

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРИРОДЕ СУБСТРАТА ЮЖНОУРАЛЬСКИХ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ

© 2015 г. Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина, Н. Г. Солошенко, М. В. Стрелецкая

Институт геологии и геохимии УрО РАН

E-mail: fershtater@igg.uran.ru

620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

Поступила в редакцию 05.11.2014 г.

Принята к печати 02.12.2014 г.

Изучены изотопные Sm-Nd и Rb-Sr системы гнейсов, образующих купольные структуры и вмещающих позднепалеозойские граниты в Кочкарском антиклинории на Южном Урале. Установлено, что Rb-Sr изохронный возраст гнейсов составляет  $354.9 \pm 4.5$  млн лет и совпадает с возрастом гранитных мигматитов Варламовского мигматит-плутона и с возрастом гранитоидов широко распространенных на Урале габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) массивов – продуктов водного анатексиса роговообманковых габбро. Сходными оказались и такие изотопные параметры, как  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ,  $(\epsilon\text{Sr})_i$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ , а также геохимические особенности ГТГГ гранитоидов и гнейсов. Близость возраста, изотопных особенностей и состава тоналито- и гранито-гнейсов, образующих купольные структуры и вмещающих позднепалеозойские гранитные массивы, с одной стороны, и пород ГТГГ массивов, с другой, позволяет предположить, что гнейсы – это метаморфизованные девонские гранитоиды. Высокое содержание воды в эвтектической по составу магме позднепалеозойских гранитов ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7\text{--}0.8P_{\text{общ}}$  при значении  $P_{\text{общ}} = 4\text{--}5$  кбар) препятствует ее вертикальному перемещению. Максимально возможный подъем гранитной магмы до значений  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ , при которых она должна закристаллизоваться, отвечает перепаду давлений не более 0.5–1.0 кбар или в абсолютных цифрах 1–3 км. Эти значения не превышают мощности ортогнейсовых куполов и не противоречат предположению, что граниты залегают среди пород возможного субстрата. Приведенные данные свидетельствуют о том, что главным субстратом позднепалеозойских (пермских) гранитов в восточной части Южного Урала могли быть метаморфизованные в амфиболитовой фации породы позднедевонских ГТГГ комплексов, чем и объясняются изотопные параметры гранитов, в частности низкое содержание в них радиогенного стронция и повышенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , отвечающее положительному значению  $\epsilon\text{Nd}$ . Породы допалеозойского фундамента, для отдельных блоков которого установлен мезопротерозойский возраст циркона, тоже участвовали в гранитообразовании, но играли при этом второстепенную роль.

Ключевые слова: Sm-Nd и Rb-Sr системы, граниты, гнейсы, Южный Урал, возраст, субстрат.

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема природы и возраста субстрата уральских позднепалеозойских гранитов, наиболее распространенных магматических пород в восточной части Уральского подвижного пояса, одна из ключевых в понимании основных закономерностей развития пояса, формирования его коры и взаимодействия кора–мантия. Позднепалеозойские граниты Урала представляют собой часть варисского (герцинского) гранитного пояса, протягивающегося от западной до восточной части Евразийского континента (рис. 1). Эта крупнейшая магматическая формация, сравнимая по объему изверженного материала лишь с позднемеловыми гранитоидами обрамления Тихого океана.

Граниты Урала хорошо сопоставляются по возрасту с гранитами варисцид Западной Европы (Gerdes et al., 2002; Montero et al., 2000, Фершта-

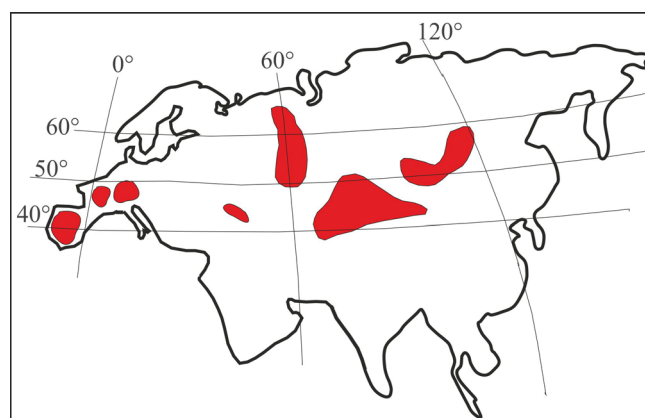
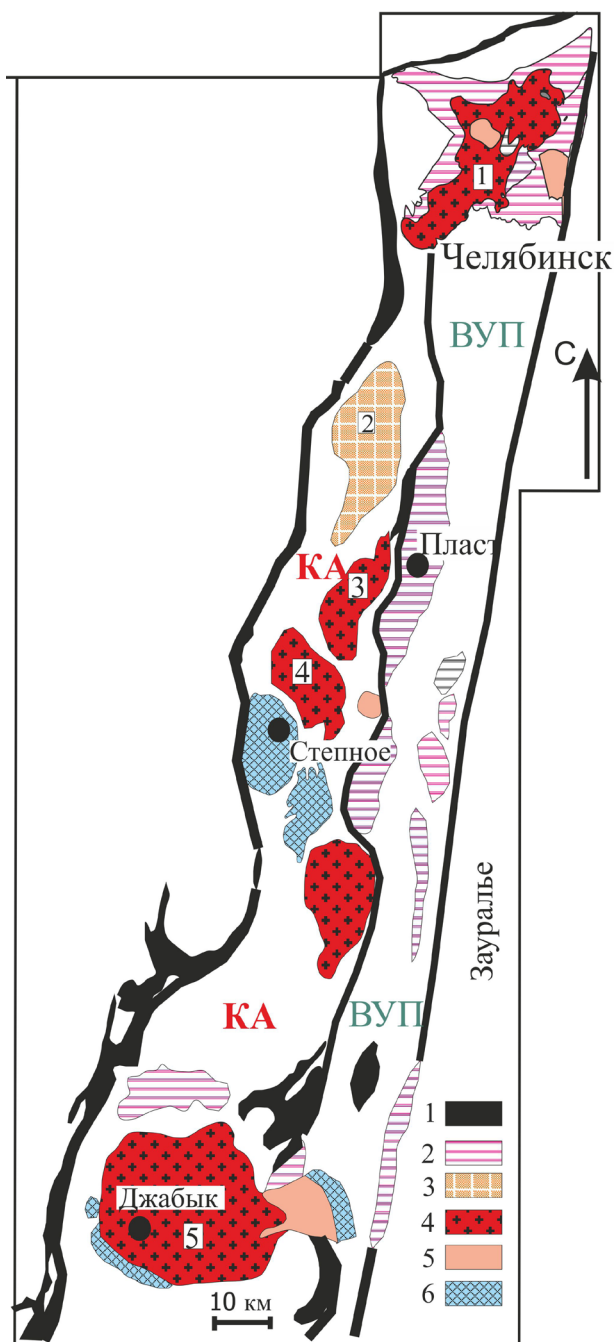


Рис. 1. Основные ареалы распространения варисских (герцинских) гранитоидов в Евразии.

Fig. 1. The main areas of distribution Variscian (Herzian) granitoids in Eurasia.



**Рис. 2.** Схема расположения гранитоидных массивов в Кочкарском антиклинории (КА) и Восточно-Уральском прогибе (ВУП). Составлена на основе геологической карты Урала под редакцией И.Д. Соболева с учетом авторских данных, полученных в ходе хозяйственных работ с Зеленогорской экспедицией.

1 – серпентиниты, 2 – преимущественно позднедевонские габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы, 3 – Варламовский мигматит-плутон, 4 – раннепермские граниты (санарский (джабыкский) комплекс), 5 – позднепермские граниты (кабанский комплекс), 6 – монцодиорит-гранитные массивы степнинского комплекса. Массивы: 1 – Челябинский, 2 – Варламовский, 3 – Борисовский, 4 – Санарский, 5 – Джабыкский.

тер, 2013), гранитами Главного Кавказского хребта, Тянь-Шаня и Урало-Монгольского пояса, отличаясь от них более низким первичным отношением изотопов стронция (0.704–0.705 для уральских гранитов и более 0.705 – для всех остальных). Большинство уральских геологов объясняют эту особенность гранитов наличием в их источнике молодой коры, не успевшей накопить радиогенный стронций. Выполненные нами исследования позволяют конкретизировать это положение.

Большая часть позднепалеозойских гранитов Урала залегает среди метаморфических пород, характеристику которых читатель найдет в работе (Русин, 2004). Настоящая статья посвящена анализу природы наиболее распространенных гранитов Южного Урала, локализованных в Кочкарском антиклинории (рис. 2). Сведения о геологическом строении этой структуры содержатся в ряде сравнительно недавних работ (Сначев и др., 1990; Тевелев и др., 2006; Орогенный..., 1994).

Гранитоиды Кочкарского антиклинория представлены тремя главными комплексами (Ферштатер, 2013). Самыми ранними являются граниты и мигматиты варламовского комплекса (360–290 млн лет), следующие по времени образования – это наиболее распространенные граниты санарского или джабыкского комплекса (290–260 млн лет), а завершают магматизм граниты кабанского комплекса, образующие небольшие интрузивы и многочисленные жилы в предыдущих гранитах и во вмещающих породах. Несколько обособленную группу составляют кольцевые монцодиорит-гранитные интрузивы степнинского комплекса (284 млн лет), приуроченные к дуговым структурам, сопровождающим зоны смятия.

По геологическим данным установлено, что вмещающими породами гранитных массивов антиклинория являются гранито-гнейсы, реже гнейсы более основного состава. Эти породы слагают основание разреза метаморфических толщ суммарной мощностью не менее 10 км. В разрезе выделяются следующие толщи: нижняя ортогнейсовая, сложенная гранито- и тоналито-гнейсами силлиманитовой ступени амфиболитовой фации, перекрывающая ее терригенно-карбонатная флишеидная, метаморфи-

**Fig. 2.** The location scheme of granitoid massifs in the Kochkar anticlinorium (KA) and the East-Urals trough (ВУП), based on geological map of the Urals under editorship of I.D. Sobolev with additions of authors' data obtained during the work in Zelenogorsk expedition.

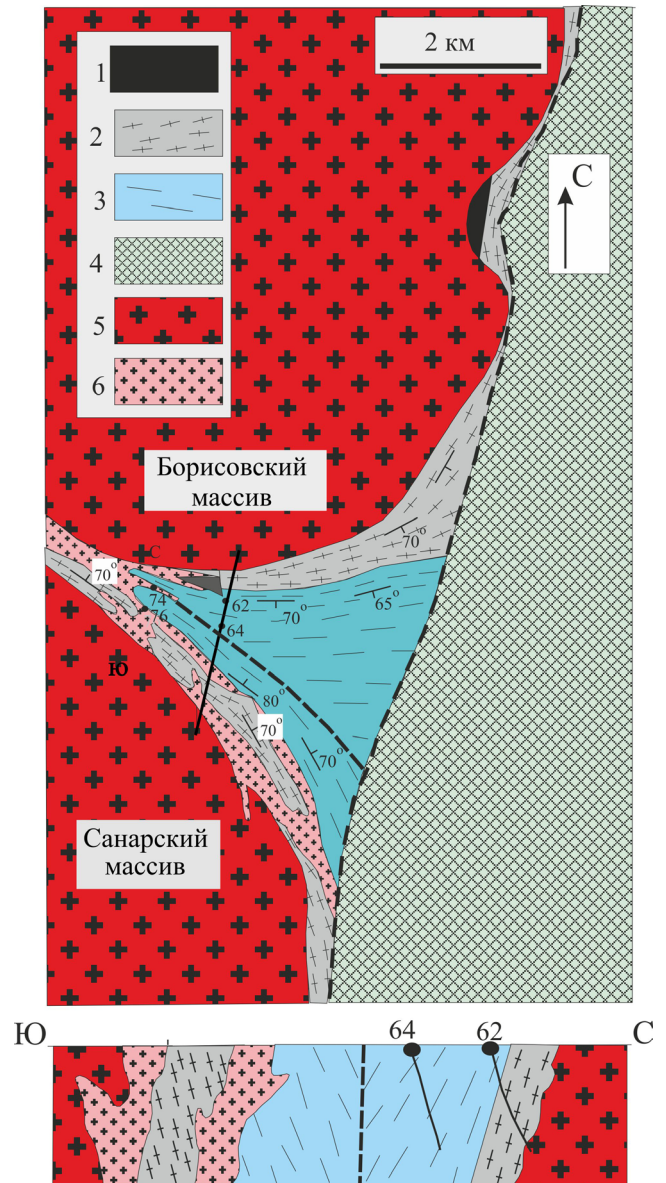
1 – serpentinites, 2 – mainly Late Devonian gabbro-tonalite-granodiorite-granite massifs, 3 – Varlamovsk migmatitic pluton, 4 – Early Permian granites (Sanara (Dzhabyk) complexes), 5 – Late Permian granites (Kabansk complex), 6 – monzodiorite-granite massifs of the Stepninsk complex. Massifs: 1 – Chelyabinsk, 2 – Varlamovsk, 3 – Borisov, 4 – Sanara, 5 – Dzhabyk.

зованная в условиях эпидот-амфиболитовой фации, и верхняя, преимущественно парагнейсовая (Орогенный..., 1994). Породы первых двух толщ образуют купольные структуры, ядра которых сложены гранитными массивами. Породы парагнейсовой толщи залегают в субмеридиональных тектонических структурах, рассекающих более древние купола. Примером может служить детально изученное сочленение куполов, в которых залегают Санарский и Борисовский массивы (рис. 3). На востоке эти купола срезаются микрогнейсами парагнейсовой толщи, имеющей с ними тектонический контакт. Разный структурный план ортогнейсовой и терригенно-карбонатной толщ, образующих купола, с одной стороны, и парагнейсовой, породы которой залегают в линейных структурах субмеридионального простирания, с другой, свидетельствует о наличии структурного несогласия между названными ассоциациями пород и об их принадлежности к разным стадиям развития. Возраст ортогнейсовой и терригенно-карбонатной толщ достоверно неизвестен, а фаунистический возраст парагнейсовой толщи (точнее мраморов, переслаивающихся с гнейсами) был определен как визейский (Малахова, Бушляков, 1977).

Наиболее эродированный купол представлен Варламовским мигматит-плутоном, в котором преобладают двуслюдяные граниты, в западной части перемежающиеся с мигматитами (Ферштатер, 2013). Лейкосомы мигматитов – это двуслюдяной гранит, близкий по составу к наиболее распространенной в массиве разности, а меланосомы при близком к граниту минеральном составе обогащены биотитом. Большой разницы в химическом составе лейкосомы и меланосомы нет, и валовый состав мигматита близок к гранитному. Породы разгнейсованы и имеют полосчатую текстуру. В результате изучения цирконов, выделенных из гнейсовидного слабо мигматизированного гранита (обр. к181 А.А. Краснобаева), на ионном зонде SHRIMP-II во ВСЕГЕИ определены основные возрастные этапы становления мигматит-плутона в возрастном диапазоне 500–309 млн лет. Из 10 проанализированных зерен три отвечают возрасту  $358 \pm 4$  млн лет ( $СКВО = 1.07$ ) и три – возрасту  $309 \pm 5$  млн лет ( $СКВО = 1.38$ ). Первый возрастной кластер совпадает со временем главного этапа мигматизации роговообманковых габбро и формированием гранитоидов габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) массивов Южного Урала, а второй – со временем начала формирования гранитных тел (Ферштатер, 2013).

#### МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для изотопных исследований послужили образцы метаморфических пород, отобранные при выполнении хоздоговора с Зеленогор-



**Рис. 3.** Геологическая карта и разрез зоны сочленения Борисовского и Санарского массивов. Составили Г.Б. Ферштатер и Н.С. Бородина по материалам Зеленогорской экспедиции и собственным наблюдениям.

1 – оливин-энстатитовые породы, 2 – тоналито- и гранито-гнейсы, 3 – флишоидная терригенно-карбонатная толща, 4 – микрогнейсы, 5 – биотитовые и мусковит-биотитовые граниты, 6 – биотитовые и гранат-биотитовые адамеллиты и граниты.

**Fig. 3.** Geologic map and cross section of the Borisov and Sanara massifs joint zone. Composed by G.B. Fershtater and N.S. Borodina with application of Zelenogorsk expedition materials and own observations.

1 – olivine-enstatite rocks, 2 – tonalite- and granite-gneiss, 3 – terrigenous-carbonaceous flyschoids, 4 – microgneiss, 5 – biotite and muscovite-biotite granites, 6 – biotite and garnet-biotite adamellites and granites.



**Таблица 1.** Краткая характеристика проанализированных образцов**Table 1.** Brief description analyzed samples

| № п.п. | Номер пробы | Порода                                                       | Минеральный состав                                                                               | Текстура, структура                                                                                                                    |
|--------|-------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1      | 56/150      | Биотитовый плагиогнейс мигматизированный                     | <i>Bt, Qtz, Pl<sub>25-30</sub></i> с обратной зональностью, <i>Ap, Tihem, Chl, Ms</i>            | Гнейсовидная, участками массивная; неравномернозернистая, с неправильным чередованием тонко- и среднезернистых <i>Qtz-Pl</i> агрегатов |
| 2      | 61/36       | Биотит-амфиболовый тоналито-гнейс ортогнейсовой толщи        | <i>Hbl, Bt, Qtz, Pl<sub>30-40</sub></i> с обр. зональностью, <i>Mc, Ep, Aln, Ttn</i>             | Гнейсовидная, тонкозернистая, с послойными более крупнозернистыми порфировластовыми полосами того же состава                           |
| 3      | 63/187      | Биотит-эпидот-амфиболовый тоналито-гнейс ортогнейсовой толщи | <i>Hbl, Bt, Q, Pl<sub>30-40</sub></i> , с обр. зональностью, <i>Mc, Ep, Ilm</i>                  | Гнейсовидная, порфировластовая                                                                                                         |
| 4      | 74/240      | Биотитовый гранито-гнейс ортогнейсовой толщи                 | <i>Bt, Qtz, Pl<sub>25-30</sub></i> , с обр. зональностью, <i>Mc, Ms, Ap, Tihem, Chl, Ep, Zrn</i> | Гнейсовидная, равномернозернистая, гранобластовая                                                                                      |
| 5      | 74/280      | То же                                                        | <i>Bt, Qtz, Pl<sub>25-30</sub>, Mc, Ms, Grt, Cord, Ap, Zrn, Chl, Zl, Tihem</i>                   | Гнейсовидная, равномернозернистая, гранобластовая                                                                                      |

Примечание. В номерах проб: числитель – номер скважины, знаменатель – глубина; минералы: *Aln* – алланит, *Ap* – апатит, *Bt* – биотит, *Chl* – хлорит, *Ep* – эпидот, *Hbl* – роговая обманка, *Ilm* – ильменит, *Mc* – микроклин, *Ms* – мусковит, *Grt* – гранат, *Cord* – кордиерит, *Pl<sub>20</sub>* – плагиоклаз и его номер, *Qtz* – кварц, *Tihem* – титаногематит, *Ttn* – титанит, *Zrn* – циркон, *Zl* – цеолит.

Note. In the numerator – number of wells, in the denominator – the depth; the minerals: *Aln* – allanite, *Ap* – apatite, *Bt* – biotite, *Chl* – chlorite, *Ep* – epidote, *Hbl* – hornblende, *Ilm* – ilmenite, *Mc* – microcline, *Ms* – muscovite, *Grt* – garnet, *Cord* – cordierite, *Pl<sub>20</sub>* – plagioclase and its number, *Qtz* – quartz, *Tihem* – titanohematite, *Ttn* – titanite, *Zrn* – zircon, *Zl* – zeolite.

ской экспедицией, проводившей поисковые работы в Кочкарском антиклинории, которые сопровождались проходкой многочисленных скважин. Собранный в ходе этих исследований материал послужил основой для создания карты метаморфизма и гранитоидных комплексов Кочкарского антиклинория, в схематическом виде показанной на рис. 2. Наиболее представительные пробы были использованы для изотопных исследований в этой работе.

Для определения возраста пород отобраны образцы из ортогнейсовой толщи, залегающей между Санарским и Борисовским гранитными массивами (см. рис. 3), где пробурена большая часть скважин. Краткая характеристика проанализированных гнейсов приведена в табл. 1, а их химический состав – в табл. 2. Образцы 56/150, 61/36, 63/187 отобраны из верхней части ортогнейсовой толщи и представляют собой бедные калием биотит-амфиболовые гнейсы тоналит-гранодиоритового состава (см. табл. 1, 2). Образцы 74/240 и 74/280 – это мелкозернистые биотитовые гнейсы гранитного состава. При отборе образцов для изотопных исследований мы старались избегать видимых вторичных изменений, а также деформаций и выветривания.

Анализ изотопного состава и содержания рубидия и стронция методом изотопного разбавления выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON Plus (Thermo) в ИГГ УрО РАН (аналитики Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкая).

К навеске образца (100 мг) добавлялся смешанный изотопный трассер  $^{84}\text{Sr}/^{85}\text{Rb}$ , затем осуществлялось разложение и гомогенизация образца в герметичной PFA-капсуле при температуре 190°C на электрической плитке в течение 3–4 дней в среде  $\text{HF} + \text{HNO}_3$ . Разделение Rb и Sr проводилось в катионно-обменных колонках (Bio-Rad AG 50×8, 200–400 меш) объемом 2 мл с последующей доочисткой фракции Sr в колонках объемом 3.7 мл в среде  $\text{HCl}$ . Для анализа рубидия использовался двухленточный источник ионов с ренийевыми лентами; стронций измерялся в одноленточном режиме с танталовым эмиттером. Величина холостого опыта на период проведения работ составляла: Rb – 0.02, Sr – 0.2 нг и не вносила существенных изменений в изотопный состав исследованных образцов.

Значение изотопного стандарта Sr NIST 987 на время проведения исследований  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710257 \pm 0.000015$  (2s, n = 65). Корректировка изотопного состава Sr на эффект изотопного фракционирования осуществлялась нормированием состава по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ .

Вычисление параметров изохрон проводилось по программе Isoplot/Ex 2.49 при 2σ уровне значимости. При этом для отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в качестве ошибки принималась измеренная ошибка воспроизводимости, для  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  – 1.0%.

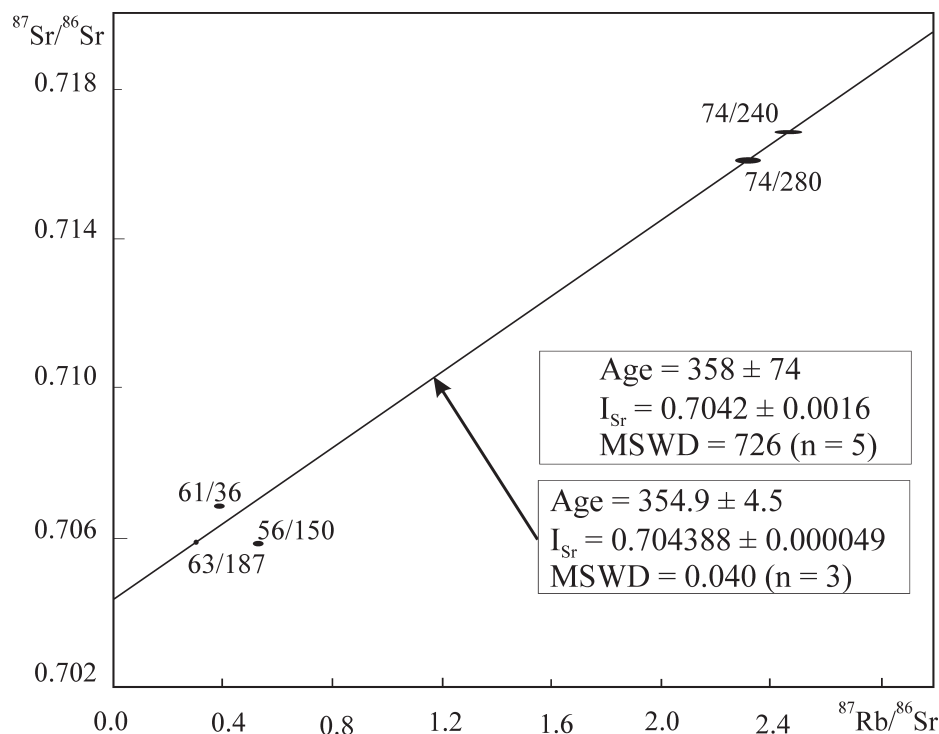
Для определения содержаний Sm и Nd и изотопного состава Nd методом изотопного разбавления перед разложением проб пород к навеске ана-

**Таблица 2.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в образцах гнейсов**Table 2.** The major (wt.%) and trace (ppm) elements contents in the gneiss samples

| Компонент                      | Номер пробы |         |         |       |        |         |        |
|--------------------------------|-------------|---------|---------|-------|--------|---------|--------|
|                                | 2A39        | Pl-404  | 56/150  | 61/36 | 63/187 | 74/240  | 74/280 |
| SiO <sub>2</sub>               | 71.88       | 73.14   | 67.40   | 61.46 | 56.38  | 72.45   | 69.76  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.21        | 0.20    | 0.53    | 0.65  | 0.95   | 0.24    | 0.25   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13.82       | 14.43   | 14.00   | 15.82 | 16.88  | 13.60   | 14.33  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.11        | He опр. | 4.5*    | 1.26  | 5.12   | 2.75*   | 0.49   |
| FeO                            | 1.62        | 1.79*   | He опр. | 5.15  | 2.28   | He опр. | 2.48   |
| MnO                            | 0.04        | 0.04    | —"      | 0.09  | 0.14   | 0.00    | 0.06   |
| MgO                            | 0.52        | 0.50    | 2.10    | 3.77  | 3.67   | 1.17    | 1.17   |
| CaO                            | 0.68        | 0.80    | 1.75    | 3.70  | 9.12   | 1.30    | 2.22   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.31        | 3.8     | 5.42    | 3.67  | 2.88   | 3.50    | 2.98   |
| K <sub>2</sub> O               | 5.32        | 4.46    | 1.48    | 2.40  | 1.10   | 5.41    | 5.36   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.07        | 0.03    | He опр. | 0.24  | 0.33   | He опр. | 0.08   |
| LOI                            | 1.58        | 0.75    | —"      | 1.62  | 1.34   | —"      | 0.97   |
| Li                             | 28.16       | 12.55   | 137     | 33.29 | 39.17  | 33.25   | 42.41  |
| Rb                             | 133.2       | 110.3   | 56.37   | 43.77 | 16.70  | 122     | 175    |
| Cs                             | 2.46        | 1.35    | 7.34    | 2.47  | 1.59   | 2.52    | 3.63   |
| Be                             | 2.14        | 1.43    | 2.72    | 2.18  | 2.60   | 3.65    | 2.59   |
| Sr                             | 262         | 277.4   | 241     | 434   | 802    | 149     | 213    |
| Ba                             | 1154        | 1497.9  | 620     | 600   | 823    | 754     | 945    |
| Sc                             | 1.95        | 1.04    | 12.31   | 17.71 | 24.80  | 6.26    | 7.27   |
| V                              | 9.58        | 7.65    | 71.60   | 88.03 | 196    | 18.66   | 21.37  |
| Cr                             | 9.91        | 3.68    | 40.76   | 127   | 36.68  | 33.02   | 29.67  |
| Co                             | 1.63        | 1.09    | 7.18    | 10.50 | 20.01  | 2.18    | 2.29   |
| Ni                             | 3.15        | 1.49    | 7.11    | 9.02  | 15.36  | 6.81    | 4.05   |
| Cu                             | 14.2        | 24.09   | 16.20   | 9.71  | 10.10  | 3.81    | 3.63   |
| Zn                             | 35.3        | 17.44   | 51.89   | 94.99 | 101    | 55.21   | 59.30  |
| Ga                             | 13.11       | 11.68   | 15.44   | 16.34 | 19.51  | 13.63   | 14.84  |
| Y                              | 7.05        | 5.91    | 7.55    | 17.59 | 22.88  | 8.01    | 10.05  |
| Nb                             | 3.59        | 2.63    | 6.85    | 8.41  | 6.99   | 10.28   | 11.06  |
| Ta                             | 0.62        | 0.48    | 0.51    | 0.46  | 0.22   | 0.85    | 0.91   |
| Zr                             | 86.27       | 83.46   | 82.25   | 93.81 | 27.66  | 105.83  | 73.13  |
| Hf                             | 2.34        | 2.26    | 2.28    | 2.40  | 0.78   | 2.97    | 2.10   |
| Mo                             | 0.39        | 0.13    | 0.24    | 2.50  | 0.39   | 0.63    | 0.71   |
| Sn                             | 0.88        | 0.87    | 2.23    | 8.13  | 4.65   | 3.52    | 3.56   |
| Tl                             | 0.19        | 0.13    | 13.19   | 1.66  | 65.89  | 122.51  | 1.07   |
| Pb                             | 19.3        | 26.41   | 14.40   | 17.98 | 31.44  | 11.87   | 6.89   |
| U                              | 3.92        | 3.46    | 3.08    | 3.55  | 2.77   | 4.26    | 4.91   |
| Th                             | 15.18       | 13.49   | 7.59    | 8.92  | 8.76   | 14.74   | 17.12  |
| La                             | 33.13       | 35.93   | 25.56   | 26.75 | 33.52  | 23.42   | 35.76  |
| Ce                             | 59.42       | 77.45   | 48.35   | 49.47 | 61.55  | 49.43   | 62.60  |
| Pr                             | 7.13        | 7.66    | 5.10    | 5.54  | 7.30   | 4.57    | 6.46   |
| Nd                             | 26.28       | 28.01   | 18.39   | 20.30 | 29.15  | 15.84   | 21.50  |
| Sm                             | 4.44        | 5.11    | 3.27    | 4.14  | 5.97   | 3.01    | 3.86   |
| Eu                             | 0.81        | 0.83    | 0.91    | 1.07  | 1.70   | 0.56    | 0.75   |
| Gd                             | 3.01        | 2.65    | 3.03    | 3.36  | 5.01   | 2.53    | 3.05   |
| Tb                             | 0.39        | 0.34    | 0.35    | 0.52  | 0.67   | 0.34    | 0.42   |
| Dy                             | 1.88        | 1.58    | 1.57    | 2.96  | 3.69   | 1.69    | 2.03   |
| Ho                             | 0.29        | 0.22    | 0.29    | 0.63  | 0.80   | 0.33    | 0.38   |
| Er                             | 0.79        | 0.44    | 0.76    | 1.69  | 2.16   | 0.90    | 0.91   |
| Tm                             | 0.07        | 0.05    | 0.10    | 0.25  | 0.31   | 0.14    | 0.12   |
| Yb                             | 0.62        | 0.31    | 0.74    | 1.67  | 2.03   | 0.87    | 0.88   |
| Lu                             | 0.06        | 0.04    | 0.12    | 0.25  | 0.29   | 0.15    | 0.13   |

Примечание.\* Суммарное железо. 2A39 – мигматит, Pl-404 – двуслюдяной гранит Варламовского массива. Характеристика остальных образцов дана в табл. 1.

Note. \* Total ferrum. 2A39 – migmatite, Pl-404 – two-mica granite of the Varlamovsk massif. Characteristics of the other samples are given in Table 1.



**Рис. 4.** Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  для валовых составов гнейсов.

Пояснения см. в тексте.

**Fig. 4.** Diagram  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  for gneisses.

Explanations see in the text.

лизируемого образца добавлялся смешанный трасер  $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$ . Разложение осуществлялось аналогично стронциевому методу. Выделение Sm и Nd проводилось по методике двухстадийного хроматографического выделения с использованием ионообменной смолы Bio-Rad AG 50×8, 200–400 меш для выделения суммы РЗЭ и смолы LN7A для разделения Sm и Nd ступенчатым элюированием HCl разной молярности. Отобранные фракции Sm и Nd переводились в нитратную форму, выпаривались, после чего препараты были готовы к масс-спектрометрическому анализу. Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON Plus (Thermo) в статическом двухленточном режиме на рениевых лентах с использованием активатора  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Общее холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd составило 0.1, по Sm – 0.08 нг.

Коррекция на изотопное масс-фракционирование при измерении изотопного состава неодима проводилась нормированием по  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.24157$  по экспоненциальному закону. Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава неодима контролировались повторными измерениями стандарта Nd-ИГЕМ:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512385 \pm 7$  (2σ, n = 30), что соответствует  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511835$  в

Международном стандарте LaJolla. Многократные анализы стандартного образца базальта BHVO-2 показали, что внутрилабораторная прецизионность отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  составляет 0.2% (2σ). Вычисление Sm-Nd модельных возрастов пород и  $\epsilon\text{Nd}(T)$  проводилось по одностадийной модели согласно работам (DePaolo, 1981; Jacobsen, Wasserburg, 1984).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты Rb-Sr изотопных определений приведены в табл. 3. Построенная по всем пяти точкам линия корреляции отвечает возрасту  $358 \pm 74$  млн лет при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7042$ , MSWD = 726 (рис. 4). Детальный просмотр шлифов образцов 56/150 и 61/36, которые не попадают на линию, показал, что эти гнейсы участками перекристаллизованы и мигматизированы. Это может быть одной из причин отклонения точек, потому что мигматизация метаморфических пород, несомненно, нарушает их изотопные параметры. Положение трех оставшихся точек отвечает изохронной зависимости с тем же значением возраста, что получено по пяти точкам, но с лучшими статистическими параметрами: возраст  $354.9 \pm 4.5$  млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704388 \pm 0.000049$ , MSWD = 0.040

**Таблица 3.** Содержание Rb, Sr и изотопные характеристики изученных образцов гнейсов

**Table 3.** The content of Rb and Sr and isotopic characteristics of studied gneiss samples

| Номер пробы | Rb, г/т | Sr, г/т | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | $(\epsilon\text{Sr})_i$ |
|-------------|---------|---------|---------------------------------|---------------|---------------------------------|---------------|-------------------------------------|-------------------------|
| 56/150      | 127     | 256.27  | 0.636                           | 0.010         | 0.706495                        | 0.000030      | 0.703324                            | -10.9                   |
| 61/36       | 62.37   | 434.87  | 0.415                           | 0.006         | 0.707067                        | 0.000033      | 0.705000                            | 12.9                    |
| 63/187      | 74.0    | 705.90  | 0.319                           | 0.005         | 0.705960                        | 0.000033      | 0.704367                            | 3.9                     |
| 74/240      | 136.46  | 160.16  | 2.467                           | 0.037         | 0.716866                        | 0.000008      | 0.704573                            | 6.9                     |
| 74/280      | 161.06  | 201.03  | 2.319                           | 0.035         | 0.716096                        | 0.000057      | 0.704537                            | 6.4                     |

Примечание. Первичное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  и  $\epsilon\text{Sr}$  рассчитаны на возраст 350 млн лет.

Note. Primary ratio  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  and  $\epsilon\text{Sr}$  are designed for age 350 Ma.

**Таблица 4.** Содержание Sm, Nd и изотопные характеристики изученных образцов гнейсов

**Table 4.** The content Sm and Nd and isotopic characteristics studied gneiss samples

| Номер образца | Sm, г/т | Nd, г/т | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | $\epsilon\text{Nd}$ | T-DM Gol |
|---------------|---------|---------|-----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|---------------------------------------|---------------------|----------|
| 74/240        | 3.63    | 20.74   | 0.10598                           | 0.00011       | 0.512429                          | 0.000013      | 0.512186                              | 0.0                 | 1021     |
| 74/280        | 3.49    | 20.30   | 0.10402                           | 0.00008       | 0.512434                          | 0.000009      | 0.512195                              | 0.2                 | 996      |
| 63/187        | 4.97    | 24.88   | 0.12069                           | 0.00013       | 0.512543                          | 0.000009      | 0.512266                              | 1.5                 | 996      |
| 56/150        | 3.74    | 21.24   | 0.10642                           | 0.00021       | 0.512546                          | 0.000018      | 0.512302                              | 2.2                 | 860      |

Примечание. Первичное отношение  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  и  $\epsilon\text{Nd}$  рассчитаны на возраст 350 млн лет.

Note. Primary ratio  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  and  $\epsilon\text{Nd}$  are designed for age 350 Ma.

(см. рис. 4). Этот возраст соответствует времени метаморфизма и совпадает с возрастом мигматизации в Варламовском мигматит-плутоне и с возрастом фаменских тоналитов, гранодиоритов и гранитов из ГТГГ массивов, широко распространенных на Южном Урале (Ферштатер, 2013).

Sm-Nd параметры пород (табл. 4) не отвечают изохронной зависимости. Породы характеризуются близким к нулю или положительным значением  $\epsilon\text{Nd}$ , рассчитанным на возраст 350 млн лет, и неопротерозойским возрастом неодайма. Модельный возраст неодайма гнейсов близок к таковому для гранитов Джабыкского батолита (Gerdes et al., 2002). То же самое можно сказать о величине  $\epsilon\text{Nd}$  и первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

На диаграмме  $\epsilon\text{Sr}_{(t)} - \epsilon\text{Nd}_{(t)}$  (рис. 5) фигуративные точки проанализированных гнейсов попадают в те же два поля, которые выделены для уральских палеозойских гранитоидов (Bea, Fershtater, Montero, 2002). При этом три точки, отвечающие изохронной зависимости и показанные на рис. 4, близки к южноуральским гранитоидам ГТГГ массивов, а биотитовый плагигнейс 56/150 гранодиоритового состава располагается в поле сыростанских гранитоидов из зоны Главного Уральского разлома.

Особенности химического состава гнейсов и распределение в них редких и редкоземельных элементов совпадают с таковыми для соответствующих по основности пород из габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГГ) массивов. Так,

гнейс 63/187 (рис. 6) характеризуется такими же трендами распределения редких и редкоземельных элементов, как и тоналиты смолинского комплекса Челябинского массива, циркон которых имеет  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст 360 млн лет (Montero et al., 2000). Породы имеют одинаковые положительные аномалии Pb, Li и отрицательные – Nb, Zr, Ti и характеризуются отсутствием Eu аномалии, что типично для всех тоналитов и гранодиоритов ГТГГ массивов Урала. Гранито-гнейсы 74/240 и 74/280 (рис. 7) имеют те же особенности состава, что и граниты ГТГГ массивов, представленные на рис. 7 гранитом Chl-107, ассоциированным в Челябинском массиве с тоналитами, а также близки по составу и с другими гранитами Кочкарского антиклинория. Близость возраста, изотопных особенностей и состава тоналито-и гранито-гнейсов, образующих купольные структуры и вмещающих позднепалеозойские гранитные массивы, с одной стороны, и пород ГТГГ массивов, с другой, позволяет предположить, что гнейсы – это метаморфизованные девонские гранитоиды.

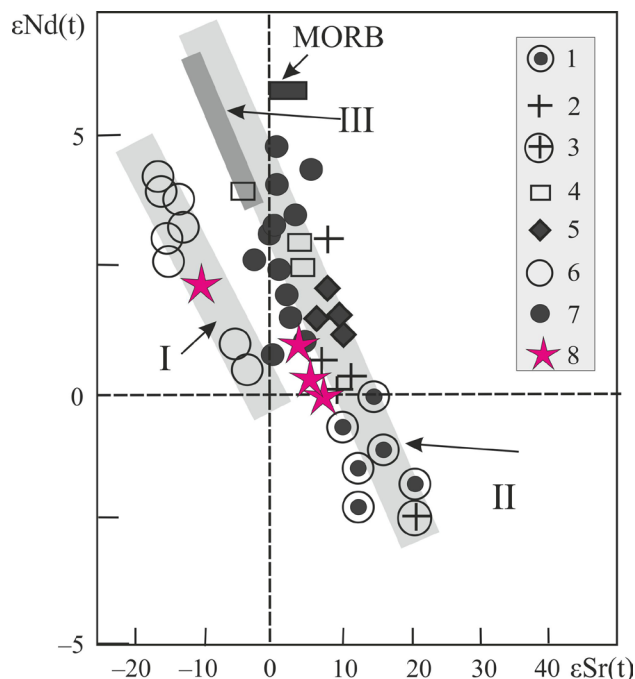
Гранито-гнейсы и перекрывающие их метаморфические терригенные толщи прорваны большим количеством адамеллитовых и гранитных жил и небольших интрузивных тел, которые обособляются в кабанский комплекс, завершающий гранитоидный магматизм района (Орогенный..., 1994; Ферштатер, 2013). Они относятся к посткинematicким: рассекают гнейсовидную структуру вмеща-

**Табл. 5.** Содержание Rb и Sr и соотношение их изотопов в жильных гранитах Кочкарского антиклинория**Table 5.** The contents of Rb and Sr, and their isotopes ratio of in the veined granites of Kochkar anticlinorium

| Номер образца | Rb, г/г | Sr, г/г | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{250}$ | $\varepsilon\text{Sr}_{250}$ |
|---------------|---------|---------|---------------------------------|---------------|---------------------------------|---------------|---------------------------------------|------------------------------|
| 61-188        | 275.87  | 268.39  | 2.975                           | 0.045         | 0.712117                        | 0.000088      | 0.7015366                             | -37.92                       |
| 68-71         | 164.66  | 286.21  | 1.665                           | 0.025         | 0.713326                        | 0.000056      | 0.707403                              | 45.38                        |
| 74-128        | 231.27  | 129.54  | 5.172                           | 0.078         | 0.722420                        | 0.000009      | 0.7040248                             | -2.58                        |
| 68-317        | 197.26  | 184.72  | 3.092                           | 0.046         | 0.718672                        | 0.000053      | 0.7076727                             | 49.22                        |

Примечание. Первичное отношение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) и  $\varepsilon\text{Sr}$  рассчитаны на возраст 250 млн лет.

Note. Primary ratio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) and  $\varepsilon\text{Sr}$  are designed for age 250 Ma.



**Рис. 5.** Диаграмма  $\varepsilon\text{Sr}(t)-\varepsilon\text{Nd}(t)$  для гранитоидов ГТГГ массивов и ортогнейсов.

Гранитоидные массивы: 1 – Челябинский, 2 – Чернореченский, 3 – Кременкульский, 4 – Ахунский, 5 – Краснинский, 6 – Сыростанский, 7 – Верхисетский; 8 – изученные ортогнейсы. Серые поля отвечают областям концентрации фигуративных точек пород из зоны Главного Уральского разлома (I), северо-западного и юго-восточного островоуджно-континентальных мегаблоков (II) и Платиноносного пояса Урала (III) (см.: Bea et al., 2002; Ферштатер, 2013)

**Fig. 5.** Diagram  $\varepsilon\text{Sr}(t)-\varepsilon\text{Nd}(t)$  for the granitoids of GTGG massifs and orthogneiss.

Granitoid massifs: 1 – Chelyabinsk, 2 – Chernorechensk, 3 – Krenenkul, 4 – Akhun, 5 – Krasninsk, 6 – Syrostan, 7 – Verhysetsk; 8 – studied orthogneiss. Dark shading fields correspond to the plases of the figurative points from the areas: the Main Uralian fault (I), north-western and south-eastern island arc-continental megablocks (II), Platinum-bearing Belt of the Urals (III) after (Bea et al., 2002; Fershtater, 2013).

ющих пород и гранитов главной фазы, вызывают скарнирование и гидротермальные преобразования (окварцевание, калишпатизацию и альбитизацию)

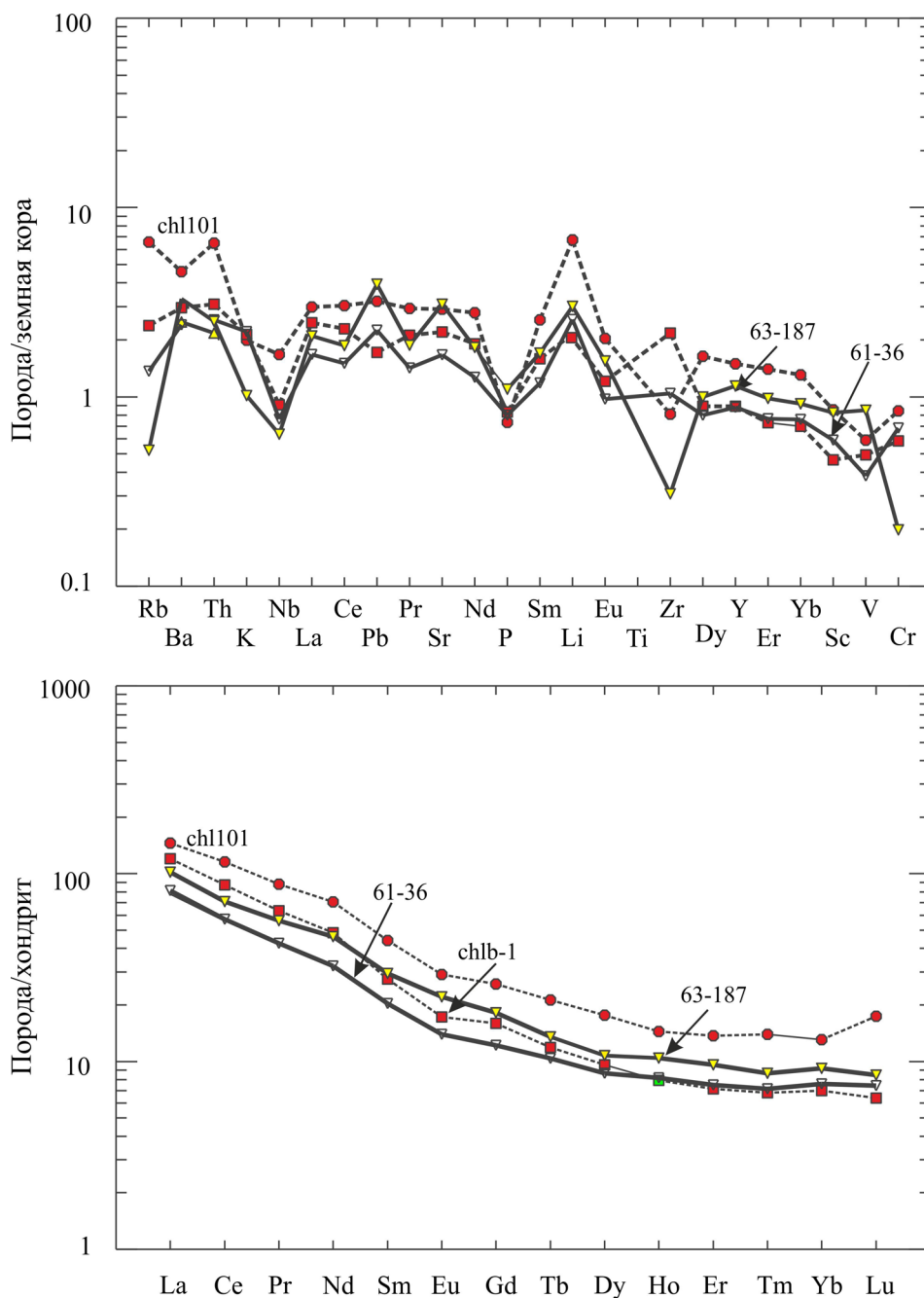
вмещающих пород разных фаций метаморфизма. Результаты измерений Rb-Sr параметров пород приведены в табл. 5. Эрохрона, полученная по 4 измеренным точкам, отвечает возрасту 249 млн лет при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706$ . Разброс значений таких параметров, как  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\varepsilon\text{Sr}$ , наряду с отсутствием изохронной зависимости одновозрастных по геологическим данным пород свидетельствует о нарушении изотопной Rb/Sr системы. Значения возраста и первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , подсчитанные по двум точкам (68/71 и 68/317), для которых можно предполагать наибольшую сохранность изотопной системы, следующие –  $263 \pm 10$  млн лет и  $0.70709 \pm 0.00031$ . Эти значения имеют реальный смысл и, по-видимому, могут характеризовать граниты кабанского комплекса.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше изотопные данные – это, по существу, первые сведения об изотопных особенностях метаморфических пород, слагающих основание вскрытого разреза Кочкарского антиклинория, и об их возрасте. Вышележащие метаморфические толщи также имеют палеозойский возраст, что и отображают геологические карты середины прошлого века, созданные под руководством И.Д. Соболева. Установленный позднедевонский изотопный Rb-Sr возраст ортогнейсовой толщи основания разреза свидетельствует о правомерности такого вывода и согласуется с каменноугольным фаунистическим возрастом верхней парагнейсовой толщи, о чем говорилось выше.

Особенности химического состава и изотопные характеристики гнейсов не оставляют сомнений в том, что породы ортогнейсовой толщи представляют собой метаморфические аналоги гранитоидов ГТГГ, время метаморфизма которых (фамен) близко ко времени формирования самих гранитоидов. Напомним, что основные этапы формирования ГТГГ массивов включают: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) частичную кристаллизацию роговообманковых габброидов, обогащение остаточного расплава водой; 3) самопроизвольное частичное плавление габброидов с образованием





**Рис. 6.** Распределение редких и редкоземельных элементов в тоналито-гнейсах.

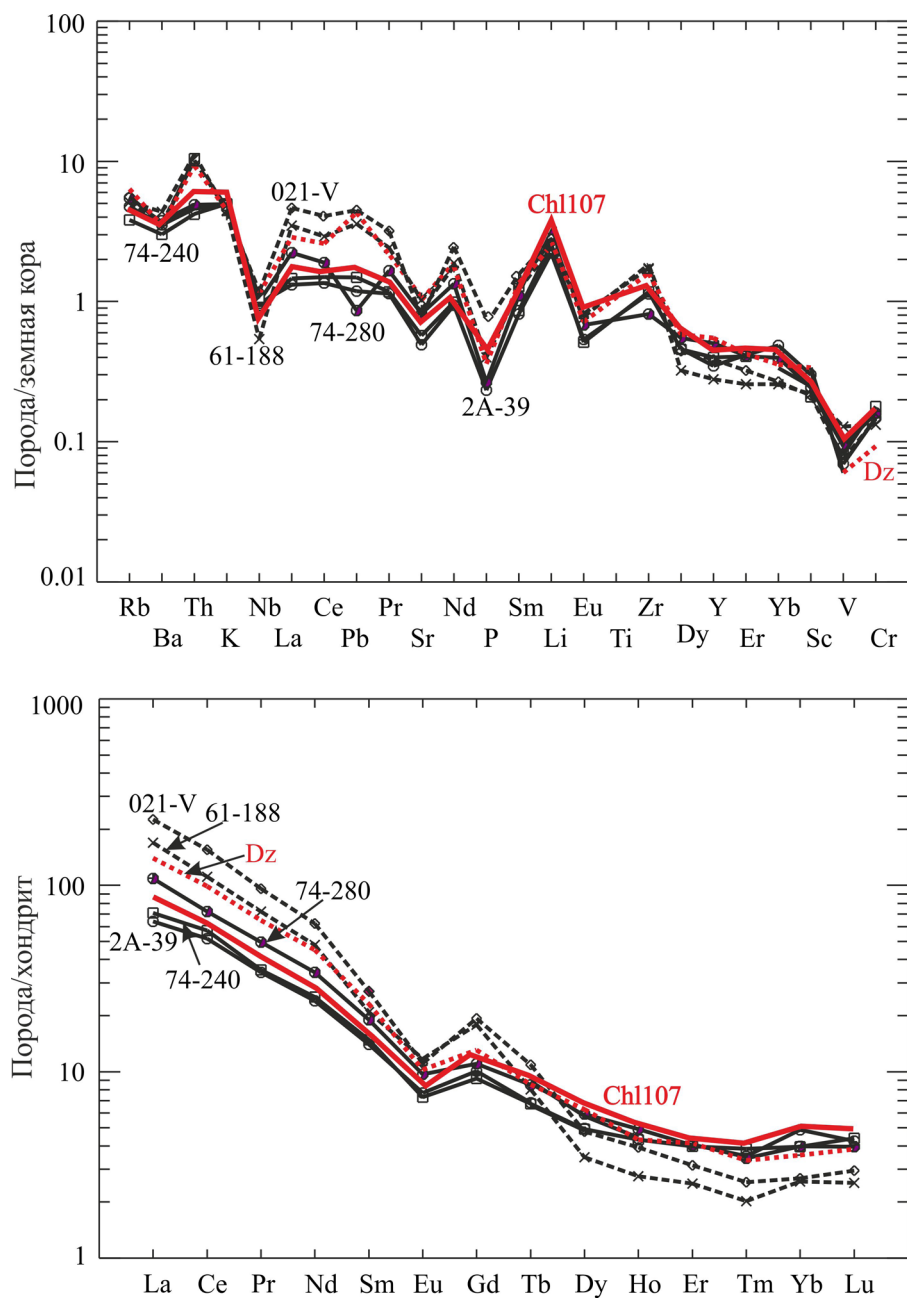
Краткая характеристика образцов 61/36, 63/187 (сплошные линии) и их состав см. в табл. 1, 2. Составы тоналитов Челябинского массива Chl-101 и Chlb-1 (штриховые линии) приведены для сравнения.

**Fig. 6.** The distribution of rare and rare-earth elements in tonalite-gneisses.

Brief description of the samples 61/36, 63/187 (solid lines) and their composition are given in table. 1, 2. The compositions of Chelyabinsk massif tonalites Chl-101 and Chlb-1 (stroke lines) are shown for comparison.

тоналит-гранодиоритового расплава (автомигматизация); 4) многоэтапную мигматизацию (частичное плавление) тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава (в Кочкарском антиклинории главный этап мигматизации отвечает фаме-

ну – 358–360 млн лет); 5) формирование гранитной части массивов (Ферштатер и др., 2010; Ферштатер, 2013). Изотопные данные, приведенные выше, свидетельствуют о том, что мигматизация (анатексис) габброидов и формирование основной массы



**Рис. 7.** Распределение редких и редкоземельных элементов в гранито-гнейсах и гранитах Кочкарского антиклинория.

Сплошные черные линии – гранито-гнейсы (характеристика пород см. в табл. 1, 2), черные штриховые линии – граниты кабанского комплекса. Красная сплошная линия – позднедевонский гранит Челябинского массива, красная пунктирная линия – средний состав гранита главной фазы (ранняя пермь) Джабыкского массива.

**Fig. 7.** The distribution of rare and rare-earth elements in the granite-gneisses and granites of the Kochkar anticlinorium.

Solid black lines represents the granite-gneisses (description of the rocks is given in table 1, 2), black stroke lines are granites Kabansky complex, Red solid line is Late Devonian granite of Chelyabinsk massif, red dotted line is the average composition of the of the Dzhabayk main phase (Early Permian) granite.

тоналитов и гранодиоритов – продуктов этого анатексиса – предшествовали главному этапу регионального метаморфизма и образованию ортогнейсовой толщи, которая и сложена преимуществен-

но названными породами – метаморфизованными тоналитами, гранодиоритами и гранитами, превращенными в гнейсы соответствующего состава. Такие особенности минерального состава гранито-

гнейсов, отличающие их от гранитов, как наличие граната и кордиерита (см. табл. 1), а также обратная зональность плагиоклаза, наряду с гнейсовидной структурой, и обусловлены их метаморфическими преобразованиями.

Важным фактом, подтверждающим приведенные выше данные о природе субстрата гранитов Кочкарского антиклинория, является наличие в гранитах ксенолитов габброидов, тоналитов и гранодиоритов предыдущего ГТГГ этапа. Здесь эти породы были даже выделены в самостоятельный бутакский комплекс (Бородин и др., 1971; Самаркин, Самаркина, 1988) фаменского возраста. Наличие включений пород ГТГГ массивов, по-видимому, обусловлено именно тем, что в большинстве случаев девонские гранитоиды представляют собой протолит пермских гранитов.

Позднепалеозойские граниты Урала являются производными богатой водой магмы и в связи с этим залегают недалеко от места генерации (Штейнберг, Ферштатер, 1968). Можно полагать поэтому, что вмещающие массивы ортогнейсы представляют собой субстрат гранитов, хотя непосредственные контакты гранитов с вмещающими их породами – интрузивные. Оценить возможность и величину вертикального перемещения богатой водой гранитной магмы можно, исходя из соотношения парциального и общего давления воды. Котектический анализ состава гранитов свидетельствует о том, что образование исходной для них магмы происходило при значении  $P_{\text{общ}} = 4\text{--}5$  кбар и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7\text{--}0.8P_{\text{общ}}$  (Ферштатер, 1987). Отсюда следует, что максимально возможный подъем гранитной магмы до значений  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ , при которых она должна закристаллизоваться, отвечает перепаду давлений не более 0.5–1.0 кбар или в абсолютных цифрах – 1–2 км. Эти значения не превышают мощности ортогнейсовой толщи и не противоречат предположению, что граниты залегают среди пород возможного субстрата.

Распространение пород амфиболитовой фации метаморфизма в Кочкарском антиклинории ограничено именно купольными структурами, сложенными ГТГГ-ортогнейсами. Можно полагать, что наиболее высокотемпературный метаморфизм и гранитообразование приурочены к ареалам развития ГТГГ массивов потому, что такие ареалы представляли собой наиболее прогретые области верхней мантии и земной коры Уральского орогена. Этот ороген относится к категории холодных (Ферштатер, 2013), и в палеозое температура его верхней мантии и нижних горизонтов коры была на 150–200°C ниже, чем в окружении орогена, и ниже температуры гранитного солидуса. И только области длительной магматической активности, совпадающие с путями проникновения потоков водного флюида, представляли собой термальные аномалии. Не случайно высокотемпературный метаморфизм и процессы мигматизации и анатексиса наи-

более ярко проявлены в породах ГТГГ массивов, которые еще оставались горячими ко времени коллизионных процессов, создавших тектонические предпосылки для метаморфизма.

Таким образом, изотопные данные и особенности химического состава гнейсов наряду с их залеганием в экзоконтактах позднепалеозойских гранитных массивов свидетельствуют о том, что главным субстратом последних в восточной части Южного Урала были метаморфизованные в амфиболитовой фации породы позднедевонских ГТГГ комплексов (Ферштатер, 2013), чем и объясняются изотопные параметры гранитов, в частности, низкое содержание в них радиогенного стронция и повышенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , отвечающее положительному значению  $\varepsilon\text{Nd}$ . Породы допалеозойского фундамента, для отдельных блоков которого установлен мезопротерозойский возраст циркона (Краснобаев и др., 2006), тоже участвовали в гранитообразовании, но играли при этом второстепенную роль. Существенно выше роль допалеозойских метаморфических пород в источнике гранитов была в северо-западном мегаблоке, где производные от допалеозойского субстрата граниты четко обособляются в возрастной группе 250–260 млн лет (Ферштатер, 2013).

Приведенные данные позволяют примерно оценить роль различных магматических комплексов в формировании новообразованной коры Уральского орогена. Преобладающие в составе коры породы представлены продуктами водного базитового магматизма – роговообманковыми габбро, по механизму андерплейтинга сформировавшими нижние горизонты коры (Bea et al., 1997), производными от них породами ГТГГ массивов и метаморфическими аналогами последних – амфиболитами и гнейсами. Находит свое логическое объяснение и такая особенность уральского позднедевонско-пермского магматизма, как унаследованность субстратов и пространственного положения последовательно формирующихся магматических комплексов (Ферштатер, 2013), которые образуют эволюционный возрастной ряд ГТГГ массивы → существенно гранитные массивы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН 12-П-5-1024 и РФФИ (проекты 12-05-000109-а и 15-05-005760).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Самаркин Г.И. (1971) Варисская тоналит-гранодиоритовая формация Южного Урала. *Докл. АН СССР*. **200**(2), 411–414.  
Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. (2006) Цирконы и проблема докембрия в Главном гранитном поясе Урала (кожубаевский метаморфический комплекс). *Докл. АН*. **408**(3), 370–374.  
Малахова Н.П., Бушляков И.Н. (1977) Органические

- остатки в метаморфических породах, вмещающих Варламовский массив (Южный Урал). *Ежегодник-1976*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 21-22.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала. (1994) Ред. Г.Б. Ферштатер Миасс: ИГГ УрО РАН, 250 с.
- Русин А.И. (2004) Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 46 с.
- Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. (1988) Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 209 с.
- Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П. и др. (1990) Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: Ин-т геологии БашФАН СССР. 178 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. (2006) Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. М: МГУ, 293 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М: Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 345 с.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. (2010) Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции. *Геология рудн. месторождений*. **52**(1), 65-84.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. (1968) Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций. *Докл. АН СССР*. **182**(4), 918-921.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2002) Granitoids of the Uralides: implications for evolution of the orogen. *Mountain building in the Uralides: Pangea to the present*. Geophys. Monograph 132. Amer. Geophys. Union, 211-232.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P., Smirnov V.N., Zin'kova E.A. (1997) **Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // *Tectonophysics*. 276(1-4), 103-116.**
- DePaolo D.J. (1981) Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. **291**(5812), 193-196.
- Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. (2002) Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabayk batholith of the eastern Urals. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. **91**, 3-19.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 137-150.
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. (2000) 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*. **317**, 93-108.

Рецензент А.И. Русин

## New data on the nature of substrate Late Paleozoic granites of the Southern Urals

G. B. Fershtater, N. S. Borodina, N. G. Soloshenko, M. V. Streletskaia

*Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS*

Isotopic Sm-Nd and Rb-Sr systems of gneisses forming dome structures and enclosing Late Paleozoic granites in Kochkar anticlinorium of the Southern Urals were studied. Rb-Sr isochron age of gneisses –  $354.9 \pm 4.5$  Ma – coincides with the age of the granite migmatites of Varlamovsk migmatite-pluton and age of granitic rocks widespread in the Urals gabbro-tonalite-granodiorite-granite (GTGG) massifs which are the products of hornblende gabbro water anatexis. Isotopic parameters ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>, ( $\epsilon\text{Sr}$ )<sub>i</sub>, ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> as far as geochemical features of GTGG granitoids and gneisses were proved to be similar. Closeness of the age, isotopic characteristics and composition of the tonalite-granite-gneisses forming dome structures enclosing Late Paleozoic granite massifs, on the one hand, and the rocks of GTGG massifs, on the other hand, suggests that the gneisses are metamorphosed by Devonian granitoids. The high water content of the eutectic composition magma of Late Paleozoic granites ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7-0.8P_{\text{tot}}$  at a value of  $P_{\text{tot}} = 4-5$  kbar) prevents its vertical movement. The maximum possible ascent of granitic magma to the values of  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$  under which it should crystallize corresponds to pressure differential not more than 0.5–1.0 kbar or in absolute numbers – 1–3 km. These values do not exceed the thickness of orthogneiss domes and do not contradict the assumption that the granite rocks occur among the possible substrate. These data testify that the main substrate Late Paleozoic (Permian) granites in the eastern part of the Southern Urals can be the rocks of Late Devonian GTGG complexes metamorphosed to amphibolite facies. This conclusion explains the isotopic parameters of granites, in particular, the low content of radiogenic strontium and increased value of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , corresponding to a positive value  $\epsilon\text{Nd}$ . The rocks of Mesoproterozoic basement also participated in the granite formation, but played a minor role.

Key words: Sm-Nd and Rb-Sr systems, granites, gneisses, the Southern Urals, age, substrate.