидами – продуктами водного надсубдукционного базитового магматизма, предшествовавшего гранитоидному анатексису и сопровождавшего его вплоть до завершения в раннепермское время [Ферштатер и др., 2004].

Для позднедевонских и раннекаменноугольных тоналит-гранодиоритовых серий отмечается единая латеральная зональность, заключающаяся в росте содержания калия и ряда редких элементов в габброидах и гранитоидах в восточном направлении [Ферштатер, 2001]. Эта зональность, по-видимому, отражает связь магматизма с зоной (или зонами) субдукции восточной вергентности и свидетельствует о наличии континентальной структуры в девонско-раннекаменноугольное время в восточной части Уральского орогена.

Массовое гранитообразование на Урале связано с коллизией. Коллизионные граниты с

возрастом около 290 млн. лет сконцентрированы в континентальной зоне юго-восточного мегаблока (массивы Санарский, Джабыкский и многие другие). Они имеют низкое первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,704-0,7045), свидетельствующее о преобладании в их магматическом источнике новообразованной коры, возникшей в ходе развития Уральско-орогена и не успевшей накопить радиогенный стронций к моменту гранитообразования.

В пределах 305-290 млн. лет последовательность гранитоидного магматизма выглядит следующим образом [Ферштатер, 2001]: формирование мигматит-плутонов (например, Варламовский массив;  $P_{\text{общ}} = 6-8$  кбар,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,8-0,9 P_{\text{общ}}$ ), синхронных с главной фазой регионального метаморфизма; затем следует главная фаза гранитного магматизма (джабыкский комплекс;  $P_{\text{общ}} = 3-5-8$  кбар,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5-0,7 P_{\text{общ}}$ ), с которой связано формирование зонального ореола метаморфизма вокруг массивов, и завершается магматизм формированием многочисленных даек и небольших интрузивных тел адамеллитов и гранитов кабанского комплекса ( $P_{\text{общ}} = 2-3$  кбар,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,3-0,5 P_{\text{общ}}$ ).

В северо-западном мегаблоке возраст коллизионных гранитов составляет 260-245 млн. лет. Судя по изотопным данным, в их источнике присутствует и древняя кора из фундамента, и новообразованная. Сложная и длительная история преобразования гнейсов

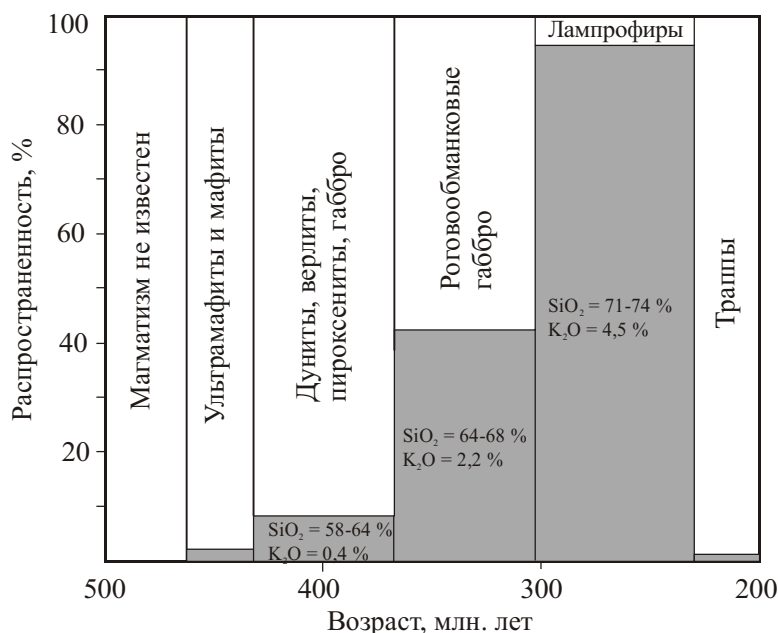


Рис. 8. Изменение доли гранитоидов (серое) в балансе интрузивных магматических пород и усредненные содержания в них SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O в ходе развития Уральского орогена.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

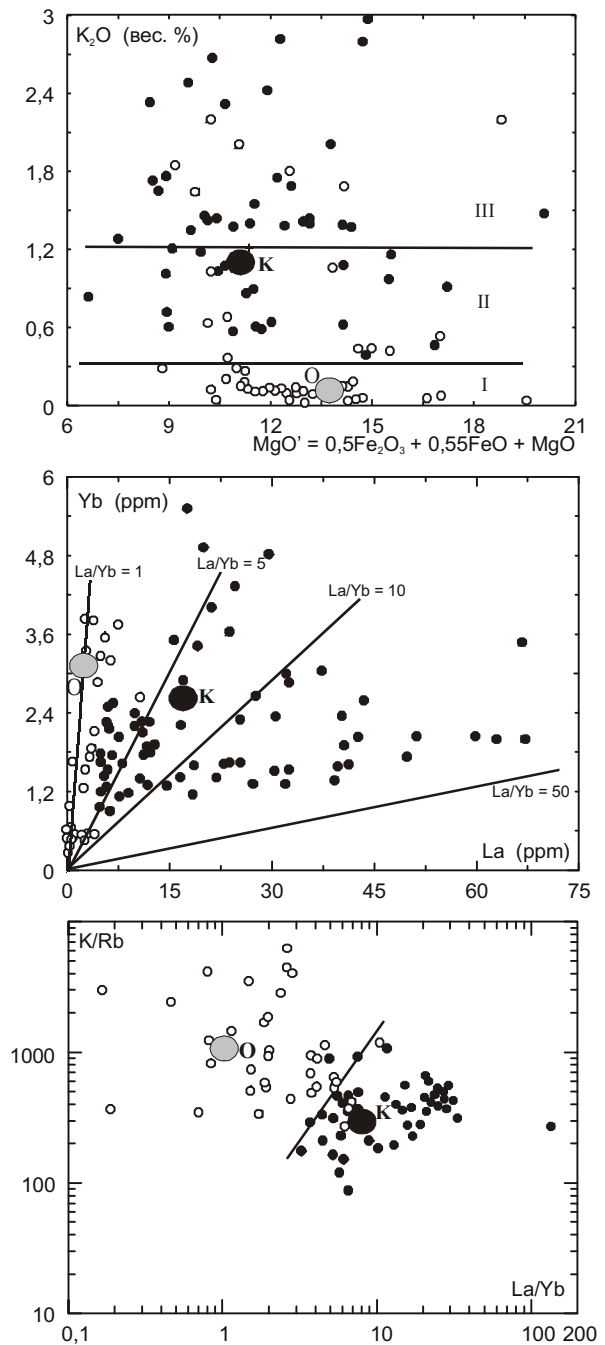
Рис. 9. Диаграммы  $K_2O - MgO'$ ,  $Yb - La$ ,  $K/Rb - La/Yb$  для габброидов Урала.

Древнее 390 млн. лет (светлые кружки), более молодые (темные кружки). Крупными знаками обозначены средние составы континентальной (К) и океанической (О) коры.

Адуйско-Мурзинского метаморфического комплекса, являющихся субстратом соответствующих гранитных массивов, зафиксирована в возрасте (1770-400 млн. лет) и геохимических особенностях циркона из них [Краснобаев и др., 2004б] и находится в хорошем соответствии с вариациями изотопного состава стронция гранитов (первичное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  варьирует от 0,709 до 0,704), зависящими от возраста и состава субстрата гранитов [Montero et al., 2000; Попов и др., 2003].

### Заключение

Общая закономерность эволюции палеозойского интрузивного магматизма Урала состоит в том, что в ходе развития орогена доля гранитоидов среди прочих интрузивных пород возрастает от первых процентов в ордовике до 95 % и более в позднепалеозойское время (рис. 8). При этом не только увеличивается доля гранитоидов и их валовый объем, но и внутри гранитоидов растет доля все более и более кремнекислых пород с возрастающей концентрацией калия, а также фтора [Бушляков, Холоднов, 1986]. Среди силурийских гранитоидов, входящих в верлит-габбро-плагиогранитоидные и габбро-гранитоидные комплексы, преобладают породы типа кварцевого диорита-грондъемита; в позднедевонско-раннекаменноугольных тоналит-гранодиоритовых комплексах – породы типа гранодиорита, а позднепалеозойские комплексы представлены в основном гранитами. Подобный тип эволюции магматизма отражает процесс формирования новой континентальной коры и наращивание ее мощности в ходе геологического развития. На рис. 9 показаны изменения некоторых геохимических параметров габброидов докамменноугольного возраста (древнее 390 млн. лет) и более молодых.



Последние характеризуются статистически более высоким содержанием  $K_2O$ , La, высоким  $La/Yb$  и низким  $K/Rb$  отношениями, что наглядно отражает отмеченные выше закономерности эволюции орогена.

Датирование интрузивных комплексов позволяет наметить некоторые важные этапы палеозойской геологической эволюции основных структур, образующих в настоящее время Уральский ороген. Этот вопрос специально рассматривается во многих публикациях [Иванов, 1998; Пучков, 2000], и здесь

мы в сжатом виде суммируем приведенные выше данные.

430-410 млн. лет (силур) – начало закрытия океанического бассейна и обдукция фрагментов океанической коры в виде офиолитовых комплексов на континентальные структуры; субдукция океанической коры под восточный континент и формирование надсубдукционных вулcano-плутонических комплексов, образовавших позднее северо-западный островодужно-континентальный мегаблок; становление дунит-клинопироксенит-габбровой и анортозит-плагиогранитной серий Платиноносного пояса Урала.

410-390 млн. лет (ранний девон) – этап континентальной (?) эволюции офиолитовых комплексов – формирование расслоенных интрузивов в составе этих комплексов, роев базитовых даек и небольших тел гранитов. Магматизм сосредоточен в зоне сочленения океанических и континентальных структур (шовный мегаблок в современном строении Урала).

В последующие 30-40 млн. лет этот коллизионный шов окончательно оформился как зона ГУГР, геологическая граница пассивной окраины Восточно-Европейского континента и системы островных дуг захлопнувшегося Уральского океана. Это время активных тектонических движений, с которыми связано формирование и выведение к поверхности высокобарических метаморфитов глаукофан-сланцевой и эклогитовой фаций. Габбро-гранитоидный и гранитоидный магматизм с возрастом 335-315 млн. лет в шовном мегаблоке (Сыростанско-Тургорский гранитоидный комплекс, Суховязовский и другие гранитоидные массивы) не специфичен и развивается как латеральный вариант магматизма северо-западного мегаблока.

В этом мегаблоке силур (430-410 млн. лет) – время интенсивного базитового магматизма, продуктами которого являются зональные клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса и дифференцированные (габбро-гранитоидные и базальт-риолитовые) вулcano-плутонические серии, сформировавшие Тагильскую вулканогенную зону.

В девоне здесь образуются окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса, представленные ауэрбаховским комплексом, а в раннем карбоне – крупные тоналит-гранодиоритовые массивы верхисет-

ского комплекса.

В юго-восточном мегаблоке девонем датированы вулcano-плутонические комплексы Магнитогорской зоны и тоналит-гранодиоритовые комплексы окраинно-континентального типа, а ранним карбоном – рифтогенная вулcano-плутоническая магнитогорская серия. Коллизия юго-восточного мегаблока с Казахстанским палеоконтинентом привела к региональному метаморфизму в юго-восточной континентальной зоне и формированию анатектических гранитов с возрастом около 290 млн. лет, а косая коллизия юго-восточного и северо-западного мегаблоков – к формированию анатектических гранитов с возрастом 260-250 млн. лет, который омолаживается в северном направлении [Bea et al., 2002] параллельно со смещением наибольших напряжений.

При наличии очевидных общих закономерностей эволюции палеозойского интрузивного магматизма Урала, свидетельствующих о единстве Уральского орогена и общих чертах в эволюции его отдельных крупных структур, отмечаются важные различия. Эти различия выражаются, в частности, в разном времени проявления надсубдукционного и коллизионного магматизма в северо-западном и юго-восточном мегаблоках, а также в существенных различиях содержания некогерентных редких элементов и изотопного состава гранитов из этих структур [Ферштатер, 2001].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64079), гранта НШ85.2003.5, ОНЗ (проект 7), программы «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм и взаимодействие геосфер» и испанского гранта СICYT:VTE 2002 (04618-CO2-01).*

### Список литературы

- Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Самаркин Г.И.* Варисская тоналит-гранодиоритовая формация Южного Урала // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200. № 2. С. 411-414.
- Бушляков И.Н., Холоднов В.В.* Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 192 с.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Иванов К.С.* Развитие Сакмарской зоны

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

- Южного Урала в ордовике // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 428-431.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Докт. дис. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Коробков В.Ф., Новиков И.Н., Федоров В.И.* Кемпирсайская офиолитовая ассоциация // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск.: УрО АН СССР, 1988. С. 56-74.
- Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 148 с.
- Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П.* Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы междунар. науч. конф. X чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004а. С. 211-216.
- Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. и др.* Генезис и возраст цирконов из плагиогнейсов мурзинского метаморфического комплекса // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы междунар. науч. конф. X чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004а. С. 345-350.
- Офиолиты Южного Урала. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
- Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 159 с.
- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В.* Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3-18.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* К-Аг датирование магматических комплексов Хабарнинского габбро-ультрабазитового массива // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241-245.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др.* Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373-377.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепехина О.П.* Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала, Россия // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. М.: ИГЕМ РАН, 1997. С. 300-301.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Ферштатер Г.Б.* Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3-17.
- Ферштатер Г.Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-85.
- Ферштатер Г.Б.* Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1349-1364.
- Ферштатер Г.Б.* О природе силурийско-раннедевонских мафит-ультрамафитовых интрузивов, ассоциированных с офиолитами Южного Урала // Литосфера. 2004. № 4. С. 3-29.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина 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., Бородина Н.С., Осипова Т.А., Шардакова Г.Ю.* Минеральный состав и условия формирования высокobarических метагранитов (Урал) // Записки ВМО. 2002. Ч. СXXXI. № 3. С. 1-22.
- Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др.* U-Pb возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 96-100.
- Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 247 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н.* Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 392 с.
- Шардакова Г.Ю.* Суховязовский массив как представитель гранитоидного магматизма зоны ГУГР // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тез. докл. междунар. конф. V чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1999. С. 161-162.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии М.: Наука, 1984. 264 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32-44.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P.* Granitoids of the Urals: implications for the evolution of the orogen // Mountain Building in the Uralides. Amer. Geophys. Union, 2002. P. 211-232.
- Bea F., Fershtater G., Montero P. et al.* Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1-4. P. 103-116.
- Bea F., Fershtater G., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia //

Terra nova. 2001. V. 3. P. 407-412.

*Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Cathodoluminescence and geochemical properties of kimberlitic and lamproitic zircons // Proceed. VII Intern. Kimberlite Conf. Cape Town, 1998. P. 23-29.

*Bosch D., Krasnobaev A.A., Efimov A.A. et al.* Early Silurian ages for gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // Uralides-Paleozoic collisional orogeny between Baltica and Asian terranes. Abstracts. Strasburg, 1997. P. 122.

*Edwards R.L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth Planet Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 389-404.

*Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R.* The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineral. Deposita. 1999. V. 34. P. 250-272.

*Montero P., Bea F., Gerdes A. et al.* Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317. № 1-2. P. 93-108.

*Nicolas A.* Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere // Petrol. Struct. Geol. Ser. 4. Kluwer: Dordrecht., 1989. 367 p.

*Scarrow J.H., Hetzel R., Gorozhanin V.M. et al.* Four decades of geochronological work in the southern and middle Urals: a review // Mountain Building in the Uralides. Amer. Geophys. Union. 2002. P. 233-255.

*Sharma M., Wasserburg G.J.* The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4537-4550.

*Рецензенты доктор геол.-мин. наук Е.В. Шарков,  
доктор геол.-мин. наук Г.Н. Савельева*