

УДК 552.321+550.428+550.93+553.078

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-416-434

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ, ФЛЮИДНОМ РЕЖИМЕ, ВОЗРАСТЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ ИШЕРИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. Г. А. Петров<sup>1,2</sup>, В. В. Холоднов<sup>2</sup>, Ю. Л. Ронкин<sup>2</sup><sup>1</sup>Уральская геологосъемочная экспедиция, 620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 13.06.2017 г., принята к печати 26.09.2017 г.

Гранитоиды Ишеримского антиклинория – одной из крупных докембрийских структур Северного Урала – слабо изучены современными геохимическими и изотопно-геохронологическими методами, чем объясняется существование разных точек зрения на условия формирования и возраст этих пород. Авторами выполнены исследования состава пород трех массивов – Вёлсовского, Мойвинского и Посьмакского, методами химического анализа и ICP-MS, определение возраста по цирконам методами LA-ICP-MS и SHRIMP, а также изучен состав породообразующих и акцессорных минералов при помощи микроанализатора SX-100. Это позволило получить принципиально новые данные о возрасте, флюидном режиме формирования и потенциальной рудоносности гранитоидов. Показано, что гранитоиды, по всей вероятности, были сформированы в обстановках активной окраины и орогена; первые имеют вендский (567.2–558 млн лет), вторые – кембрийский (530.3–511.1 млн лет) возраст. Дискретные интервалы формирования и достаточно существенные геохимические различия докембрийских и палеозойских гранитов позволяют отнести их к разным комплексам – вендскому мойвинскому и кембрийскому вёлсовскому. Выделенные комплексы различаются и по составу флюидов, которые менялись со временем от существенно хлороносных до фтороносных. С более древними (вендскими) гранитоидами Мойвинского массива может быть связано золотосодержащее Мо-В оруденение, а с кембрийскими гранитами Вёлсовского массива – редкометалльная минерализация (W, Nb, Ta, TR).

**Ключевые слова:** гранитоиды, Северный Урал, Ишеримский антиклинорий, венд, кембрий, флюиды, апатит и другие минералы, металлогения

## NEW DATA ON GEOCHEMICAL FEATURES, FLUID MODE, AGE AND POTENTIAL ORE CONTENT OF GRANITOIDS OF ISHERIM ANTICLINORIUM (NORTH URAL)

Georg A. Petrov<sup>1,2</sup>, Vladimir V. Holodnov<sup>2</sup>, Yurii L. Ronkin<sup>2</sup><sup>1</sup>Uralian Geology-Survey expedition, 55 Vainera st., Ekaterinburg, 620014, Russia<sup>2</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia,  
e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Received 13.06.2017, accepted 26.09.2017

Granitoids of Ishirim anticlinorium which is one of the major Precambrian structures of the North Urals, are poorly studied by modern geochemical and isotope-geochronological methods that led to the existence of different points of view on formation conditions and age of these rocks. The authors performed a study of the composition of rocks from three massifs – Vels, Moiva and Pos'mak, by chemical analysis and ICP-MS; age determination on zircons by the methods of LA-ICP-MS and SHRIMP, as well as the study of the composition of rock-forming and accessory minerals using microprobe SX-100, which allowed us to obtain fundamentally new data about the age, fluid regime of formation and potential ore content of granitoids. It is shown that the granitoids were probably formed in environments of active continental margin and orogen; the first has the Ediacaran (567.2–558 Ma), the second – Cambrian (530.3–511.1 Ma) age. Discrete intervals of the formation and a fairly significant geochemical differences of Precambrian and Paleozoic granites, allow to attribute them to different complexes – the Ediacaran Moiva complex and Cambrian Vels complex. The complexes are different in composition of fluids which change over time from substantially chlorine to fluorine. With more ancient (Ediacaran) granitoids of Moiva massif can be associated gold-bearing Mo-W mineralization, and with Cambrian granites – rare-metal mineralization (W, Nb, Ta, REE).

**Для цитирования:** Петров Г.А., Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л. (2018) Новые данные о геохимических особенностях, флюидном режиме, возрасте и потенциальной рудоносности гранитоидов Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Литосфера*, **18**(3), 416–434. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-416-434

**For citation:** Petrov G.A., Holodnov V.V., Ronkin Yu.L. (2018) New data on geochemical features, fluid mode, age and potential ore minerals of granitoids of Ishirim anticlinorium (North Ural). *Lithosfera*, **18**(3), 416–434. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-3-416-434

**Keywords:** *granitoids, North Urals, Isherim anticlinorium, Ediacaran, Cambrian, fluids, apatite and another minerals, metallogeny*

## ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды Ишеримского антиклинория (Северный Урал), входящие в состав небольших штоков и даек, распространенных среди позднедокембрийских толщ, изучались многими исследователями: Б.Д. Аблизиним, В.Я. Алексеевым, Р.Г. Ибламиновым, Б.В. Клименко, А.М. Курбацким, Г.Г. Морозовым, А.Я. Рыбальченко, Ю.Д. Смирновым, Н.П. Старковым, И.И. Чайковским и др. В ходе ранее проведенных исследований было выполнено геологическое картирование тел интрузивных пород, выяснены особенности их минерального состава и геохимии, обнаружены шеелитоносные скарны в экзоконтакте Мойвинского массива. Наиболее полная информация о гранитоидах осевой части Северного Урала содержится в публикациях И.И. Чайковского [Чайковский, 1995; Чайковский, Андреичев, 2001; Чайковский и др., 2002].

Несмотря на значительный объем ранее выполненных исследований, остаются дискуссионные вопросы, касающиеся возраста, обстановок и флюидного режима формирования пород, а также потенциальной рудоносности гранитных массивов. Именно поэтому цель нашей работы – уточнение геологической и геодинамической обстановки проявления гранитоидного магматизма, его потенциальной рудоносности на основе результатов изучения геохимии, возраста “закрытия” изотопных систем и флюидного режима формирования гранитоидов.

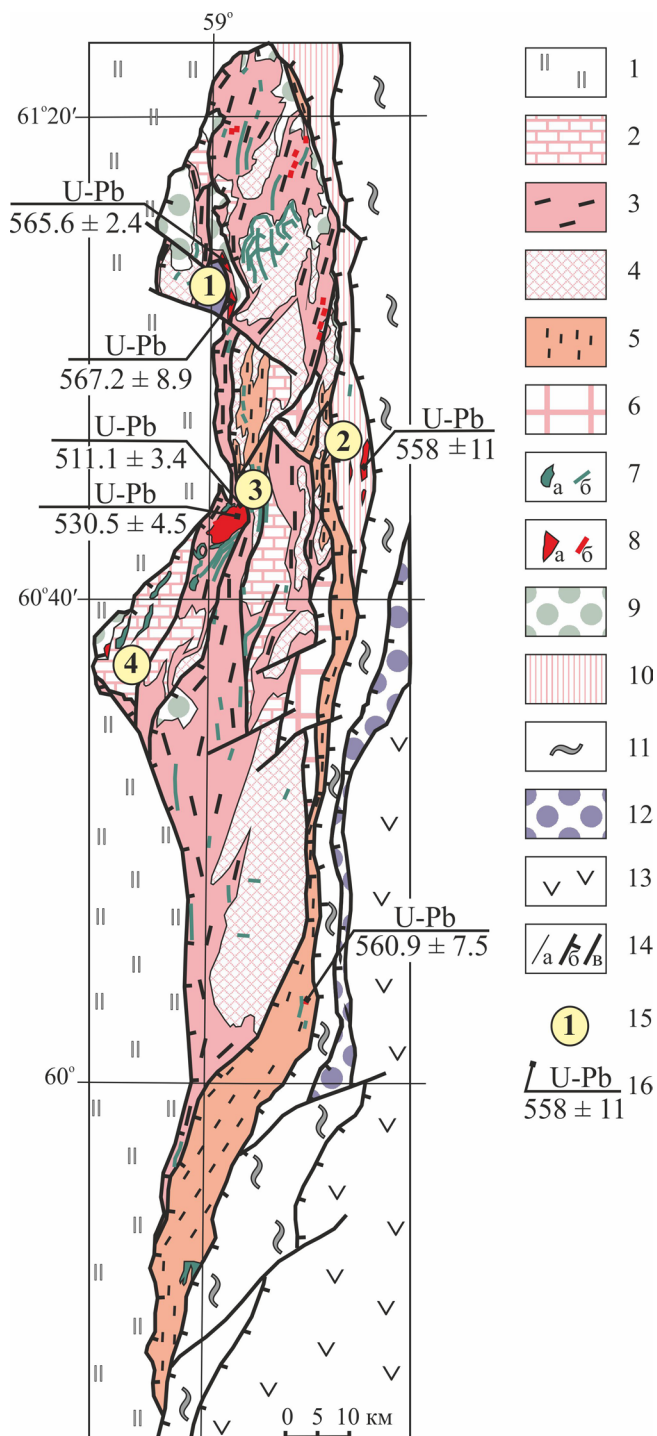
## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИТИКА

Геохимические исследования выполнялись в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург): определение содержания петрогенных окислов производилось рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах CPM-35 и XRF-1800, редких элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000. U-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона выполнялись в Johann Wolfgang Goethe University (г. Франкфурт-на-Майне, ФРГ) с использованием секторного высокоразрешающего масс-спектрометра ICP-MS Element2, интегрированного с лазером New Wave UP213, а также в ЦИИ ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) с помощью вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II. Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов и содержаний в них F, Cl и S проводилось в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) на микроанализаторе SX-100.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ИШЕРИМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В состав Ишеримского антиклинория входят средне- и позднерифейские осадочные толщи, перекрытые ордовикскими терригенными, вулканогенными и карбонатными образованиями и проваренные дайками, штоками и силлами разнообразных магматических пород (рис. 1). Среднерифейские последовательности представлены здесь метапесчаниками и метаалевролитами расынской свиты, выше залегают мраморизованные известняки и доломиты мойвинской свиты и углеродистые метаалевролиты муравьиной свиты. Среднерифейский возраст карбонатных пород мойвинской свиты традиционно обосновывается находками строматолитов *Conophyton cylindricus* Masl., *Jacutophyton* sp., *Baicalia* sp., а также Pb-Pb датировкой галенита из зоны сульфидной вкрапленности свинцового рудопоявления Кожевно в доломитизированных известняках мойвинской свиты на р. Вёлс – 1260 млн лет [Клименко и др., 1998]. К среднему рифею, по нашим данным, относятся также метапесчаники ишеримской свиты [Петров и др., 2015], которые вверх по разрезу сменяются углеродистыми филлитами, серицит-кварцевыми сланцами и метабазами верхнерифейской(?) вёлсовской свиты.

Магматические образования Ишеримского антиклинория представлены перидотитами и пироксенитами вишерского комплекса неясного возраста, многочисленными дайками, силлами и штоками долеритов и габбродолеритов, объединяемых в верхнерифейский чурольский и среднерифейский ишеримский комплексы, единичными дайками метаморфизованных пикритов неясного возраста, а также гранитоидами. Последние на Государственной геологической карте Российской Федерации, листе Р-40 (Североуральск) [2006] отнесены к вёлсовскому комплексу венда-кембрия (Мойвинский, Вёлсовский и Шудьинский массивы) и к средне-позднеордовикскому саклаимсорскому комплексу (Посьмакский массив). И.И. Чайковский [Чайковский и др., 2002] считает возраст всех гранитоидов Ишеримской структуры каменноугольным. Петрология и геохимия гранитов Шудьинского массива достаточно подробно охарактеризованы в работах Б.В. Клименко [Клименко, Борисов, Рыбальченко, 1998] и И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002]. В связи с этим мы не приводим эти материалы. Породы Шудьинского массива, по данным перечисленных авто-



**Рис. 1.** Схема геологического строения Ишеримского антиклинария (составлена по авторским материалам с использованием [Алексеев, Морозов, Ваулина, 1994; Государственная геологическая карта..., 2006; Клименко, Борисов, Рыбальченко, 1998]).

1 – палеозойские терригенные и карбонатные толщи шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента; 2–8 – докембрийские образования Ишеримской структуры (2–4 – среднерифейские толщи: 2 – терригенные и карбонатные образования расынской и мойвинской свит, 3 – углеродисто-терригенная муравьинская свита,

4 – метапесчаники ишеримской свиты; 5 – углеродисто-терригенные образования вёльсовской свиты RF<sub>3</sub>?; 6 – кристаллические сланцы белоканского комплекса; 7 – штоки (а), дайки и силлы (б) габбро и долеритов; 8 – штоки (а) и дайки (б) гранитов и гранодиоритов; 9 – терригенные и карбонатно-терригенные отложения O<sub>1-2</sub>; 10 – метаморфизованная базальт-терригенная толща (муровинская свита RF<sub>3</sub>?); 11 – метаморфизованные песчаники, алевролиты и базальты O<sub>1-2</sub> (саранхпнерская и хомасьинская свиты); 12 – тектонический меланж зоны Главного Уральского разлома; 13 – вулканогенные и интрузивные образования Тагильской структуры; 14 – интрузивные и стратиграфические границы (а), надвиги и взбросы (б), разрывные нарушения сложной и неустановленной кинематики (в); 15 – номера гранитоидных массивов (1 – Мойвинский, 2 – Посьмакский, 3 – Вёльсовский, 4 – Шудьинский); 16 – авторские датировки (метод и значение возраста в млн лет).

**Fig. 1.** Geological scheme of Isherim anticlinorium (composed of authors data with the use of [Alexeev, Morozov, Vaulina, 1994; Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2006; Klimenko, Borisov, Rybal'chenko, 1998]).

1 – Paleozoic terrigenous and limestone strata of the East European paleocontinent; 2–8 – Precambrian formations of Isherim structure (2–4 – Middle Rifean (Stenian–Ectasian) strata: 2 – terrigenous rocks and limestones of Ras'ya and Moiva formations, 3 – the Murav'ya carbon-terrigenous formation, 4 – meta-sandstones of Isherim formation; 5 – the Vels carbon-terrigenous formation RF<sub>3</sub> (Tonian – Cryogenian), 6 – crystal schists of the Belyi Kamen' complex, 7 – stocks (a), dikes and sills (b) of gabbro and dolerites, 8 – stocks (a) and dikes (b) of granites and granodiorites; 9 – terrigenous and limestone-terrigenous strata O<sub>1-2</sub>; 10 – metamorphosed basalt-terrigenous strata (the Moroya formation RF<sub>3</sub>?); 11 – metamorphosed sandstones, siltstones and basalts O<sub>1-2</sub> (Sarankhapner and Khomasya formations); 12 – tectonic mélange of the Main Uralian fault; 13 – volcanic and intrusive rocks of Tagil structure; 14 – intrusive and stratigraphic boundaries (a), thrusts and reverse faults (b), faults of complex and unknown kinematics (v); 15 – numbers of intrusive massifs (1 – Moiva, 2 – Pos'mack, 3 – Vels, 4 – Shud'ya); 16 – authors' datings (the method and age in Ma).

ров, близки по составу гранитоидам Посьмакского и Мойвинского массивов.

Петротипический Вёльсовский массив занимает площадь около 20 км<sup>2</sup> и расположен в среднем течении р. Вёльс (левый приток р. Вишеры). Большая часть массива сложена розоватыми крупно- и среднекристаллическими гранитами, западная часть – более темно-окрашенными средне-мелкокристаллическими, часто порфировидными гранитами первой фазы. В восточной части массива среди разгнейсованных гранитов располагаются штоки, жилы и дайки белых аплитовидных мелкокристаллических лейкогранитов второй фазы. Вёльсовский массив имеет активные интрузивные контакты с осадочными породами среднего рифея (мойвинская и муравьинская свиты), а также с силлами и линзовидными телами габбродолеритов ишеримского комплекса среднерифейского возраста. Массив сопровождается зонами роговиков и скарнов, а



в эндоконтактах отмечены в разной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих пород. Породы этого массива состоят из калиевого полевого шпата, кварца, биотита, мусковита, эпидота и кислого плагиоклаза. Кроме того, в гранитах, по данным И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], содержатся следующие акцессорные минералы: магнетит, гематит, ильменит, сфен, рутил, гранат, корунд, апатит, турмалин, циркон, ортит, монацит, торит, шеелит, ильменорутит, пирит, халькопирит. Широко распространены процессы постмагматического преобразования: разложение темноцветных минералов, деанортизация плагиоклаза и окварцевание. Лейкограниты второй фазы отличаются от основной массы гранитов Вёлсовского массива мелкозернистыми структурами, массивной текстурой и состоят из гипидиоморфнозернистого агрегата кварца, микроклина и плагиоклаза.

Биотитовые граниты и лейкограниты, слагающие Южный массив Мойвинской интрузии (площадью  $\approx 4 \text{ км}^2$ ) (см. рис. 1, 2), характеризуются массивными и ориентированными текстурами и близким идиоморфизмом микроклина и плагиоклаза. Породы состоят из порфировидных выделений микроклина размером 3.1–7.3 мм в лейкогранитах и до 1.6–11 см в гранитах, вмещающего их неравномерно-среднезернистого агрегата субидиоморфных зерен плагиоклаза, биотита, ксеноморфного кварца и микроклина. Плагиоклаз соответствует андезин-олигоклазу, амфибол-актинолиту с железистостью 0.34–0.36, биотит-лепидомелану с железистостью 0.68–0.71 [Чайковский и др., 2002]. Аплиты, слагающие жильные тела, соответствуют по составу лейкогранитам и сложены мелкозернистым агрегатом кварца и полевых шпатов. Пегматиты, слагающие отдельные тела, участки в аплитах, состоят из кварца, полевых шпатов, чаще альбита, мусковита с размером зерен 2–20 мм и турмалина. Для лейкогранитов характерны андезин-олигоклаз и олигоклаз-альбит, постоянно присутствует турмалин. По мнению И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], появление аксинита, флюорита, гематита и пирротина свидетельствует о сернисто-кислород-фтор-борном составе флюидов. Установлено наличие редкометалльных минералов: шеелита, молибденита, фенакита, эвксинита, эшинита, торита, ксенотима, ильменорутила, монацита, ферроколумбита.

Северное тело Мойвинского массива (точнее два тектонически сближенных фрагмента интрузивных тел) расположено севернее р. Ольховка (см. рис. 2). В состав его входят кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. По данным И.И. Чайковского [Чайковский и др., 2002], амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты – серые, зеленовато-серые, реже желтовато-серые породы. Они обладают неравномерной средне-крупнозернистой структурой, массивной и слабо проявленной трахито-

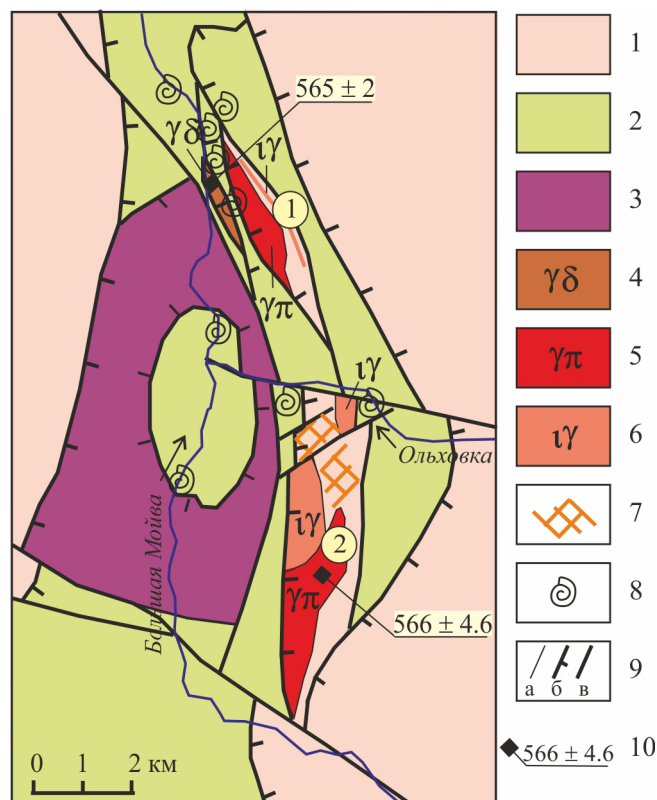


Рис. 2. Схема геологического строения района устья р. Ольховка (составлена по материалам В.Я. Алексеева [Алексеев, Морозов, Ваулина, 1994] с авторскими изменениями и дополнениями).

1 – рифейские терригенные и карбонатные толщи; 2 – нижне- и среднеордовикские терригенные и карбонатно-терригенные образования; 3 – ультрамафиты вишерского комплекса; 4–6 – гранитоиды вёлсовского комплекса (4 – гранодиориты и кварцевые диориты, 5 – порфировидные граниты, 6 – лейкограниты); 7 – скарны; 8 – точки с находками ордовикских фаунистических остатков; 9 – интрузивные границы (а), надвиги (б) и разрывные нарушения со сложной или неустановленной кинематикой (в); 10 – U-Pb датировки по цирконам (млн лет). В кружках: 1 – Северное и 2 – Южное тела Мойвинского массива.

Fig. 2. Geological scheme of the Olkhovka-river estuary (composed of [Alexeev, Morozov, Vaulina, 1994] with authors changes and additions).

1 – Riphean terrigenous and limestone strata; 2 – Low and Middle Ordovician terrigenous rocks and limestones; 3 – ultramafic rocks of Vishera complex; 4–6 – granitoids of Vels complex (4 – granodiorites and quartz diorites, 5 – porphyre granites, 6 – leicogranites); 7 – scarns; 8 – points of the Ordovician fauna finds; 9 – intrusive boundaries (a), thrusts (b), faults of complex and unknown kinematics (v); 10 – U-Pb ages by zircons (Ma). В кружках: 1 – the North and 2 – the South bodies of Moiva massif.

идной (за счет ориентировки призматических индивидов амфибола и калишпата), реже гнейсовидной и сланцеватой текстурами. Сложены эти породы идиоморфными кристаллами амфибола, гипидиоморфными выделениями измененного калиш-

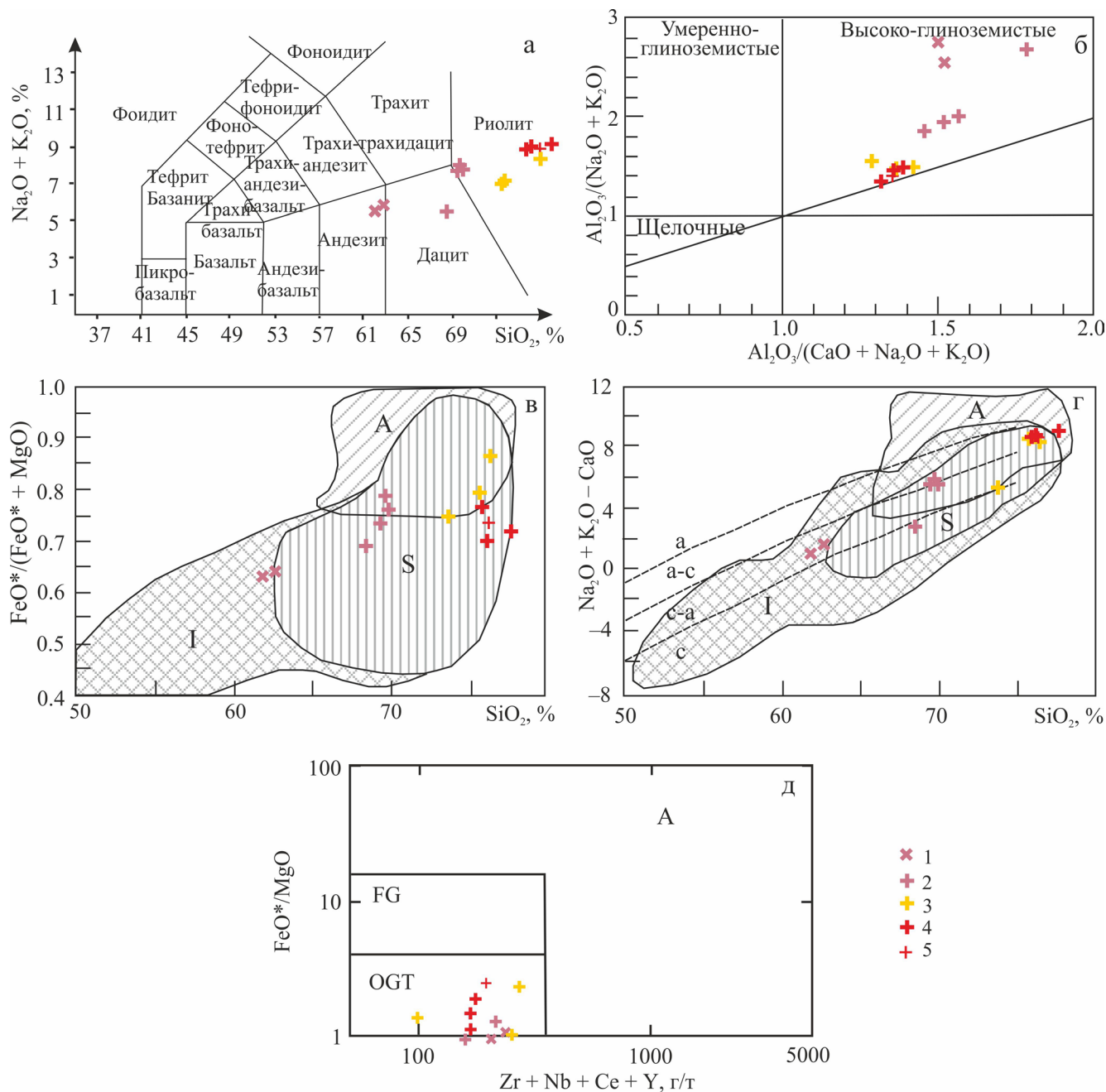
пата и плагиоклаза, ксеноморфного кварца. Иногда присутствуют шлировидные обособления (размером до 10 см) с более мелкозернистым строением, содержащие до 75% амфибола, вероятно представляющие собой автолиты. В непосредственной близости от Мойвинских интрузий гранитоидов картируются как докембрийские толщи, так и фаунистически охарактеризованные ордовикские песчаники. Считалось [Алексеев и др., 1994; Зильберман и др., 2002; Чайковский и др., 2002], что мойвинские граниты прорывают ордовикские карбонатно-терригенные толщи с образованием скарнов, в том числе шеелитоносных (Аблизинское рудопроявление). Выполненная нами ревизия фактических материалов показала, что в породах с ордовикской фауной нет явных признаков контактово-термального метаморфизма, а известные в данном районе проявления скарнов, вероятно, сформированы по рифейским доломитам, известнякам, известковым алевролитам и песчаникам (см. рис. 2).

**Посьмакская интрузия** представляет собой субпластовое тело размером  $5 \times 0.8$  км, нарушенное вдоль меридиональных контактов разломами с зонами милонитизации, захватившими как гранитоиды, так и вмещающие породы. Граниты Посьмакского массива – полнокристаллические породы порфиоровидной структуры, особенно отчетливо выраженной в краевых частях, не затронутых милонитизацией. Среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и кварц, реже встречаются реликты альбитизированного калишпата. Основная масса порфиоровидных пород характеризуется микрографической структурой и состоит из зерен кварца и реликтов альбитизированного калишпата. В разностях, слагающих центральную часть интрузий, структура основной массы приближается к микрогранитовой и образована зернами шахматного альбита по микроклину, деанортизированного плагиоклаза, кварца и биотита.

По петрохимическому составу гранитоиды относятся к породам среднего–кислого состава с нормальной щелочностью (рис. 3а). В составе щелочей преобладает калий, за исключением альбитизированных разностей, наиболее широко распространенных в составе Посьмакского массива (табл. 1). Все исследованные породы высокоглиноземистые (рис. 3б). На диаграммах  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  (рис. 3в, г) значительная часть фигуративных точек попала в поле перекрытия областей составов **I, S и А гранитов (типы гранитоидов по [Chappell, White, 1974], поля составов по [Frost et al., 2001])**. **Исключение составляют** лишь кварцевые диориты северного тела Мойвинского массива, более и менее определенно соответствующие гранитоидам **I-типа**. **На диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  [Whalen et al., 1987] точки составов пород попали в поле нефракционированных гранитоидов М, I и S-типов.**

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] (рис. 4а–г) **точки составов гранитов Вёлсовского массива попадают в поля составов синколлизонных, а большая часть составов пород Мойвинского и Посьмакского массивов – в поле надсубдукционных гранитоидов**. На диаграмме  $\text{Rb} - \text{K}_2\text{O}$  [Ферштатер, 1987] точки составов гранитоидов Мойвинского массива тяготеют к тренду гранитов базальтоидного происхождения (см. рис. 4г), Вёлсовского – занимают промежуточное положение. Графики нормированного содержания РЗЭ (рис. 4д) демонстрируют существование заметных различий в составах и условиях формирования гранитов интрузий вёлсовского комплекса. Так, графики РЗЭ для пород Мойвинского массива имеют плоскую форму и отражают преобладание легких редких земель (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ):  $\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ} = 6-8$ , при отсутствии Eu аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.94-1.04$ ). Характерно, что содержание РЗЭ в кварцевых диоритах выше, чем в гранитах. В гранитах Посьмакского массива среди РЗЭ преобладают легкие лантаноиды ( $\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ} = 3.5-10$ ), **Eu/Eu\* варьирует от 0.24 до 0.61. Хорошо выраженные отрицательные Eu аномалии, вероятно, указывают на выпадение кристаллов плагиоклаза в промежуточном очаге**. Особенности распределения РЗЭ в гранитах Вёлсовского массива ( $\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ} = 14-18$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.42-0.71$ ), **при дефиците промежуточных лантаноидов, могут свидетельствовать об осаждении роговой обманки в промежуточном очаге** [Интерпретация ..., 2001]. Графики содержаний петрологически информативных элементов, нормированных по составу гранита океанических хребтов [Pearce et al., 1984], демонстрируют заметные различия составов ранних (вендских) и поздних (кембрийских) гранитоидов (рис. 4е). Вендские породы Мойвинского и Посьмакского массивов обогащены Ba и Rb, для них характерны невысокие содержания Ta, Hf и Yb; **в кембрийских гранитах Вёлсовского массива меньше Ba, но больше Rb, Th, Ta и Nb**. Подобные различия составов гранитоидов отмечаются, в частности, и на восточном склоне Среднего Урала. Для примера на график вынесены данные по составам ранне-среднекаменноугольных гранодиоритов Верхисетского массива, сформированных в обстановке активной континентальной окраины, и позднепермских орогенных гранитов Адуйского массива. Вероятно, вендские гранитоиды Ишеримского антиклинория также образовались в пределах активной континентальной окраины, а кембрийские, по-видимому, – в орогенной и, возможно, посторогенной (лейкограниты) обстановках.

По материалам геологосъемочных работ, контактовые изменения, связанные с гранитоидами вёлсовского комплекса, наиболее ярко проявлены в экзоконтакте Мойвинского массива, на левобережье р. Ольховки. В кровле интрузии биотитовых гранитов встречены андалузитсодержащие сланцы,



**Рис. 3.** Диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$  (а),  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (б),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})\text{--SiO}_2$  (в),  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$  (г) и  $\text{FeO}^*/\text{MgO}\text{--}(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (д) для гранитоидов вёльсовского комплекса.

Поля составов пород на диаграмме 3а по [Le Bas et al., 1986], на 3б – гранитов по глиноземистости по [Maniar, Piccoli, 1989], поля составов гранитоидов I, А и S-типов на рис. 3в–г по [Frost et al., 2001]; на рис. 3д поля составов по [Whalen, Currie, Chappell, 1987]: OGT – нефракционированные гранитоиды М, I и S-типов, FG – фракционированные гранитоиды, А – анорогенные граниты. 1–2 – породы Мойвинского массива (1 – кварцевые диориты, 2 – граниты и гранодиориты); 3 – граниты Посьмакского массива; 4–5 – породы Вёльсовского массива (4 – граниты 1-й фазы, 5 – лейкограниты 2-й фазы).

**Fig. 3.** Diagrams  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$  (a),  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (б),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})\text{--SiO}_2$  (в),  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$  (г) and  $\text{FeO}^*/\text{MgO}\text{--}(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (д) for the Vels complex granites.

Fields of rocks compositions on diagram 3a by [Le Bas et al., 1986], 3б – granites by aluminous content by [Maniar, Piccoli, 1989]; fields of composition of granites of I, А and S-types at Fig. 3в–г by [Frost et al., 2001]; at the Fig. 3д – fields of composition by [Whalen, Currie, Chappell, 1987]: OGT – unfractionated granites, FG – fractionated granites, А – anorogenic granites. 1–2 – the Moiva massif rocks (1 – quartz diorites, 2 – granites and granodiorites); 3 – granites of Posmack massif; 4–5 – the Vels massif rocks: 4 – granites of 1 phase, 5 – leicogranites of 2 phase.

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитоидах Ишеримской структуры**Table 1.** The content of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in granitoids of Isherim structure

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	62.7	61.9	68.2	69.47	69.26	69.54	76.77	75.52	73.31	77.64	75.55	75.89	76.7
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.74	0.57	0.29	0.22	0.27	0.13	0.19	0.46	0.11	0.17	0.14	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.9	15.1	14.7	14.56	15.43	15.04	12.19	12.63	11.6	12.15	13.06	12.75	12.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.36	2.75	1.62	2.9	2.3	2.21	1.08	1.42	1.68	0	0.66	0.58	0.1
FeO	3.64	3.43	2.40	0.50	0.50	0.90	0.70	0.50	1.40	0.4	0.5	0.5	0.9
MnO	0.09	0.09	0.05	0.03	0.08	0.06	0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	3.3	3.42	1.77	0.84	0.96	0.89	0.28	0.47	0.97	0.15	0.33	0.43	0.35
CaO	3.95	4.53	2.75	2.08	2.14	2.08	0.25	0.43	1.96	0.15	0.51	0.37	0.3
Na <sub>2</sub> O	1.96	1.73	1.55	3.01	3.61	3.59	5.21	5.22	7.07	2.01	3.6	3.69	3.42
K <sub>2</sub> O	3.88	3.80	3.98	4.98	4.14	4.26	3.19	3.34	0.10	7.15	5.33	5.35	5.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.13	0.11	0.14	0.12	0.12	0.01	0.01	0.08	0.01	0.03	0.02	0.01
Сумма	99.90	100.00	99.90	100.12	100.06	100.05	100.23	100.25	100.40	100.19	100.36	100.33	100.38
Li	21.3	22.9	21.8	15.8	23.1	22.9	7.44	3.24	11.5	1.75	17.6	13.6	14.7
Rb	91.8	91.7	86	102	76	183.5	45.0	47.2	2.07	310	216	265	293
Cz	0.82	0.75	0.77	0.97	1.34	1.5	0.17	0.32	0.13	1.37	1.37	2.49	1.88
Sr	287	374	222	347	341	484	13.5	25.1	54.5	4.61	36	19.6	15.4
Ba	993	925	1090	953	912	850	617	522	19.8	111	94.7	76	54.5
Sc	17.4	18.3	10.8	2.51	3	3.64	2.91	3.17	11.1	1.35	3.77	3.52	3.62
V	151	149	76.9	20.8	21.2	25.4	2.19	9.58	38.5	3.68	7.27	6.84	5.49
Cr	75.5	70	32.7	6.23	20.4	8.01	7.09	5.35	49.1	81.4	5.51	6.64	6.66
Co	18	17.5	8.16	2.96	4.28	4.38	0.93	1.64	3.7	0.56	1.19	1.21	1.34
Ni	21.3	24.8	7.87	3.09	7.03	4.2	2.38	1.94	7.73	3.04	2.02	1.75	2.79
Cu	14.1	19.1	14.9	3.74	6.61	7.26	8.32	7.04	9.45	7.2	3.23	4.26	14.1
Zn	35.6	41.9	21.5	25.0	50.7	35.1	35.8	26.1	34.6	9.14	8.41	6.38	5.8
Ga	15.9	14.7	14.3	14.1	16.4	16.1	20.5	16.6	10.2	13	17.5	16.2	16.1
Y	18.9	19	9.68	12.6	16.1	18.9	17.4	23.6	23.7	8.17	6.78	9.72	7.81
Nb	13.9	13.2	9.78	36.1	45.6	41.2	14.5	16.7	2.93	50.5	50.8	40.4	50.7
Ta	0.87	0.83	0.51	2.93	4.57	1.83	0.71	0.61	0.11	4.83	1.65	1.73	2.11
Zr	122	122	144	144	172	74.8	200	146	54.8	91.3	87.8	73	98
Hf	2.88	3.59	3.82	2.56	3.42	1.3	3.51	3.27	0.94	2.24	1.33	1.69	2.47
Mo	0.3	0.3	0.3	0.13	0.67	0.32	3.59	1.16	0.14	0.35	0.22	0.46	0.17
Be	2.16	1.84	2.57	2.35	3.83	3.61	4.74	1.76	0.32	1.6	7.53	5.2	3.57
Pb	3.61	4.44	2.14	5.57	13.8	7.04	1.82	2.01	2.85	3.13	2.32	3.35	10.21
U	1.76	2.15	1.49	2.12	2.93	1.88	1.03	0.9	0.24	1.08	1.7	2.16	1.67
Th	13.2	11.4	8.46	7.8	8.91	8.55	3.36	8.07	1.56	8.24	7.98	24.7	29.1
La	18.4	19.2	15.7	8.21	11.8	9.8	18.5	26.9	6.43	18.5	10.9	28.3	20.5
Ce	78.7	46.1	50.6	24.1	35.3	26.8	34.5	61.9	15.5	24.5	21	43.6	37.2
Pr	5.33	5.84	3.85	2.23	2.89	2.47	4.34	6.92	2.05	2.51	1.86	3.83	2.5
Nd	23.8	24.6	16.2	8.46	10.1	9.7	14.7	24.6	8.71	6.93	4.98	9.8	5.97
Sm	5.66	4.65	2.8	2.16	2.18	2.64	2.49	4.8	2.24	0.97	0.83	1.43	0.83
Eu	1.12	1.13	0.76	0.7	0.71	0.81	0.18	0.53	0.47	0.19	0.11	0.17	0.18
Gd	4.88	4.37	3.04	1.9	1.93	2.53	1.87	3.69	2.42	0.77	0.52	1	0.66
Tb	0.74	0.68	0.41	0.3	0.3	0.39	0.32	0.55	0.4	0.14	0.1	0.16	0.12
Dy	3.38	3.51	2.07	1.8	1.88	2.29	2.01	3.5	2.61	0.9	0.65	1.05	0.81
Ho	0.71	0.79	0.43	0.34	0.39	0.45	0.4	0.69	0.58	0.21	0.14	0.23	0.18
Er	1.83	1.97	1.06	0.99	1.25	1.29	1.22	2.14	1.82	0.69	0.5	0.82	0.61
Tm	0.3	0.33	0.13	0.14	0.2	0.19	0.18	0.33	0.27	0.12	0.09	0.15	0.12
Yb	2.3	2.41	1.29	0.95	1.54	1.2	1.16	2.27	1.73	0.85	0.73	1.21	1.02
Lu	0.28	0.3	0.21	0.13	0.23	0.16	0.16	0.33	0.25	0.14	0.12	0.2	0.18

Примечание. 1–3 – породы северного тела Мойвинского массива: 1–2 – амфиболовые кварцевые диориты (обр. 5503, 5503-1), 3 – гранодиорит (5503-2); 4–6 – порфиридные граниты южного тела Мойвинского массива (2110-2, 2111-1, 2111-2); 7–9 – разгнейсованные порфиридные граниты Посьмакского массива (2145, 2126-2, 2129-3); 10–13 – породы Вёльсовского массива: 10–12 – порфиридные граниты 1-й фазы (2172, 5140, 2172-5), 13 – гранит-аплит 2-й фазы (2172-3).

Note. 1–3 – the rocks from the north body of Moiva massif: 1–2 – amphibole quartz diorites (samples 5503, 5503-1), 3 – granodiorite (5503-2); 4–6 – porphyry granites from the south body of Moiva massif (2110-2, 2111-1, 2111-2); 7–9 – gneissic porphyry granites from the Pos'mack massif (2145, 2126-2, 2129-3); 10–13 – the rocks from the Vels massif: 10–12 – porphyry granites of the first phase (2172, 5140, 2172-5), 13 – aplite of the second phase (2172-3).



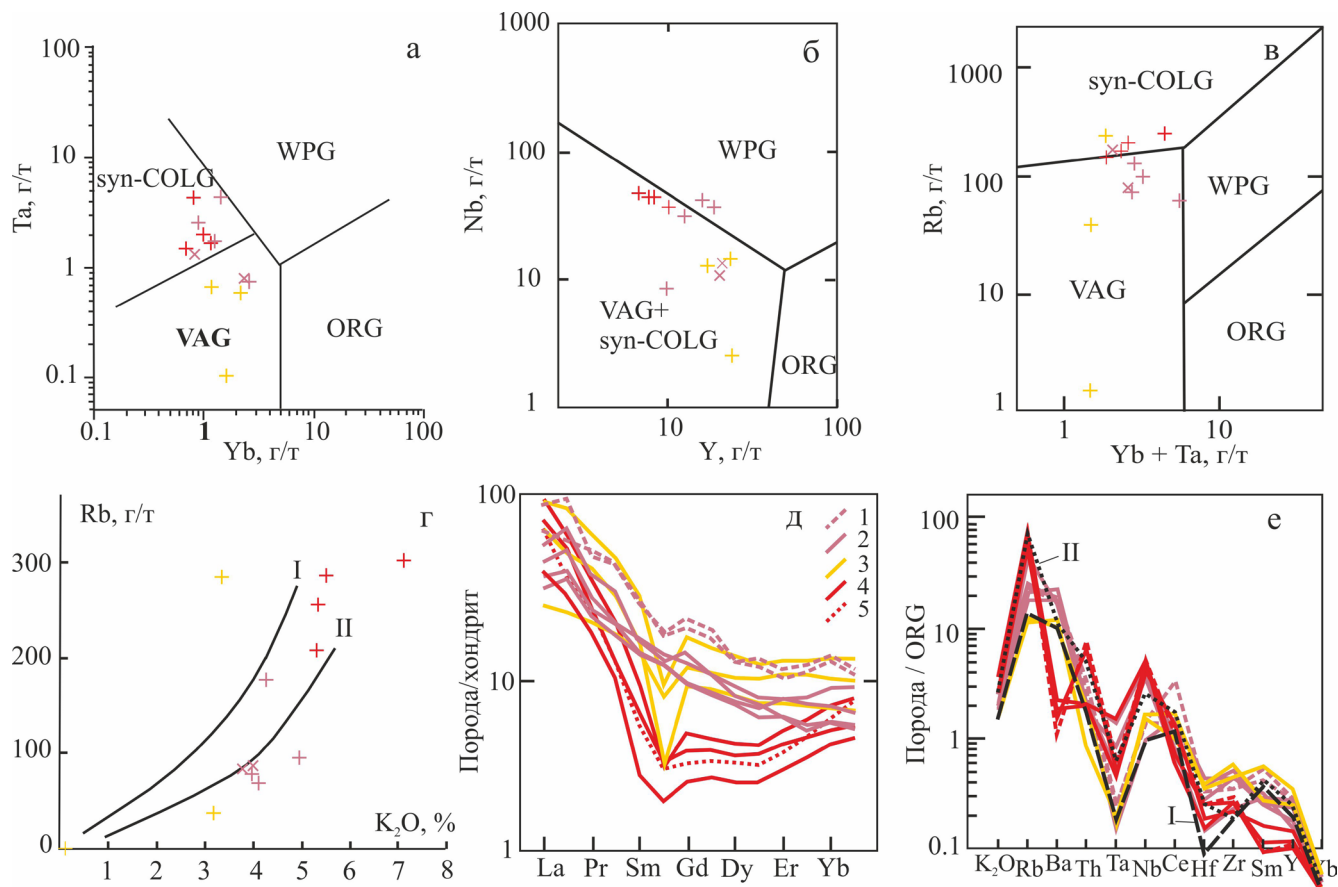


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов вёльсовского комплекса.

а-в – поля составов гранитоидов различных геодинамических обстановок по [Pearce et al., 1984] (syn-COLG – синколлизийных, VAG – островодужных, WPG – внутриплитных, ORG – гранитов срединно-океанических хребтов); г – диаграмма Rb–K<sub>2</sub>O [Ферштатер, 1987] для разделения гранитоидов корового (тренд I) и базальтоидного (тренд II) происхождения; д – графики содержания редких земель в гранитоидах Ишеримского антиклинария, нормированных по хондриту [Sun, McDonough, 1989]: 1–2 – породы Мойвинского массива (1 – кварцевые диориты, 2 – граниты и гранодиориты); 3 – граниты Посьмакского массива; 4–5 – породы Вёльсовского массива (4 – граниты 1-й фазы, 5 – лейкограниты 2-й фазы); е – спайдер-диаграмма содержания петрологически информативных элементов в гранитоидах вёльсовского комплекса, нормированных по составу гранита океанических хребтов по [Pearce et al., 1984]; составы гранитоидов эталонных обстановок Урала: I – гранодиорит Верхисетского массива (активная континентальная окраина C<sub>1-2</sub>), II – гранит Адуйского массива (коллизийный ороген P<sub>3</sub>) (по [Государственная геологическая карта..., 2011]). Остальные условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Diagrams for the Vels complex granitoids.

а-в – fields of granites from different geodynamic environments by [Pearce et al., 1984]: syn-COLG – Collision, VAG – Island Arc, WPG – Within Plate, ORG – Ocean Ridge; г – diagram Rb–K<sub>2</sub>O [Fershtater, 1987] for discrimination of granites of core (trend I) and basaltic (trend II) origin; д – graphs of rare earth elements content, calculated to the chondrite composition by [Sun, McDonough, 1989]: 1–2 – rocks of Moiva massif (1 – quartz diorites, 2 – granites and granodiorites); 3 – granites of Pos'mack massif; 4–5 – the Vels massif rocks (4 – granites of 1 phase, 5 – leicogranites of 2 phase); е – spider-diagram of the petrological informative elements content in Vel's complex granites, calculated to the ocean ridge granite composition by [Pearce et al., 1984]. Compositions of granites from the reference situations of Urals: I – granodiorite from Verkh-Iset' massif (active continent margin C<sub>1-2</sub>), II – granite from Adui massif (collision orogen P<sub>3</sub>) by [Gosudarstvennaya geologicheskaya karta..., 2011]. Another legend at Fig. 3.

биотитизированные и калишпатизированные породы. В самих гранитах отмечены частично ассимилированные ксенолиты сланцев и ороговикованных метабазитов размером от первых сантиметров до десятков метров. На контакте с биотитовыми лейкогранитами зафиксированы безрудные пироксен-гранатовые скарны. В непосредственной

близости к двуслюдяным лейкогранитам залегают шеелитоносные аподолмитовые скарны Аблизинского проявления [Черепанова, 1993] и полосчатые кварц-эпидотовые породы, образующиеся по известковистым кварцитопесчаникам. Вероятно, скарны образовались по карбонатным и терригенным породам рифейских толщ.



ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ

Выполненное авторами LA ICP-MS датирование цирконов из гранитов Вёльсовского массива дало возраст  $540 \pm 11$  млн лет (СКВО = 0.64,  $n = 60$ , табл. 2, рис. 5) [Петров и др., 2014]; учет конкор-

дантных значений ( $n = 16$ ) U-Pb данных циркона исследованного образца позволяет установить возраст  $530.3 \pm 2.1$  млн лет (СКВО = 0.80, см. табл. 2). Верхнее пересечение дискордии с конкордией для циркона из гранитов Мойвинского (южное тело) и Посьмакского массивов на графике в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (см. рис. 5) позволяет

**Таблица 2.** U-Pb LA ICP-MS данные для циркона из гранитов Посьмакского, Вёльсовского и Мойвинского массивов (обр. 2126, 2172-5, 2110 соответственно)

**Table 2.** The U-Pb LA-ICP-MS data of zircon from the granites of the Pos'mak, Vels and Moiva massifs (samples 2126, 2172-5, 2110 respectively)

Кратер	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> , cps	U <sup>b</sup> , г/т	Pb <sup>b</sup> , г/т	Th <sup>b</sup> /U	<sup>206</sup> Pbс <sup>c</sup> , %	<sup>207</sup> Pb <sup>d</sup> / <sup>235</sup> U	±2σ, %	<sup>206</sup> Pb <sup>d</sup> / <sup>238</sup> U	±2σ, %	Rh <sup>e</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± 2σ, млн лет	D, %	
Гранит (2126) Посьмакского массива, координаты отбора: х 0632127, у 6751886													
A301	145343	2303	223.9	0.85	7.0	0.4864	4.2	0.06246	1.5	0.37	391	6	17
A314	134594	2061	246.7	1.34	5.8	0.5135	4.2	0.06581	1.9	0.44	411	7	14
A326	32530	749	72.4	0.78	1.1	0.5583	3.7	0.07040	1.5	0.41	439	6	14
A336	23081	322	33.3	1.06	2.3	0.5789	5.6	0.07350	2.2	0.40	457	10	7.8
A294	29336	606	62.7	0.88	2.7	0.6111	2.6	0.07644	1.5	0.58	475	7	10
A325	42546	866	92.4	0.69	0.9	0.6270	3.8	0.07801	1.6	0.43	484	8	10
A300	17154	342	35.4	0.58	2.4	0.6587	2.9	0.08161	1.6	0.57	506	8	8.0
A310	23069	486	56.1	0.75	0.1	0.6751	2.7	0.08273	1.6	0.58	512	8	11
A316	13471	281	31.7	0.65	0.7	0.6827	2.6	0.08494	1.6	0.61	526	8	2.8
A298	64513	790	111.8	1.05	5.9	0.6831	3.3	0.08464	1.5	0.45	524	8	4.7
A296	19879	441	48.7	0.56	0.1	0.6886	2.1	0.08666	1.5	0.72	536	8	−3.9
A290	14198	237	25.0	0.62	1.1	0.7050	2.5	0.08822	1.6	0.65	545	9	−3.2
A333	16580	303	31.0	0.59	0.3	0.7069	3.4	0.08684	1.4	0.43	537	7	5.6
A320	19912	422	49.1	0.64	0.6	0.7077	2.1	0.08897	1.6	0.76	549	8	−6.0
A321	23768	373	45.8	0.83	1.1	0.7145	2.4	0.08776	1.6	0.65	542	8	4.7
A307	13567	273	31.1	0.55	1.2	0.7164	2.4	0.09000	1.5	0.65	556	8	−7.0
A309	14154	248	30.0	0.62	4.7	0.7170	4.3	0.09046	1.6	0.37	558	9	−9.4
A322	10487	203	22.4	0.48	0.9	0.7181	2.2	0.08816	1.6	0.70	545	8	4.4
A319	14774	286	33.8	0.66	0.9	0.7200	2.6	0.08813	1.5	0.58	544	8	5.5
A293	13674	257	27.0	0.59	0.2	0.7222	2.3	0.08949	1.6	0.67	553	8	−0.5
A295	13124	281	32.8	0.65	0.3	0.7225	2.2	0.08915	1.5	0.70	551	8	1.5
A292	19112	338	36.6	0.65	0.2	0.7270	2.2	0.08976	1.6	0.70	554	8	0.6
A334	20046	367	39.1	0.66	0.0	0.7284	3.2	0.08921	1.6	0.50	551	8	4.2
A323	64832	1041	139.5	1.00	1.9	0.7297	3.7	0.09037	1.5	0.41	558	8	−1.3
A315	14267	305	35.4	0.58	0.0	0.7299	2.3	0.09043	1.5	0.66	558	8	−1.5
A335	8824	156	16.1	0.50	0.2	0.7310	3.2	0.09086	1.6	0.52	561	9	−3.3
A317	25976	541	60.6	0.49	0.4	0.7329	2.8	0.09034	1.6	0.59	558	9	0.6
A318	14394	289	35.6	0.70	0.3	0.7337	2.7	0.09090	1.5	0.55	561	8	−2.0
A288	12357	233	23.6	0.46	0.0	0.7340	2.1	0.09015	1.5	0.72	556	8	2.2
A324	37666	744	100.6	0.98	0.9	0.7357	3.5	0.09044	1.7	0.47	558	9	1.6
A311	23766	400	46.8	0.60	1.5	0.7359	2.9	0.09047	2.0	0.69	558	11	1.5
A306	13777	291	33.5	0.57	0.7	0.7378	3.1	0.09150	1.8	0.58	564	10	−3.1
A289	23611	214	22.8	0.49	4.4	0.7381	3.3	0.09265	1.8	0.54	571	10	−9.6
A304	11203	241	27.1	0.50	0.1	0.7389	2.4	0.09053	1.6	0.69	559	9	2.8
A291	12684	233	27.2	0.86	2.2	0.7393	2.9	0.09229	1.6	0.56	569	9	−6.7
A313	50844	1046	129.1	0.76	0.3	0.7402	2.1	0.09050	1.6	0.77	558	9	3.5
A308	13553	285	32.5	0.52	0.5	0.7414	2.3	0.09105	1.6	0.70	562	9	1.3
A299	16149	324	37.8	0.55	0.1	0.7431	2.1	0.09109	1.6	0.74	562	9	1.9
A282	41124	789	117.5	1.29	1.9	0.7456	3.1	0.09186	2.0	0.63	567	11	−0.8
A327	21177	418	49.7	0.59	0.7	0.7471	3.9	0.09110	1.9	0.49	562	10	3.9
A303	16011	260	35.6	1.08	2.5	0.7483	5.0	0.09189	1.7	0.33	567	9	0.4
A305	32167	670	78.1	0.54	0.2	0.7536	2.3	0.09223	1.6	0.70	569	9	1.4
A297	18806	326	40.9	0.65	1.7	0.7588	3.1	0.09225	1.4	0.46	569	8	3.8

Таблица 2. Продолжение

Table 2. Continuation

Кратер	$^{207}\text{Pb}^a$ , cps	$\text{U}^b$ , г/т	$\text{Pb}^b$ , г/т	$\text{Th}^b/\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^c$ , %	$^{207}\text{Pb}^d/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ , %	$^{206}\text{Pb}^d/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ , %	$\text{Rh}_0^e$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет	D, %	
Гранит 2172-5 Вёлсовского массива, координаты отбора: х 0614119, у 6743826													
A438	179873	5526	248.9	0.20	0.8	0.3205	1.7	0.04486	1.5	0.85	283	4	-1.9
A402	228226	8286	477.8	1.58	1.4	0.3269	2.5	0.04551	2.0	0.82	287	6	1.0
A437	169172	3490	271.3	0.99	1.7	0.3917	2.3	0.05346	1.6	0.70	336	5	-0.2
A436	12641	304	20.1	1.38	2.7	0.3955	3.2	0.05366	1.6	0.50	337	5	3.2
A435	20993	512	37.0	1.69	0.5	0.4118	4.4	0.05502	1.6	0.37	345	5	9.9
A418	48116	1091	68.7	0.39	0.4	0.4205	4.0	0.05568	3.7	0.92	349	13	13
A425	127667	2543	182.3	1.23	3.3	0.4291	3.1	0.05706	1.5	0.50	358	5	9.0
A380	115462	2042	153.7	0.95	1.7	0.4311	2.6	0.05675	1.8	0.70	356	6	14
A405	60841	930	79.9	1.41	6.4	0.4890	6.0	0.06234	2.7	0.45	390	10	20
A394	103759	2380	196.3	0.96	0.0	0.5005	2.0	0.06498	1.8	0.91	406	7	9.1
A392	13910	250	20.7	1.05	0.7	0.5161	4.4	0.06627	1.8	0.40	414	7	12
A420	38747	701	58.4	0.73	1.8	0.5228	2.7	0.06727	1.5	0.55	420	6	10
A408	38520	599	52.5	0.82	4.5	0.5381	5.1	0.06916	1.7	0.32	431	7	8.1
A411	116057	2328	198.4	0.72	0.0	0.5477	1.8	0.07026	1.5	0.87	438	7	7.6
A395	23471	426	36.3	0.57	0.1	0.5656	2.2	0.07095	1.5	0.68	442	7	15
A410	35962	618	53.7	0.69	0.3	0.5708	3.2	0.07273	1.5	0.47	453	7	7.4
A393	42957	791	71.3	0.85	0.0	0.5786	2.1	0.07379	1.5	0.73	459	7	5.7
A431	26910	556	48.5	3.45	0.9	0.5814	3.4	0.07375	2.0	0.59	459	9	8.0
A445	21589	309	28.8	1.02	0.0	0.5815	2.7	0.07347	1.9	0.68	457	8	9.9
A376	19358	373	32.3	0.91	3.5	0.5828	4.8	0.07477	2.2	0.47	465	10	1.8
A381	23911	544	48.1	1.29	0.0	0.5877	3.2	0.07453	1.9	0.59	463	8	7.1
A409	52423	998	80.9	0.31	0.0	0.5922	2.3	0.07555	1.8	0.81	470	8	3.4
A377	9870	187	18.1	1.00	0.8	0.5990	2.2	0.07557	1.8	0.79	470	8	8.0
A401	32858	630	59.0	1.57	0.0	0.5999	2.2	0.07519	1.7	0.76	467	8	11
A427	35869	658	57.2	1.03	0.0	0.6034	2.3	0.07597	1.5	0.64	472	7	8.3
A419	17314	266	27.8	1.15	1.5	0.6075	4.6	0.07608	1.5	0.33	473	7	10
A390	81867	1437	134.2	1.32	1.3	0.6087	2.5	0.07717	1.5	0.58	479	7	4.0
A434	145715	2596	230.3	0.79	1.7	0.6102	2.2	0.07754	1.5	0.68	481	7	2.6
A423	121153	495	73.1	14.97	0.5	0.6133	3.3	0.07723	3.1	0.95	480	14	6.8
A388	20929	373	32.7	1.17	0.5	0.6175	2.9	0.07682	1.8	0.64	477	8	12
A433	155181	3054	254.7	0.40	2.6	0.6189	2.8	0.07882	1.7	0.62	489	8	0.1
A406	37925	700	67.9	0.91	1.0	0.6302	2.3	0.07908	1.5	0.66	491	7	6.0
A391	71538	1395	194.3	2.08	0.0	0.6393	1.8	0.08018	1.5	0.83	497	7	4.9
A379	12357	219	20.1	0.81	0.3	0.6394	2.8	0.08028	1.5	0.56	498	7	4.4
A389	27125	504	50.0	0.98	0.7	0.6407	2.6	0.07956	1.5	0.60	494	7	9.4
A421	61089	1029	93.8	1.01	2.2	0.6417	2.6	0.08099	1.5	0.57	502	7	1.4
A416	18195	317	30.9	0.68	0.7	0.6431	2.9	0.08084	1.5	0.53	501	7	3.3
A378	25017	472	44.9	0.65	0.4	0.6435	2.3	0.08084	1.6	0.70	501	8	3.5
A382	6386	79	8.0	0.99	0.0	0.6477	2.6	0.08047	2.0	0.78	499	10	8.3
A407	19695	366	48.8	2.03	0.2	0.6519	5.7	0.08190	4.4	0.76	507	21	2.3
A403	41442	758	74.0	0.77	0.0	0.6554	2.6	0.08204	1.6	0.62	508	8	3.7
A426	103794	1778	172.7	0.66	0.4	0.6562	1.9	0.08232	1.7	0.90	510	8	2.4
A430	23048	425	39.8	0.73	0.0	0.6600	3.1	0.08220	1.6	0.53	509	8	5.4
A399	22068	414	40.6	0.98	0.6	0.6659	2.8	0.08289	1.5	0.54	513	7	4.9
A397	14187	262	27.4	1.05	2.5	0.6703	2.9	0.08400	1.6	0.55	520	8	0.9
A413	80928	1505	156.2	0.83	0.4	0.6733	2.0	0.08485	1.7	0.86	525	9	-2.4
A447	25838	348	40.8	1.95	2.5	0.6754	3.5	0.08511	1.7	0.49	527	9	-2.6
A412	72842	1206	116.8	0.57	1.0	0.6762	2.2	0.08500	1.7	0.79	526	9	-1.4
A404	64925	1318	124.5	1.36	0.0	0.6773	2.1	0.08479	1.7	0.80	525	9	0.5
A396	4832	85	9.4	2.00	1.7	0.6797	2.4	0.08457	1.6	0.66	523	8	3.2
A398	82217	1589	157.8	0.72	3.2	0.6813	3.0	0.08641	1.5	0.48	534	7	-7.1
A449	60422	1034	108.4	0.89	1.3	0.6833	2.2	0.08555	1.5	0.69	529	8	-0.4
A415	12424	219	26.1	1.21	0.7	0.6861	3.4	0.08564	1.7	0.48	530	8	0.7
A400	36630	637	66.7	0.66	0.0	0.6864	2.4	0.08643	1.6	0.67	534	8	-3.8
A444	23832	390	38.8	0.72	0.4	0.6877	2.5	0.08536	2.1	0.86	528	11	3.3

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

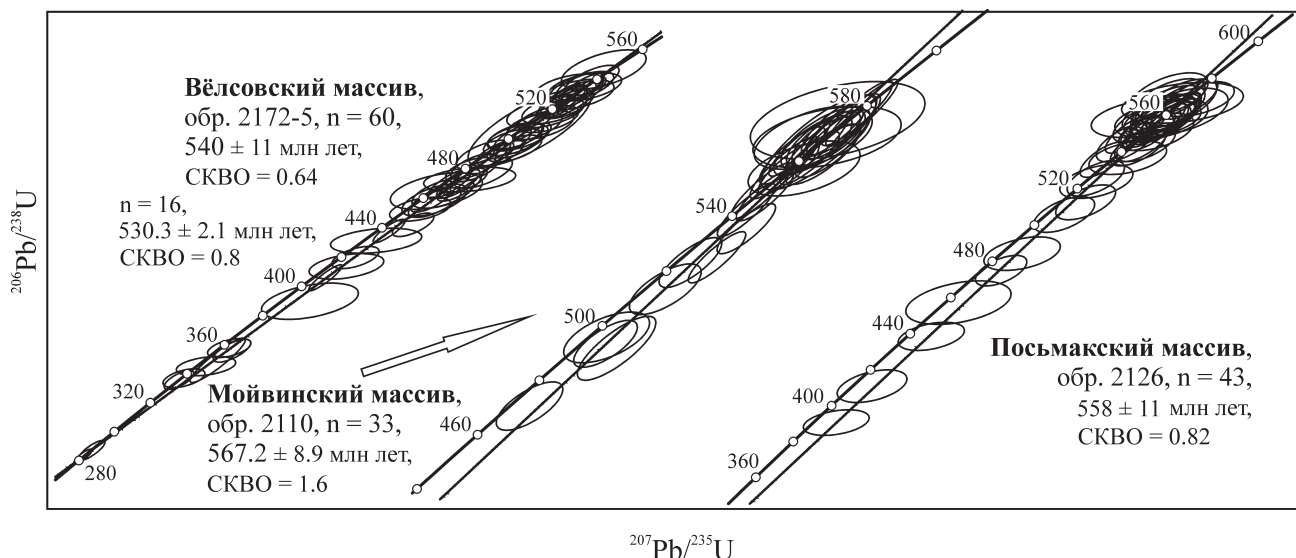
Кратер	$^{207}\text{Pb}^a$ , cps	$\text{U}^b$ , г/г	$\text{Pb}^b$ , г/г	$\text{Th}^b/\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^c$ , %	$^{207}\text{Pb}^d/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ , %	$^{206}\text{Pb}^d/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ , %	$\text{Rh}_0^e$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$ , млн лет		D, %
A417	47117	843	85.8	0.71	0.0	0.6915	1.9	0.08646	1.5	0.80	535	8	-0.8
A422	13849	235	22.8	1.14	1.3	0.6931	2.5	0.08664	1.5	0.61	536	8	-1.0
A446	24342	338	35.4	1.91	3.2	0.6932	3.2	0.08651	1.5	0.47	535	8	-0.2
A424	29778	450	47.5	0.64	1.4	0.6981	2.4	0.08722	1.6	0.68	539	8	-1.4
A429	94765	1645	175.1	0.78	3.5	0.7071	3.6	0.08847	2.0	0.56	546	11	-3.4
Гранит (2110) Мойвинского массива, координаты отбора: х 0611492, у 6775444													
A477	39843	616	50.8	0.31	0.7	0.5994	2.3	0.07572	1.6	0.70	471	7	7.3
A500	99655	1492	123.9	0.27	1.5	0.6379	2.1	0.07954	1.5	0.72	493	7	8.0
A460	81903	1291	118.1	0.65	2.3	0.6385	2.8	0.07993	1.6	0.57	496	8	6.0
A480	57935	925	78.3	0.25	1.2	0.6682	2.2	0.08289	1.5	0.69	513	8	6.2
A488	76967	1056	109.0	0.66	0.7	0.6810	1.9	0.08453	1.5	0.78	523	7	4.2
A478	84101	1206	103.1	0.19	0.0	0.6944	1.7	0.08485	1.5	0.88	525	8	9.5
A455	94583	1530	135.1	0.25	0.0	0.7093	1.7	0.08661	1.4	0.85	535	7	7.9
A458	118246	1848	172.2	0.36	0.3	0.7093	1.7	0.08774	1.5	0.89	542	8	2.1
A453	88863	1378	119.9	0.16	0.0	0.7170	1.8	0.08893	1.6	0.89	549	8	-0.3
A468	104569	1669	148.0	0.28	0.4	0.7186	1.7	0.08864	1.4	0.86	548	8	2.2
A464	85477	1281	112.8	0.13	0.0	0.7285	1.9	0.09035	1.7	0.89	558	9	-1.8
A487	111742	1647	149.5	0.21	0.8	0.7307	1.7	0.09031	1.5	0.84	557	8	-0.3
A492	93875	1438	131.8	0.37	0.0	0.7325	1.9	0.09110	1.6	0.85	562	8	-3.8
A471	87741	1324	123.5	0.24	0.1	0.7362	1.7	0.09155	1.5	0.89	565	8	-4.2
A485	33008	417	37.3	0.18	2.6	0.7385	3.1	0.09030	1.5	0.49	557	8	3.7
A476	87542	1292	117.4	0.18	0.5	0.7414	1.7	0.09094	1.5	0.87	561	8	1.9
A452	60910	908	83.6	0.19	0.0	0.7430	2.2	0.09171	1.6	0.76	566	9	-1.3
A481	47369	564	66.6	0.83	1.7	0.7432	3.3	0.09219	1.7	0.52	568	9	-3.9
A472	94187	1402	125.9	0.14	0.0	0.7445	1.8	0.09172	1.6	0.89	566	8	-0.6
A474	63814	1050	99.1	0.29	1.0	0.7459	3.2	0.09190	2.6	0.81	567	14	-0.9
A482	53424	755	73.9	0.44	0.1	0.7481	2.1	0.09118	1.7	0.80	562	9	3.9
A489	74858	1075	98.3	0.18	1.1	0.7484	2.1	0.09209	1.5	0.74	568	8	-0.5
A454	41318	579	81.0	1.32	0.1	0.7494	2.5	0.09216	1.7	0.69	568	9	-0.4
A499	29367	314	31.6	0.32	2.1	0.7502	4.1	0.09223	1.7	0.41	569	9	-0.3
A467	68110	1032	94.6	0.20	0.0	0.7505	1.8	0.09137	1.4	0.80	564	8	4.2
A483	51295	783	88.5	0.79	0.0	0.7510	2.0	0.09218	1.5	0.74	568	8	0.3
A451	94056	1515	181.4	0.93	0.2	0.7513	1.9	0.09201	1.7	0.89	567	9	1.3
A461	95229	1495	138.9	0.22	0.1	0.7553	1.7	0.09278	1.5	0.87	572	8	-0.6
A479	18353	278	28.5	0.45	5.1	0.7556	4.8	0.09326	2.1	0.44	575	11	-3.0
A491	56216	818	85.5	0.46	0.8	0.7563	2.1	0.09294	1.7	0.80	573	9	-0.9
A450	50960	776	72.2	0.20	0.4	0.7578	2.1	0.09287	1.8	0.85	572	10	0.2
A469	89721	1198	111.0	0.16	0.1	0.7654	1.9	0.09370	1.7	0.90	577	10	-0.2
A456	63844	926	84.3	0.12	0.0	0.7678	1.9	0.09372	1.8	0.92	577	10	0.9
Стандарты													
BB-09 <sup>g</sup>	19577	704	63.5	0.11	0.51	0.7574	1.9	0.09295	1.6	0.77	573	9	-0.4
Ples. <sup>g</sup>	11507	756	39	0.07	0.81	0.3959	3.2	0.05422	2.0	0.70	340	7	-4.2
91500 <sup>g</sup>	24036	81	15	0.26	0.43	1.8420	1.4	0.17859	1.0	0.64	1059	10	0.4

Примечание. Размер кратера до 33 мкм при глубине  $\approx 15$  мкм. Концентрации U, Pb и отношение Th/U рассчитаны относительно стандарта циркона GJ-1 [Jackson et al., 2004].  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  отношения скорректированы на бланк, фракционирование и общий свинец – по [Stacey, Kramers, 1975].  $\text{Rh}_0$  – коэффициент корреляции отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . D – степень дисконкордантности. BB-09, Plesovice, 91500 стандартные образцы (статистика n=14 для каждого стандарта соответственно).

Note. The crater size is up to 33  $\mu\text{m}$  at a depth of  $\approx 15$   $\mu\text{m}$ . The concentrations of U, Pb and the ratio Th/U are calculated with respect to the zircon standard GJ-1 [Jackson et al., 2004].  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios are correction to the blank, fractionation and total lead according to [Stacey, Kramers, 1975].  $\text{Rh}_0$  – correlation coefficient of the ratio  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . D – degree of discordance. BB-09, Plesovice, 91500 standard samples (statistics n = 14 for each standard respectively).

определить значения U-Pb возрастов  $567.2 \pm 8.9$  млн лет (СКВО = 1.6, n = 33) и  $558.0 \pm 11$  млн лет (СКВО = 0.82, n = 43) соответственно. U-Pb SHIMP-II

данные (табл. 3, рис. 6а) для циркона из кварцевых диоритов северного тела Мойвинского массива (анализы выполнены во ВСЕГЕИ) позволяют вы-



**Рис. 5.** U-Pb (LA-ICP-MS) данные для циркона из гранитов Вёльсовского, Мойвинского (Южное тело) и Посьмакского массивов по [Петров и др., 2014].

Размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям  $\pm 2\sigma$ .

**Fig. 5.** U-Pb (LA-ICP-MS) data for zircons from granites of the Vels, Moiva (South body) and Pos'mack massifs by [Petrov et al., 2014].

The dimensions of the ellipses correspond to the analytical errors  $\pm 2\sigma$ .

**Таблица 3.** U-Pb SHRIMP-II данные для циркона из кварцевого диорита Мойвинского массива (обр. 5503)

**Table 3.** The U-Pb SHRIMP-II data of zircon from quartz diorite of the Moiva massif (sample 5503)

Номер точки измерения	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, г/г		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ , %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ , %	$\text{Rh}_0$	$D$ , %	Возраст, млн лет		СКВО
		U	Th								$\frac{^{207}\text{U}}{^{235}\text{U}} - \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$	
1.1	0.00	178	109	22.1	0.36	0.727	2.5	0.0904	0.87	0.348	557.9	9.2	0.107
4.1	0.00	315	229	20.4	0.52	0.748	2.5	0.0909	0.92	0.368	560.9	9.8	0.41
5.1	0.16	498	488	35.9	0.85	0.745	1.9	0.0912	0.77	0.405	562.6	8.2	0.15
6.1	0.58	511	619	26.2	0.33	0.767	2.5	0.0925	0.99	0.396	571.0	10.8	0.60
7.1	0.50	339	296	31.4	0.53	0.744	3.0	0.0929	0.82	0.273	572.4	9.0	0.40
8.1	0.19	233	179	16.4	0.26	0.743	2.5	0.0915	0.91	0.364	564.3	9.8	0.00035
7.2	1.68	255	189	13.7	0.62	0.723	5.5	0.0921	1.00	0.182	568.0	10.8	0.45
9.1	0.18	506	590	21.6	0.43	0.744	2.4	0.0907	0.81	0.338	559.8	8.6	0.28
9.2	0.19	224	172	29.8	0.26	0.745	2.0	0.0925	0.74	0.370	570.1	8.0	0.40
10.1	0.00	373	343	26.8	0.42	0.758	2.1	0.0925	0.76	0.362	570.6	8.2	0.076
11.1	1.04	209	171	16.7	0.52	0.776	2.4	0.0919	0.89	0.371	567.3	9.6	2.7
12.1	0.78	160	102	40.0	0.43	0.747	1.8	0.0921	0.68	0.378	567.6	7.4	0.026

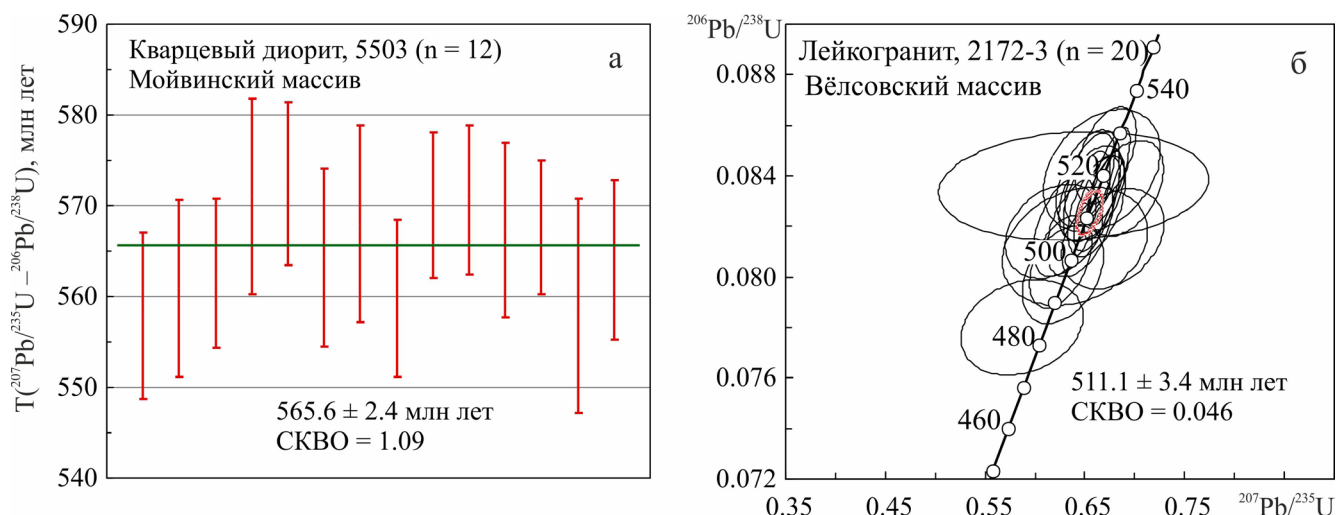
Примечание. Погрешности калибровки стандарта TEMORA составляли 0.60 %. Погрешности приведены для интервала  $\pm 1s$ .  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – нерадиоогенный и радиоогенный свинцы соответственно. (1) – скорректировано по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .  $\text{Rh}_0$  – коэффициент корреляции отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .  $D$  – степень дисконкордантности. Расчет соответствующих параметров U-Pb данных проводился с использованием программы ISOPLOT/Ex version 3.66 [Ludwig, 2008].

Note. Uncertainty of calibration of standard TEMORA was 0.60%. Uncertainties are  $\pm 1s$ .  $\text{Pb}_c$  and  $\text{Pb}^*$  indicate the common and radiogenic portions respectively. (1) Common Pb corrected using measured  $^{204}\text{Pb}$ .  $\text{Rh}_0$  – the correlation coefficient between  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  radiogenic isotope ratios.  $D$  – degree of discordance. Calculations of the corresponding of U-Pb-data parameters were carried out using the program ISOPLOT/Ex version 3.66 [Ludwig, 2008].

числить конкордантный возраст  $565.6 \pm 2.4$  млн лет (СКВО = 1.09,  $n = 12$ ); из лейкогранита Вёльсовского массива –  $511.1 \pm 3.4$  млн лет (СКВО = 0.046,  $n = 20$ , рис. 6б, табл. 4). Таким образом, *in situ* U-Pb дати-

ровки, полученные по циркону из гранитов Мойвинского и Посьмакского массивов, фиксируют интервал времени  $(567.2 \pm 4.6) \div (558 \pm 11)$  млн лет, Вёльсовского –  $(540 \pm 11) \div (530.3 \pm 2.1)$  млн лет (более





**Рис. 6.** U-Pb (SHRIMP-II) данные для циркона из кварцевых диоритов Мойвинского (Северное тело) и лейкогранитов Вёльсовского массивов.

На “а” вертикальный размер отрезков соответствует погрешности  $\pm 2\sigma$ , на “б” размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям  $\pm 1\sigma$ .

**Fig. 6.** U-Pb (SHRIMP-II) data for zircons from quartz diorites of Moiva massif (North body) and leucogranites of Vels massif.

a – the vertical size of the segments corresponds to the uncertainties  $\pm 2\sigma$ , б – the dimensions of the ellipses correspond to the analytical errors  $\pm 1\sigma$ .

**Таблица 4.** U-Pb SHRIMP-II данные для циркона из лейкогранита Вёльсовского массива (обр. 2172-3)

**Table 4.** The U-Pb SHRIMP-II data of zircon from leucogranite of the Vels massif (sample 2172-3)

Номер точки измерения	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	Содержание, г/т			<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	(1) <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ, %	(1) <sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±1σ, %	Rh <sub>0</sub>	D, %	Возраст, млн лет	
		U	Th	<sup>206</sup> Pb*								(1)	
												<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±
Координаты места отбора: х 0614306, у 6743837													
1.1	0.33	578	529	41.5	0.94	0.652	2.4	0.0832	1.4	0.583	-6.2	515.2	7.2
2.1	0.04	924	859	66.1	0.96	0.668	1.8	0.0832	1.4	0.778	4.3	515.2	7.2
3.1	0.30	96	186	7.00	2.00	0.667	5.8	0.0842	1.9	0.328	-2.4	521.1	9.9
4.1	0.25	336	242	23.9	0.74	0.662	2.9	0.0828	1.6	0.552	3.1	512.8	8.2
5.1	4.43	1081	910	81.4	0.87	0.639	14	0.0836	1.7	0.121	-20	517.6	8.8
6.1	0.63	372	297	26.3	0.82	0.619	5.2	0.0818	1.5	0.288	-24	506.9	7.6
7.1	0.04	744	557	53.7	0.77	0.675	2.0	0.0840	1.5	0.750	3.8	520.0	7.8
8.1	1.45	278	332	19.8	1.23	0.678	5.0	0.0815	1.6	0.320	18	505.1	8.1
9.1	0.35	231	143	15.9	0.64	0.628	4.3	0.0801	1.6	0.372	-2.2	496.7	7.9
10.1	0.71	488	638	35.5	1.35	0.653	3.2	0.0839	1.5	0.469	-10	519.4	7.8
12.1	1.11	2210	2670	161	1.25	0.655	2.5	0.0839	1.4	0.560	-8.9	519.4	7.3
13.1	0.48	363	248	26.1	0.71	0.657	3.3	0.0833	1.5	0.455	-3.3	515.8	7.7
15.1	0.39	284	229	20.1	0.83	0.630	3.3	0.0820	1.6	0.485	-15	508.0	8.1
16.1	0.37	371	164	27.1	0.46	0.671	3.0	0.0848	1.5	0.500	-4.0	524.7	7.9
17.1	0.06	360	267	25.7	0.77	0.662	2.3	0.0829	1.5	0.652	2.5	513.4	7.7
19.1	1.35	477	613	34.7	1.33	0.691	3.6	0.0835	1.5	0.417	14	517.0	7.8
20.1	1.11	82	61	5.80	0.76	0.640	7.5	0.0812	1.9	0.253	-1.1	503.3	9.6
22.1	2.48	264	170	18.2	0.67	0.587	6.9	0.0780	1.6	0.232	-23	484.2	7.7
23.1	0.55	300	218	21.3	0.75	0.645	3.4	0.0820	1.6	0.471	-3.0	508.0	8.1
24.1	0.34	312	273	21.7	0.90	0.626	3.3	0.0806	1.5	0.455	-7.4	499.7	7.5

Примечание. Погрешности калибровки стандарта TEMORA составляли 0.62 %. Остальные примечания – см. Табл.3.

Note. Uncertainty of calibration of standard TEMORA was 0.62%. Others notes – see Table 3.

обоснованно  $530.3 \pm 2.1$  млн лет, что соответствует конкордантным значениям возрастов цирконов); лейкограниты Вёлсовского массива имеют возраст  $511.1 \pm 3.4$  млн лет.

Близкие по возрастному диапазону докембрийские гранитоидные комплексы известны и в других антиклинорных структурах и блоках западного склона Урала. Так, на Южном Урале в Уфалейском метаморфическом блоке и в Башкирском антиклинории они представлены битимским и юрминским комплексами гранитов [Шардакова, 2015, 2016]. На Приполярном Урале и в фундаменте Печорской плиты позднедокембрийские гранитоиды также широко распространены и имеют разнообразный состав.

### ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ И ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Для определения минерагенической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов Вёлсовского и Мойвинского массивов проведено исследование особенностей флюидного режима, сопровождавшего их формирование. При помощи микроанализатора SX-100 были выполнены анализы апатитов, биотитов, амфиболов, титанитов и фенгитов. Для сравнения приведены данные по ордовикскому Крив-Вагранскому монцодиоритовому массиву.

Как показал анализ состава гидроксилсодержащих минералов, граниты *Мойвинского массива* специализированы на окисленную сульфатную серу (апатит, 20 полных анализов его состава), при слабо повышенном содержании хлора и умеренно повышенном содержании фтора (рис. 7). Высокое содержание хлора в биотите (7 анализов состава) и амфиболе (до 0.20–0.26 мас. %,  $n = 5$ ), превышающее его содержание в апатите (0.14–0.03 мас. %), свидетельствует об относительной маловодности расплава *Мойвинского массива* (рис. 8 и 9). На рис. 7–9 в виде отдельных точек приведены лишь средние содержания галогенов в минералах исследованных массивов. Высокая железистость биотита ( $f = 0.62–0.65$ ) и амфибола – ферроактинолита ( $f = 0.55–0.61$ ) с температурой кристаллизации  $555^\circ\text{C}$ , повышенное содержание титана в биотите (2–2.35 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) подтверждают возможную принадлежность пород этого массива к относительной бедной кислородом магнетитильменитовой серии. При этом уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был все же вполне достаточным для нахождения значительного количества серы в ее наиболее окисленной сульфатной форме. Этим и определяется повышенное содержание сульфатной серы в апатите, отсутствие первичных магматических сульфидов, а также высокое содержание в породах сфена, ок-

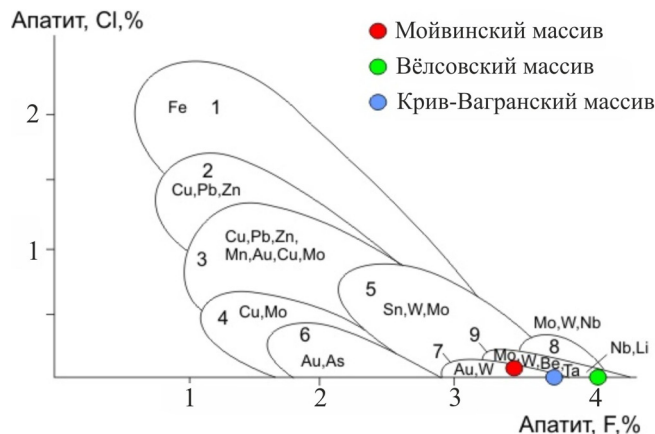


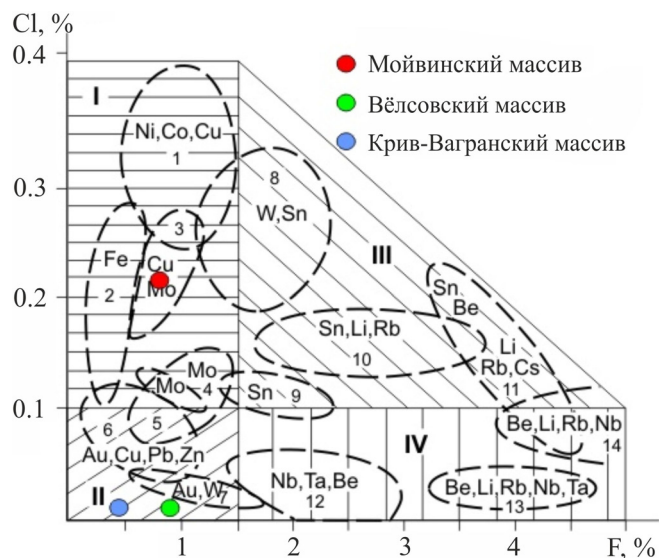
Рис. 7. Соотношение содержания фтора и хлора в апатитах для гранитоидов с различной металлогенической специализацией и рудоносностью, по [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: 1 – гранитоиды Урала со скарново-магнетитовым оруденением; 2 – вулканиты Урала с медно-колчеданным оруденением; 3–4 – гранитоиды с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением (3 – Урал, США; 4 – Кураминский хребет); 5 – гранитоиды с вольфрам-оловянным и молибденовым оруденением Приморья и Забайкалья; 6–7 – гранитоиды Урала с золото-сульфидно-кварцевым и шеелитовым оруденением; 8–9 – фтороносные гранитоиды Урала с молибден-вольфрамовой (степнинский, увильдинский комплексы и др.) и редкометалльной Be, Ta, Li минерализацией (Адуйский, Кременкульский, Шотинский массивы и др.).

Fig. 7. Ratio of the fluorine and chlorine contents in apatites from granitoids with different metallogenic specialization and potential ore content by [Holodnov, Bushlyakov, 2002].

Fields of composition: 1 – Uralian granitoids with skarn-magnetite mineralization; 2 – Uralian volcanites with copper-sulphide mineralization; 3–4 – granitoids with copper-porphyrific and polymetallic mineralization (3 – Ural, USA; 4 – Kuraminsky Ridge); 5 – granitoids with tungsten-tin and molybdenum mineralization of Primorsky and Transbaikial regions; 6–7 – Uralian granitoids with gold-sulphide-quartz and scheelitic mineralization; 8–9 – fluorine-enriched granitoids of Urals with molybdenum-tungsten (Stepninsky, Uvildinsky complexes and others) and rare metal Be, Ta, Li mineralization (Aduysky, Kremenskulsky, Shotinsky massifs, etc.).

сидов Fe и Ti, вторичного гематита, обилие циркона. На раннем этапе кристаллизации гранитоидного расплава в *Мойвинском массиве* окислительный режим был более высоким (при величине  $\Delta\text{NNO} > 1$ ). Это характеризует и дискретность в распределении серы в апатитах с наличием зональных его зерен, в центре которых содержание серы составляет 0.5–0.6, в промежуточной зоне – 0.35, а в краях – 0.10–0.20 мас. %. Таким образом, окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки, что и подтверждается зональностью



**Рис. 8.** Соотношение содержания фтора и хлора в биотитах гранитоидов и габброидов, характеризующихся различной металлогенической специализацией и рудоносностью, по [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: I – Талнахская трапповая интрузия (1), габбро-гранитные серии Урала со скарново-магнетитовым оруденением (2), гранитоиды Кураминского хребта с медно-молибден-порфировым оруденением (3), гранитоиды Станового хребта с молибденовыми месторождениями штокверкового типа (4); II – гранитоиды Акатуйского массива в Забайкалье с полиметаллическим оруденением (5), гранитоиды с медно-порфировым оруденением, США (6), тоналит-гранодиоритовые серии Урала с шеелитовым и золото-сульфидно-кварцевым оруденением, Белухинский и Букуинский массивы гранитоидов Забайкалья с крупными вольфрамовыми месторождениями грейзенового типа (7); III – гранитоиды Соктуйского, Олдодинского, Акатуйского и Шерловогорского массивов Забайкалья с месторождениями вольфрама и олова (8 и 9); грейзены и кварцевые жилы с вольфрам-оловянным оруденением в Забайкалье (10); редкометалльные пегматиты Шерловой горы Забайкалья (11); IV – поздние и постколлизийные граниты и лейкограниты Урала с редкометалльным оруденением (12); редкометалльные пегматиты Урала и Центрального Казахстана (13); редкометалльные пегматиты и грейзены Монголии (14).

**Fig. 8.** The ratio of fluorine and chlorine contents in biotites from granites and gabbro with different metallogenic specialization and ore-beareness, as given in [Holodnov, Bushlyakov, 2002].

Fields of composition: I – the Talnakh trapp intrusion (1), gabbro-granite series of Urals with skarn-magnetite mineralization (2), granitoids of Kuraminsky Ridge with copper-molybdenum-porphyrific mineralization (3), granitoids of Stanovoy Ridge with molybdenum deposits of stockwork type (4); II – granites of Akatui massif from Transbaikalian region with polymetallic mineralization (5), granitoids with copper-porphyrific mineralization, USA (6), tonalite-granodiorite series of Urals with scheelite and gold-sulphide-quartz mineralization, the Belukha and Bukuka granite massifs with large tungsten deposits of greisens type (7); III – granitoids of Soktui, Oldodin, Akatui and Sherlovogor-

ska massifs of Transbaikalian region with deposits of tungsten and tin (8 and 9); greisens and quartz veins with the tungsten-tin mineralization in Transbaikalian region (10); rare-metals pegmatites of Sherlova Gora from Transbaikalian region (11); IV – late- and post-collision granites and leucogranites of Urals with rare-metals mineralization (12); rare-metals pegmatites of Urals and Middle Kazakhstan (13); rare-metals pegmatites and greisens of Mongolia (14).

кристаллов апатита по содержанию  $\text{SO}_3$ . Подобная зональность по сере отмечается и для кристаллов апатита в продуктивных на золото и шеелит надсубдукционных мантийно-коровых интрузиях, таких как Шарташская, Ахуновская, Челябинская [Коновалова и др., 2013]. Смена режима с более окислительного на восстановительный (с ростом активности сероводорода) сопровождается здесь началом массовой кристаллизации золотоносных сульфидов с формированием постмагматического золото-сульфидно-кварцевого оруденения (Березовское, Кочкарское и другие месторождения).

**Вёлсовский массив.** Исходный расплав был также специализирован на окисленную сульфатную серу, но уже при отсутствии хлора, что фиксирует состав апатита (15 анализов состава) и железистого мусковита (фенгита, 2 полных анализа). Другая важная особенность – более высокое содержание фтора (см. рис. 7): в апатите – 3.65–4.4, среднее – 4.0 мас. %; в фенгите – 0.75–0.52, среднее – 0.65 мас. %; в сфене – до 1.0 мас.%. Это свидетельствует о повышенной фтороносности гранитного расплава этого массива. Уровень фугитивности кислорода в исходном расплаве был также достаточным ( $\Delta\text{NNO} > 1$ ) для нахождения значительного количества серы в ее сульфатной форме. Здесь также наблюдаются отсутствие первичных сульфидов, высокое содержание оксидов (магнетит, гематит и др.), появляется рутил. Так же, как и в Мойвинском массиве, на раннем этапе кристаллизации окислительный режим был более высоким, о чем свидетельствует дискретность в распределении серы в зональных зернах апатита. Его зональность по сере и фтору: ранний этап кристаллизации – центр зональных зерен с содержанием  $\text{SO}_3$  до 0.60 мас. %, поздний этап – края зональных зерен с содержанием  $\text{SO}_3$  0.02–0.05 мас. %. Таким образом, здесь также окислительный режим в процессе кристаллизации расплава менялся в сторону более восстановительной обстановки с появлением на позднем и постмагматическом этапе, по-видимому, большего количества сероводорода, определяющего последующую кристаллизацию сульфидов, таких как молибденит, галенит и др.

Данные рис. 7–9, кроме того, свидетельствуют о том, что изменение содержаний летучих элементов (галогенов и серы) в минералах отражает и общий тренд эволюции флюидного режима массивов во времени: от более раннего Мойвинского (566 млн лет) к более позднему Вёлсовскому (530–511 млн



лет). Такой тренд характеризует рост активности фтора при стабильно высокой активности окисленной сульфатной серы и спаде активности хлора практически до нуля. Это должно иметь определенное прогнозное значение при оценке продуктивной рудоносности массивов Ишеримского антиклинория на различное хлорофильное, фторофильное и сульфурофильное оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002]. Кроме этого, в составе апатита Велсовского массива значительно нарастает содержание марганца – до 1.3 мас. % MnO против 0.30 мас. % в апатитах Мойвинского массива. Это может свидетельствовать о более высокой степени зрелости докембрийской континентальной коры в Ишеримском блоке.

Соответственно, использование специализированных рудно-геохимических (минералогических) диаграмм (см. рис. 7–9) позволяет через состав и содержание флюидных элементов в этих минералах определять возможную потенциальную рудоносность гранитоидных магм. Указанные диаграммы подтверждают преимущественную специализацию Мойвинского и Велсовского массивов на шеелит-сульфидное (W, Cu, Pb, Zn, Mo) с золотом оруденение. Высокое содержание хлора в биотите (до 0.26 мас. %) Мойвинского массива, на фоне сравнительно невысоких содержаний фтора, указывает на заметную его аналогию с надсубдукционными гранитоидами, специализированными на медно-молибден-порфировое оруденение. Специализацию Мойвинского массива на молибден и вольфрам подтверждает и соотношение между концентрациями хлора в сосуществующих апатитах и биотитах. Возможный аналог по рудоносности – скарновые Mo-W, шеелит-сульфидные с полиметаллами месторождения Востока России (месторождения Лермонтовское, Восток-2, Агылки и др.).

Существенное влияние на потенциальную рудоносность гранитоидного магматизма в Ишеримском антиклинории может оказать также состав вмещающих рифейских толщ, особенно в случае наличия в их составе осадочных пород богатых углеродистым веществом (муравьиная, вёлсовская свиты и др.). Так, было установлено, что содержание золота в 72 пробах углеродистых сланцев муравьиной и вёлсовской свит составляет в среднем 0.1 г/т, что свидетельствует о его высоких фоновых концентрациях. Содержание золота в зонах сульфидной минерализации Сурьинского рудопоявления, локализованного среди углеродистых сланцев вёлсовской свиты, достигает 8 г/т [Петров, 2014]. По нашим данным, углеродистые металаевролиты муравьиной свиты обогащены Ni, Cu, Y, Ag, Sn, Hf, Bi, U, Li, Be, Co, Sr, Nb, Cd, Sb, Cs, Ta, W, а также легкими редкими землями, черные сланцы вёлсовской свиты – Li, Be, Co, Ni, Cu, Rb, Sr, Y, Zr, Ag, Cs, Yb, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Nb, Mo и РЗЭ. Подобная ситуация характерна и для Южного Урала, где, как сви-

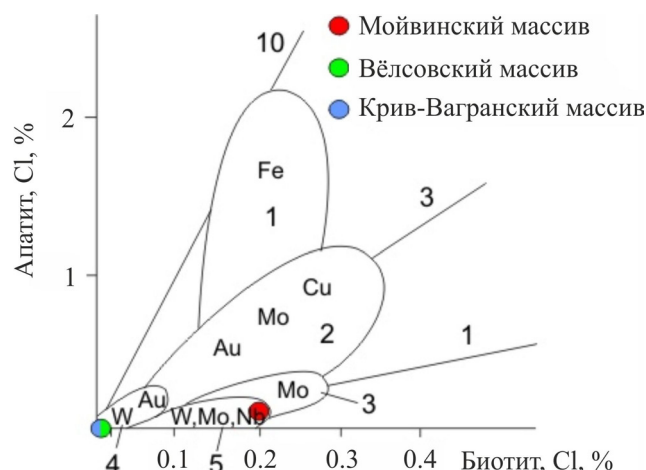


Рис. 9. Соотношение концентраций хлора в сосуществующих апатитах и биотитах для гранитоидов Урала, специализированных на различное эндогенное оруденение [Холоднов, Бушляков, 2002].

Поля составов: 1 – габбро-гранитные серии Урала со скарново-магнетитовым оруденением; 2 – диорит-гранодиорит-порфировые, монцодиорит-гранит-порфировые серии Урала с медно-порфировым и медно-молибден-порфировым оруденением; 3 – молибден-порфировые месторождения других регионов (Шахтаминское, Жирекенское и др.); 4 – тоналит-гранодиорит-гранитные серии Урала с шеелитовым и золото-сульфидно-кварцевым оруденением (Шарташский, Пластовский массивы, Березовское, Кочкарское месторождения и др.); 5 – фтороносные монцодиорит-гранит-лейкогранитные серии Урала с редкометальным оруденением (Степнинский, Малышевский, Соколовский массивы и др.).

Fig. 9. The relationship between the chlorine concentration in the co-existing apatites and biotites for granitoids of Urals, specialized in the various endogenous mineralization by [Holodnov, Bushlyakov, 2002].

Fields of composition: 1 – gabbro-granite series of Urals with skarn-magnetite mineralization; 2 – diorite-granodiorite-porphyry, monzodiorite-granite-porphyry series of Urals with porphyry-copper and copper-molybdenum-porphyry mineralization; 3 – molybdenum-porphyry deposits in other regions (Shakhtaminskoe, Zhireken et al.); 4 – tonalite-granodiorite-granite series of Urals with scheelite and gold-sulphide-quartz mineralization (Shartashsky, Plastovsky massifs, Berezovskoe, Kochkarskoe deposits and others); 5 – fluorine-bearing monzodiorite-granite-leicogranite series of the Urals with rare-metals mineralization (Stepninsky, Malyshevsky, Sokolovsky massifs and others).

детельствуют специальные исследования [Ардисламов и др., 2013], среднерифейские углеродистые отложения начиная с машакской свиты содержат повышенные концентрации Au, Mo, W, V и платиноидов. Экстракция редких и благородных металлов магмами и агрессивными флюидами, обогащенных хлором, сульфатной серой или фтором, будет способствовать формированию рудных объектов.



## ВЫВОДЫ

Выполненные исследования позволили уточнить геохимические характеристики, возраст, флюидный режим формирования и металлогеническую специализацию гранитоидов Ишеримской структуры. Подводя итоги, отметим следующее.

1. Опираясь на результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований, можно выделить два гранитоидных комплекса в пределах Ишеримского антиклинория – вендский ( $(567.2 \pm 8.9) \div (558 \pm 11)$  млн лет) мойвинский диорит-гранитовый и кембрийский ( $(530.3 \pm 2.1) \div (511.1 \pm 3.4)$  млн лет) вёлсовский гранит-лейкогранитовый. Первый составляет Мойвинский и Посьмакский (вероятно, также и Шудьинский) массивы, а второй – Вёлсовский массив.

2. Породы мойвинского комплекса, по всей видимости, сформировались в условиях активной континентальной окраины в процессе взаимодействия мантийных магм с корой континентального типа. В результате в составе комплекса присутствуют кварцевые диориты, вероятно содержащие примесь мантийного вещества, и палингенные граниты – продукты частичного плавления коры под воздействием высокого флюидно-теплового потока.

3. Граниты вёлсовского комплекса, судя по геохимическим и минералогическим данным, являются орогенными образованиями. Дополнительным аргументом такой интерпретации служит формирование вёлсовских гранитов после “закрытия” Rb-Sr изотопной системы субдукционного глаукофансланцевого метаморфизма тиманид ( $536 \pm 19 \div 535 \pm 6$  млн лет, по [Beckholmen, Glodny, 2004]).

4. Изучение составов породообразующих и акцессорных минералов показало, что флюиды, сопровождавшие формирование гранитоидов мойвинского комплекса, являются преимущественно хлороносными, а вёлсовского – фтороносными. Установленная относительная маловодность надсубдукционных гранитоидных расплавов также позволяет предполагать влияние глубинного базитового очага, а повышенная хлороносность и “сульфатоносность” ранних гранитоидных выплавов, вероятно, указывает на надсубдукционную обстановку. При этом содержание хлора и серы в обоих комплексах уменьшается, а фтора – увеличивается от ранних магматических фаз к поздним, что может быть связано с уменьшением доли мантийной составляющей и увеличением коровой палингенной компоненты в составе расплавов в ходе эволюции магматической системы.

5. Высокие содержания хлора и серы в составе синмагматических флюидов, сопровождавших формирование пород мойвинского комплекса, сближают последние с рудоносными гранитоидами Дальнего Востока, сопровождаемыми промышленными месторождениями W и Mo, и золотонос-

ными каменноугольными гранитами восточного склона Урала. Повышенные фоновые концентрации редких и благородных металлов во вмещающих рифейских метатерригенных толщах, наряду с существенно сернисто-хлоридным составом флюидов, создают благоприятные предпосылки для формирования золотосодержащего Mo-W оруденения, что подтверждается наличием в экзоконтакте Мойвинского массива шеелитовых скарнов Аблизинского рудопоявления. С кембрийскими гранитами вёлсовского комплекса дополнительно может быть связана более фторофильная редкометалльная минерализация (Nb, Ta, TR и др.).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.Я., Морозов Г.Г., Ваулина Т.Э. (1994) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1: 50 000 Тульмской площади (листы Р-40-106-Б, Г; Р-40-107-А зап. пол, Р-40-107-В зап. пол.) с общими поисками в верховьях р. Вишера на Северном Урале в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1990–1993 гг. (незавершенные работы). Пермь: Пермьгеокарта.
- Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н. (2013) Геология машакской свиты Ямантауского антиклинория (Южный Урал). Уфа: ДизайнПрусс, 216.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка (2006) СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 332.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. (2011). СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 492.
- Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. (2002) Магматические комплексы Пермской серии листов. *Проблемы минералогии, петрографии и минерогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. Вып. 4*. Пермь: Перм. ун-т., 124–146.
- Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособ. (2001) М.: ИнтерметИнжиниринг, 288.
- Клименко Б.В., Борисов Н.Е., Рыбальченко А.Я. (1998) Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Шудьинской площади (листы Р-40-118-Г, Р-40-119-В, Г – зап. половина, Р-40-130-Б) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1989–1998 гг. Пермь: Пермьгеокарта.
- Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. (2013) Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения. *Литосфера*, (6), 65–72.
- Петров Г.А. (2014) Прогнозирование благороднометалльного оруденения в допалеозойских черносланцевых толщах центральной части Уральского подвижного пояса. *Литосфера*, (6), 88–101.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. (2014) Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале. *Докл.*

- АН, **459**(6), 721-725.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Докл. АН*, **464**(5), 589-593.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232.
- Холоднов В.В., Бушляков И.И. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 393 с.
- Чайковский И.И. (1995) Гранитоидный магматизм и геодинамика Ляпинско-Кутимского мегантиклинория Северного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 16 с.
- Чайковский И.И., Андреичев В.Л. (2001) Изотопная геохронология гранитоидов Вишерского Урала. *Вестн. Пермского университета. Геология*, (3), 129-137.
- Чайковский И.И., Чайковская Е.В., Попов И.Б. (2002) Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория: уточнение легенды Пермской серии листов Госгеолкарты-200. Пермь: Росгеолфонд, Пермский ТГФ, ПГГСП "Геокарта", ПГУ.
- Черепанова Д.В. (1993) Шеелитоносные скарны Мойвинской интрузии Северного Урала. *Геология и металлогения Приполярного Урала*. Сыктывкар, 54 с.
- Шардакова Г.Ю. (2015) Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок). *Литосфера*, (4), 93-98.
- Шардакова Г.Ю. (2016) Геохимические особенности и изотопный состав гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой. *Геохимия*, (7), 607-622.
- Beckholmen M., Glodny J. (2004) Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarfush metamorphic basement, Northern Urals, Russia. (D.G. Gee, V.L. Pease eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc., London Mem.*, **30**, 125-134.
- Chappell B.W., White A.I.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, (8), 173-174.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, (42), 2033-2048.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, (211), 47-69.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeis A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center. Special Publication*, (4), 77.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 635-643.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. Magmatism in the oceanic basins. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 313-345.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.*, **95**(4), 407-419.
- Alexeev V.Ya., Morozov G.G., Vaulina T.E. (1994) Otchet o geologicheskoy doizuchenii masshtaba 1 : 50 000 Tulumskoy ploshchadi s obshchimi poiskami v verkhov'akh r. Vishera na Severnom Urale v Krasnovisherskom raione Permskoy oblasti, provedennom v 1990–1993 gg. (nezavershennyye raboty) [Report on the geological exploration scale 1 : 50 000 of the Tulum area with general searches in upper part of Vishera River at the North Urals, made in 1990–1993 years (unfinished work)]. Perm', Perm'geokarta Publ. (In Russian)
- Ardislamov F.R., Savel'ev D.E., Snachev A.V., Puchkov V.N. (2013) *Geologia mashakskoy svity Jamantau skogo anticlinoria (Juzhnyi Ural)* [Geology of the Mashak series of Jamantau anticlinorium (South Urals)]. Ufa, DizainPr. Publ., 216 p. (In Russian)
- Beckholmen M., Glodny J. (2004) Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarfush metamorphic basement, Northern Urals, Russia. (D.G. Gee & V.L. Pease eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc. London Mem.*, **30**, 125-134.
- Chappell B.W., White A.I.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, (8), 173-174.
- Cherepanova D.V. (1993) Scheelite scarns of the Mojva intrusion at the North Urals. *Geologiya i metallogeniya Pri-polyarnogo Urala*. Syktyvkar, 54 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intrusivnykh assotsiatsii* [Petrology of main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, (42), 2033-2048.
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). *Uralskaya seria. List P-40 (Severouralsk). Ob"asnitelnaya zapiska* [State geological map of Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Uralian series. Sheet P-40 (Severouralsk). Explanatory note] (2006) St.Petersburg: VSEGEI, 332 p. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). *Uralskaya seria. List O-41 – Ekaterinburg. Ob"asnitelnaya zapiska* [State geological map of Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Uralian series. Tablet O-41 - Ekaterinburg. Explanatory note] (2011) Sankt-Petersburg: Maps Factory of VSEGEI Publ., 492 p. (In Russian)
- Holodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogenom rudoobrazovanii* [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 394 p. (in Russian)
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* [Interpretation of geochemical data]. (2001) Moscow, InternetEngineering

- Publ., 288 p. (In Russian)
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, (211), 47–69.
- Klimenko B.V., Borisov N.E., Rybal'chenko A.Ya. (1988) Otchet o geologicheskoy doizuchenii masshtaba 1:50 000 Shud'inskoy ploshchadi s obchshimi poiskami v Krasnovisherskom raione Permskoy oblasti, provedennom v 1989–1998 gg. [Report on the geological exploration scale 1 : 50 000 of the Shud'ya area with general searches in Krasnovishersk district of Perm region made in 1989–1998 years]. Perm': Perm'geokarta Publ., (In Russian)
- Konovalova E.V., Holodnov V.V., Pribavkin S.V., Zamyatin D.A. (2013) Elements-mineralizers (sulfur and halogens) in apatites of Shartashskii granite massif and Berzovskii gold deposit. *Litosfera*, (6), 65–72. (In Russian)
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745–750.
- Ludwig K.R. (2008) User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center. Special Publication*, (4), 77.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (101), 635–643
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, (25), 956–983.
- Petrov G.A. (2014) Forecasting hosting precious metal mineralization in Pre-Paleozoic black-shale series of the middle part of Uralian mobile belt. *Litosfera*, (6), 88–101. (In Russian)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First Results of U–Pb Dating of Detrital Zircons from Metasandstones of the Isherim Anticlinorium (North Urals). *Pleiades Publishing, Ltd: Dokl. Earth Sci.*, **464**(2), 1010–1014.
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. (2014) New Data on Composition and Age of Granites from the Isherim Anticlinorium and Boundary of the Timanides in the North Urals. *Pleiades Publishing, Ltd: Dokl. Earth Sci.*, **459**(2), 1514–1518.
- Shardakova G.Yu. (2015) New data on the Rb–Sr age of the Nikolsk massif (Ufalei block). *Litosfera*, (4), 93–98. (In Russian)
- Shardakova G.Yu. (2016) Geochemical peculiar properties and isotope composition of the Bashkir meganticlinorium granitoides – evidence of the endogenous activity impulses at zone of the Ural orogen and East European contiguity. *Geochemistry*, (7), 607–622. (In Russian)
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207–221.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 313–345.
- Tchaikovskii I.I. (1995) *Granitoidnyi magmatizm i geodinamika Liapinsko-Kutimskogo meganticlinoriya Severnogo Urala*. Dis. dokt. geol.-min. nauk. [Granitoid magmatism and geodynamics of Lyapin-Kutim meganticlinorium of the North Urals. Dr. geol. and min sci. diss.] Perm' State University, 16 p. (In Russian)
- Tchaikovskii I.I., Andreichev V.L. (2001) Isotope geochronology of the Vishera Ural granitoides. *Vestn. Perm. St. Univ. Geologia*, (3), 129–137. (In Russian)
- Tchaikovskii I.I., Tchaikovskaya E.V., Popov I.B. (2002) Granitoidnye komplekсы Liapinsko-Kutimskogo meganticlinoria: utochnenie legendy Permskoy serii listov Gosgeokarty-200 [The granitoid complexes of Lyapin-Kutim meganticlinorium: clarification of legend of the Perm region State geological maps scale 1:200 000]. Perm: Rosgeolfond, Perm territorial collection of geological reports, Geokarta, Perm. State University. (In Russian, unpublished)
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.*, **95**(4), 407–419.
- Zil'berman A.M., Morozov G.G., Korelin G.P. (2002) Magmatic complexes of the Perm series of geological maps. “*Problemy mineralogii, petrografii i mineragenii*”. Nauchnye chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo: Sb. nauch. statei. Vyp. 4. [Proc. 4<sup>th</sup> Scientific readings of the memory of P.N. Chirvinsky. “Problems of mineralogy, petrography and mineralogy”]. Perm, Perm State Univ. Publ., 124–146. (In Russian)