

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
И U-Pb ЦИРКОНОВЫЙ ВОЗРАСТ ДИОРИТОВ  
ЧУСОВСКОЙ ГАББРО-ДИОРИТОВОЙ СЕРИИ ВЕРХ-ИСЕТСКОГО МАССИВА  
(СРЕДНИЙ УРАЛ)**

**Е.А. Зинькова**

Верхисетский массив представляет собой крупное батолитообразное тело, залегающее в окраинно-континентальной зоне северо-западного мегаблока [Ферштатер, 1992] среди позднесилурийско(?)—ранне- и среднедевонских вулканитов и комагматичных им габбро-границы.

В строении батолита принимают участие 4 главные серии (в порядке образования): 1) габбро-диоритовая, 2) тоналит-гранодиоритовая (малокалиевая), 3) тоналит-гранодиоритовая (калинатровая) и адамеллит-гранитная (рис. 1).

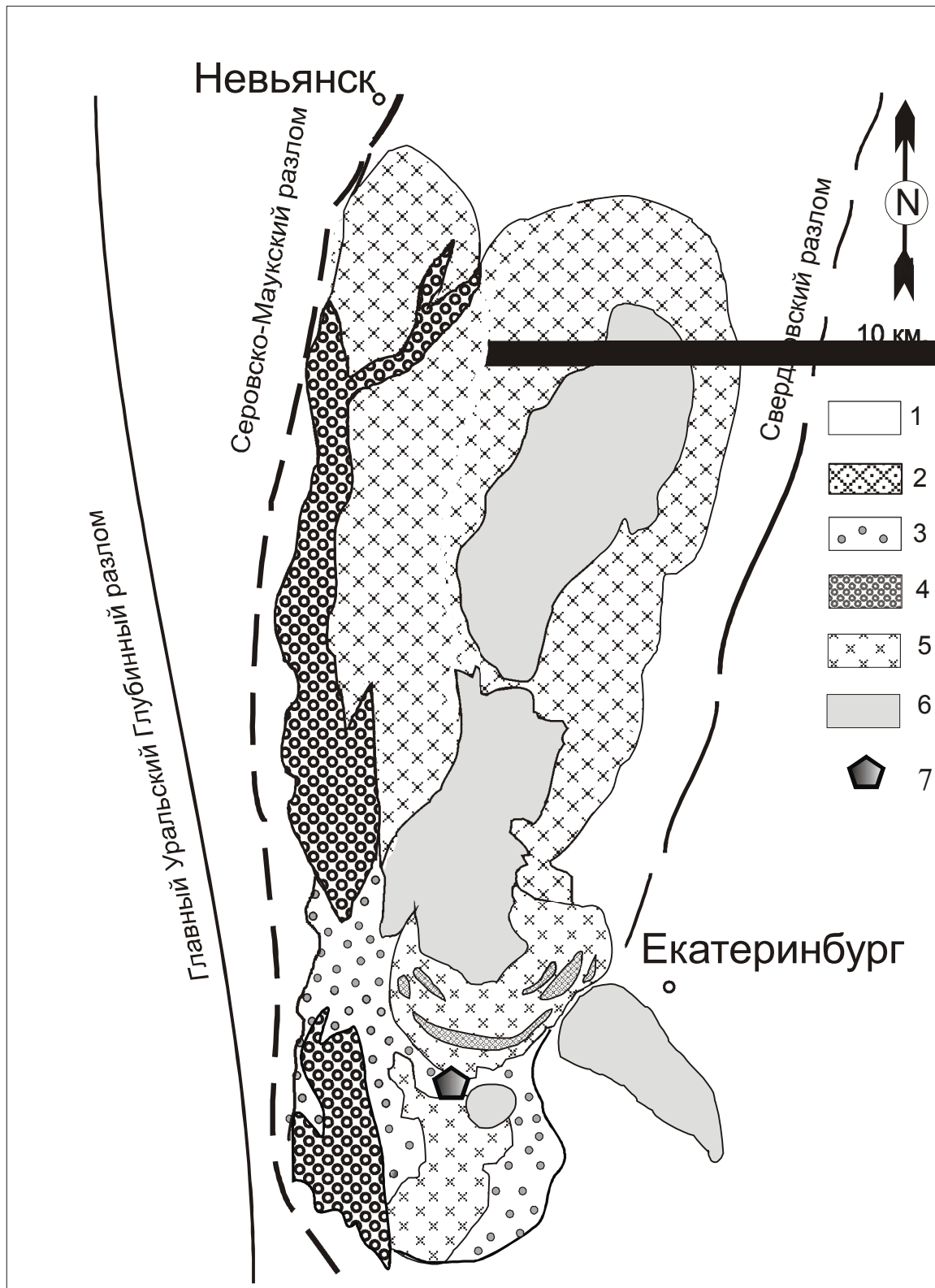


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Верхисетского массива. Составлена по материалам Д.А. Двоглазова, Г.Н. Кузовкова, Д.С. Вагшала [1972-1979] и авторов. 1 – породы рамы Верхисетского массива, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами силурийского и раннедевонского возраста; 2-6 – породы Верхисетского батолита: 2 – ксенолиты габброидов, 3 – диориты, тоналиты; 4 – породы малокалиевой серии; 5 – калинатровой серии; 6 – породы адамеллит-гранитной серии; 7 – место отбора пробы Ви-681.

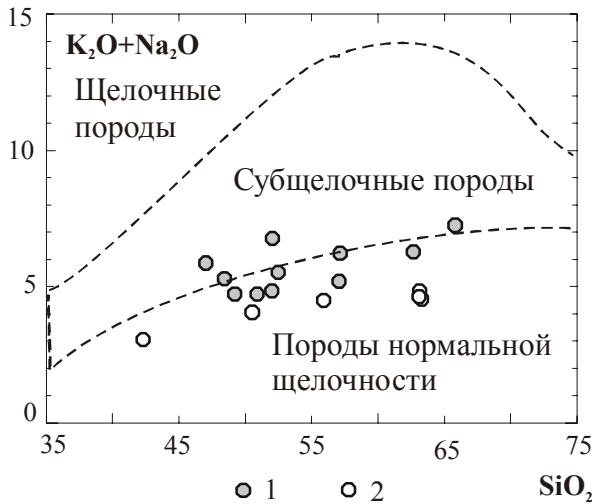


Рис. 2. Классификационная диаграмма  $K_2O+Na_2O - SiO_2$  для пород чувовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива (1). Для сравнения приведены породы ранне-среднедевонских габбро-гранитных серий (2) – пановский и петрокаменский комплексы. Пунктирной линией обозначена область распространения субщелочных магматических пород [Классификация..., 1981].

Породы габбро-диоритовой серии развиты в южной, наиболее эродированной части Верхисетского массива и хорошо обнажены в выемках горных пород вдоль нового московского тракта, а также в карьере г. Хрустальной и в Светлореченском карьере. Они представлены в основном габбро-амфиболитами и наиболее распространенными биотит-амфиболовыми диоритами. Диориты мигматизированы и обладают неоднородной пятнистой «анатектической» структурой [Зинькова, Ферштатер, 2000]. Для них характерна насыщенность густым роем даек мощностью от первых см до 1 м, варьирующих по составу от габбро-диоритов до гранодиоритов и адамеллитов. Морфология даек, их текстурно-структурные особенности и сходство химического состава с вмещающими диоритами позволяют отнести их к разряду синплутонических. Признаки синплутонизма даек хорошо освещены в литературе [Hyndman, Foster, 1988; Pitcher, 1991], а также рассмотрены в статье, посвященной синплутоническим дайкам Верхисетского массива [Зинькова, Ферштатер, 2007]. На вариационных диаграммах породы даек и вмещающих их диоритов образуют единые эволюционные трен-

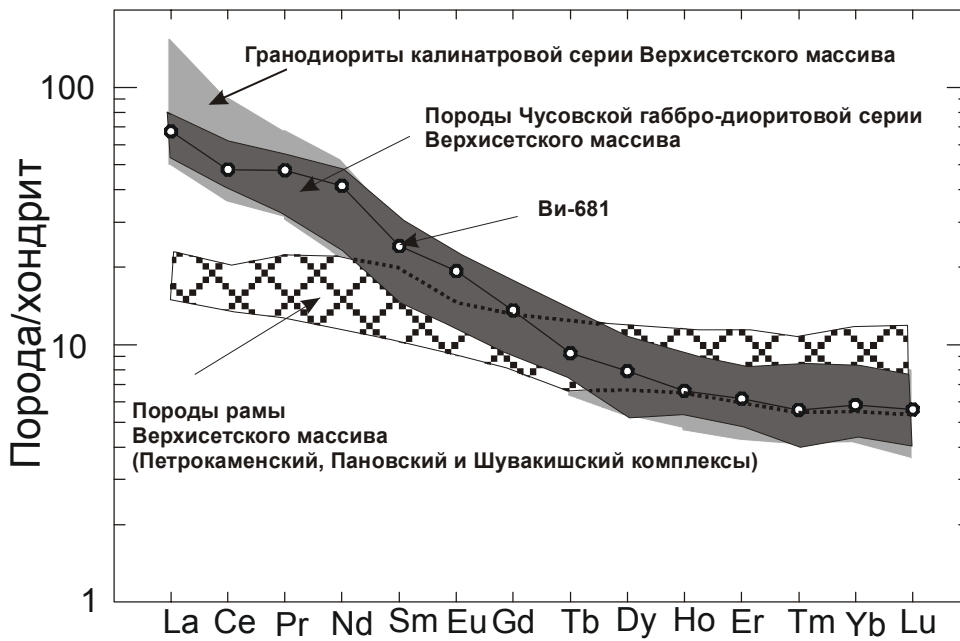


Рис. 3. Распределение РЗЭ в гранитоидах Верхисетского массива: светло-серым тоном показаны области составов пород исетской калинатовой серии, темным тоном – области составов чувовской габбро-диоритовой серии, с отдельной линией для диорита Ви-681, из которого выделялись цирконы для определения возраста. Штриховкой показаны области составов пород рамы Верхисетского массива (на примере петрокаменского, пановского и шувакишского комплексов).

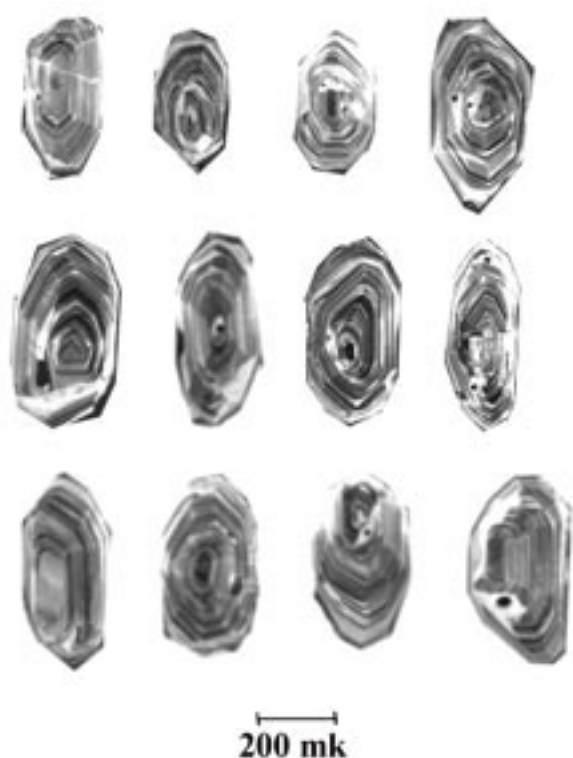


Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения отдельных кристаллов циркона из диорита Ви-681 чусовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива.

ды [Зинькова, Ферштатер, 2000; Зинькова, Ферштатер, 2004], что позволяет объединить их в одну серию. Породы этой серии являются наиболее ранними образованиями Верхисетского массива. Наряду с текстурно-структурными особенностями, заключающимися в мигматизации их пород и в насыщенности их густым роем даек, они так же обладают и некоторыми химическими особенностями. Прежде всего, это высокое содержание Sr в них (от 700 до 1300 г/т). Другой особенностью является тот факт, что среди пород этой серии обособляется группа габброидов, тяготеющих на классификационной диаграмме к полю субщелочных пород (рис. 2). На диаграмме распределения редкоземельных элементов области составов пород серии совпадают с областями составов пород исетской калинатровой серии Верхисетского массива, отличаясь от них несколько заниженными содержаниями легких редкоземельных элементов (рис. 3). От более ранних интрузивных образований ранне-средне-девонского возраста (к примеру решинского, пановского и шувакишского комплексов) породы чусовской габбро-диоритовой серии резко отличаются более высокими содержаниями Rb и Sr,

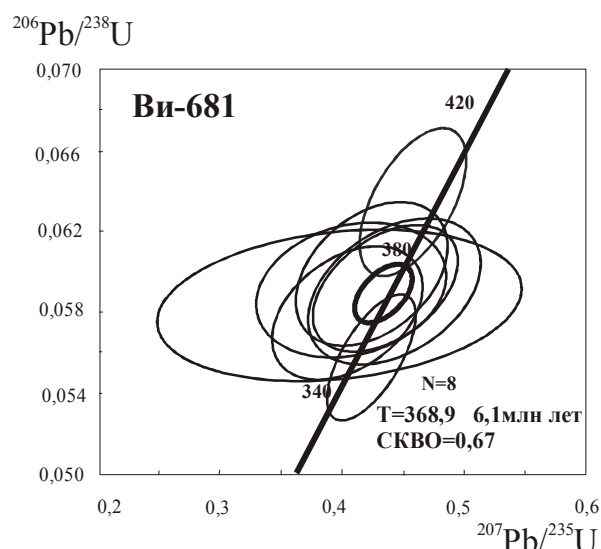


Рис. 5. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из диорита обр. Ви-681 чусовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива. Вероятность конкордантности 0,41.

более высокими содержаниями легких редкоземельных элементов (см. рис. 3), а также повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Указанные химические отличия фиксируются и на минеральном уровне: для пород чусовской габбро-диоритовой серии как и для других серий Верхисетского массива характерно повышенное содержание акцессорных минералов, концентрирующих РЗЭ (сфен, апатит, эпидот, ортит, циркон), тогда как породы рамы (решинский, пановский, шувакишский комплексы), как правило, обеднены акцессориями.

Приведенные выше петро-геохимические особенности пород чусовской габбро-диоритовой серии указывают на их принадлежность к окраинно-континентальным тоналит-гранодиоритовым сериям и на их резкие отличия от островодужных габбро-гранитоидных серий ранне-среднедевонского возраста, являющихся по сути породами рамы для Верхисетского массива.

Изотопное изучение Верхисетского массива [Веа et al., 1997; Смирнов и др., 1998] показало, что Rb-Sr возраст тоналит-гранодиоритовой малокалиевой и тоналит-гранодиоритовой калинатровой серий отвечает 320 млн. лет, а адаметлит-гранитной – 276 млн. лет. Возраст наиболее ранней по геологическим данным чусовской габбро-диоритовой серии не удалось определить Rb-Sr и Sm-Nd-методами, вероятно, из-за нарушения этих систем, что может быть связано с мигматизацией пород. В этой связи нами было проведено U-Pb датирование

цирконов из диоритов этой серии с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Цирконы выделялись обычным методом, включающим дробление пробы весом 30 кг до фракции -0,5 мм, выделение тяжелой фракции на концентрационном столе и сепарации в тяжелых жидкостях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную под биноклем. U-Pb анализы цирконов выполнялись по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004].

Цирконы представлены идиоморфными коротко-призматическими кристаллами светлокремового цвета. Катодоллюминесцентные изображения кристаллов циркона (рис. 4.) показывают наличие тонкоритмичной зональности, параллельной кристаллографическим ограничениям зерен. Наличие такой зональности позволяет коррелировать возраст цирконов с возрастом кристаллизации диоритов. Среднее значение возраста по 8 точкам составило  $368,9 \pm 6,1$  Ma (рис. 5). Таким образом, U-Pb SHRIMP-датировки по цирконам показывают, что внедрение и кристаллизация диоритов чувской серии происходили в верхнедевонское время. Полученные данные хорошо согласуются с имеющимися геологическими данными о том, что породы Краснопольской тоналит-гранодиоритовой серии, развитые в северном экзоконтакте Верхисетского массива и по данным Д.А. Двоеглазова [Двоеглазов и др., 1987] относящиеся к раннему комплексу Верхисетского массива, прорывают фаунистически охарактеризованные позднеэфельско-живетские образования [Смирнов, Ведерников, 1987].

Полученные новые данные свидетельствуют о длительном времени формирования Верхисетского батолита в интервале времени 370-280 млн. лет. При этом ранние стадии его формирования совпадают с возрастом тоналит-гранодиоритового магматизма на Южном Урале [Ферштатер и др., 2007].

### Список литературы

Двоеглазов Д.А., Вагшаль Д.С., Кузовков Г.Н. Новые данные о геологическом строении Верхисетского гранитоидного массива на Среднем Урале // Вопросы петрологии и металлогении Урала. II. Свердловск, 1987. С. 56-57.

Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. Мигматиты габбро-диоритовой серии Верхисетского мас-

сива – ключ к пониманию происхождения его тоналит-гранодиоритовой серии // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 127-134.

Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. Путеводитель геологической экскурсии по южной части Верхисетского гранитоидного массива / X Чтения памяти акад. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2004. 20 с.

Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б. Синплутонические дайки в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Литосфера. 2007. № 4. С.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Препринт. Свердловск: УО АН СССР, 1987.

Смирнов В.Н., Беа Ф., Монтеро П. и др. Результаты Rb-Sr-датирования и изучения изотопного состава Nd в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // ДАН. 1998. Т. 363. № 4. С. 389-391.

Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизма // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3-17.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52-77.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P.G. et al. Generation and evolution of subduction – related batholiths from the Central Urals: Constraints on the P-T history of the Uralian Orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1-4. P. 103-116.

Hyndman D.W., Foster D.A. The role of tonalites and mafic dikes in the generation of the Idaho batholith // J. Geol. 1988. V. 96. P. 31-46.

Larionov A.N., Andreichev V.A. & Gee D.G. // Gee D.G. & Pease V.L. (eds) The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs. 2004. № 30. P. 69-74.

Pitcher W.S., 1991. Synplutonic dykes and mafic enclaves // Didier J. and Barbarin B. (Editors), Enclaves and Granite Petrology. Development in Petrology, 13. Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo. P. 383-391.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.