

УДК 550.93:[551.22:552.3]

ГРАНИТОИДНЫЕ МАССИВЫ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ¹

© 2021 г. А. О. Хотылев¹, *, А. А. Майоров¹, А. К. Худолей², В. Б. Ершова^{2,3},
Г. А. Калмыков¹, В. Б. Хубанов⁴, М. В. Червяковская⁵

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, д. 1 Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет – Институт Наук о Земле,
д. 7/9 Университетская набережная, 199034 Санкт-Петербург, Россия

³Геологический институт РАН, д. 7 Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

⁴Геологический институт СО РАН, д. 6а ул. Сахьяновой, 670047 Улан-Удэ, Россия

⁵Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
д. 15 ул. Академика Вонсовского, 620016 Екатеринбург, Россия

*e-mail: akhotylev@gmail.com

Поступила в редакцию 22.09.2020 г.

После доработки 26.10.2020 г.

После повторной доработки 30.12.2020 г.

Принята к публикации 12.01.2021 г.

В статье обобщены данные по составу, строению, возрасту и геохимическим особенностям гранитоидных массивов восточной части Красноленинского свода Западно-Сибирской молодой плиты и вмещающих их пород. Формирование Каменного, Пальяновского, Северо-Каменного и Водораздельного массивов гранодиоритов, гранитов и граносиенитов происходило в интервале 297–261 млн лет (ранняя–поздняя пермь) на посторогенном этапе развития территории за счет плавления комплексов нижней и/или средней коры. Становление гранитоидных массивов в фундаменте Ем-Еговской вершины произошло в позднем девоне (фран, фамен). Они значительно отличаются от пород Каменного массива составом, степенью вторичных преобразований и тектонизации.

Ключевые слова: Западная Сибирь, Красноленинский свод, фундамент, гранитоиды, плутоны, геохимические исследования, изотопное датирование, вторичные изменения, скважины

DOI: 10.31857/S0016853X21020053

ВВЕДЕНИЕ

В нашей статье мы приводим новые полученные данные по составу, возрасту и особенностям строения серии крупных гранит–гранодиоритовых массивов, расположенных в 120 км к северо-западу от г. Ханты-Мансийск, на территории Октябрьского и Ханты-Мансийского районов Ханты-Мансийского административного округа – Югры, в центральной части Западной Сибири (рис. 1).

В тектоническом плане Западная Сибирь является частью молодой Урало-Сибирской платформы, в строении которой Алтае-Саянская горно-складчатая область представляет собой аналог щита, а Западно-Сибирская низменность, vyplненная мезозойско-кайнозойскими отложе-

ниями, является эпигерцинской молодой платформой [7]. В строении Западно-Сибирской плиты выделяют три структурных этажа [7, 21]:

- складчатый фундамент состоит преимущественно из отложений рифей–палеозойского возраста;
- промежуточный, рифтогенный этаж представлен базальтами и риолитами поздней перми и раннего триаса, сменяющимися вверх по разрезу терригенными толщами среднего и верхнего триаса (стратиграфический объем данного комплекса на территории Западно-Сибирской плиты различен);
- плитный чехол сложен мезозойско-кайнозойскими, практически недислоцированными осадочными толщами.

Нижние два структурных этажа являются доюрским основанием или доюрским комплексом плиты, а нижний этаж отдельно является фунда-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X21020053 для авторизованных пользователей.

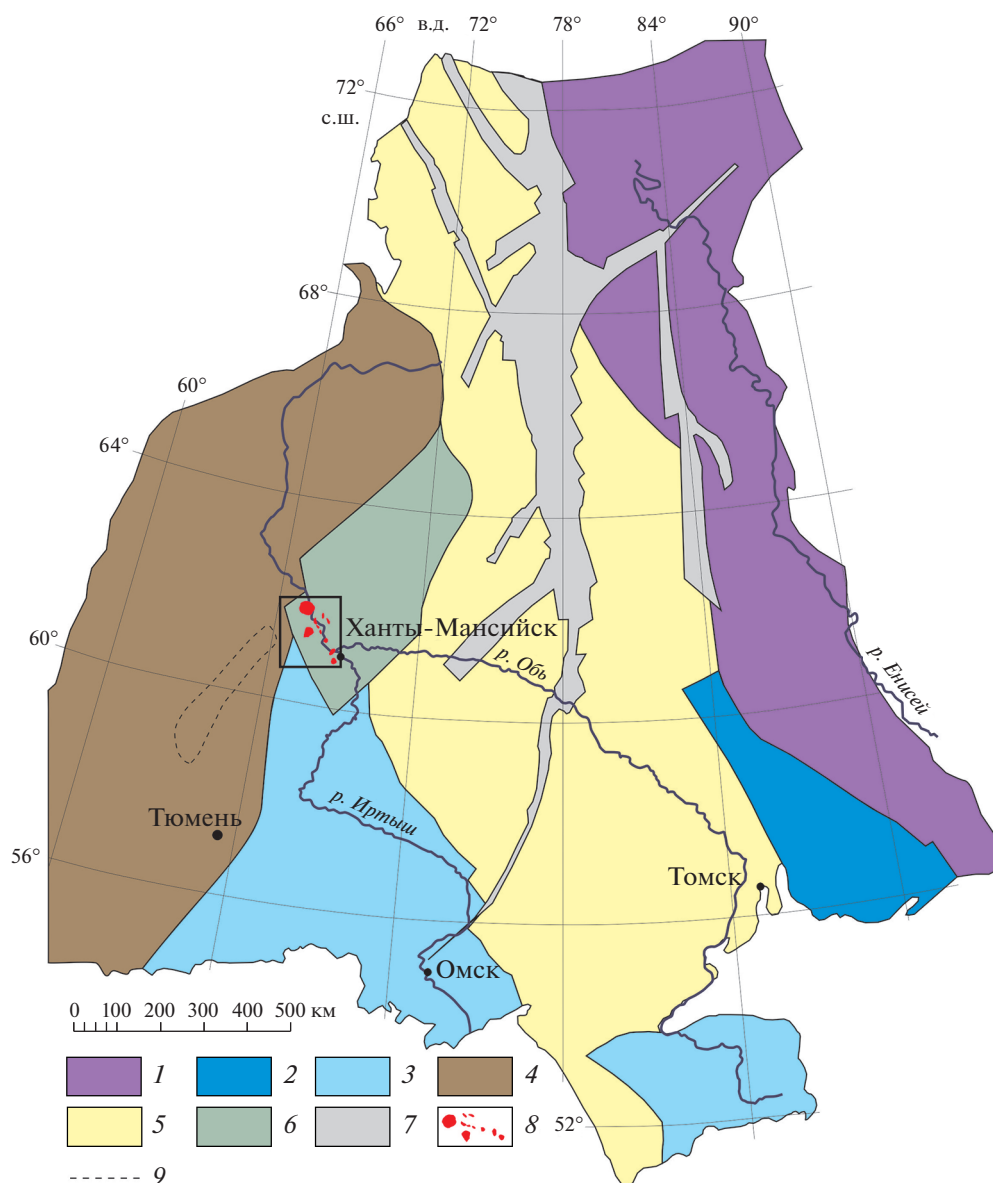


Рис. 1. Схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты (по данным [21, 22], с изменениями и дополнениями).

Показан (квадрат) регион исследования.

1–5 – блоки: 1 – Енисейский (байкалиды), 2 – Алтае-Саянский (салаириды), 3 – Казахстано-Салымский (каледониды), 4 – Уральский (герциниды), 5 – Центрально-Западносибирский (герциниды); 6 – Уват-Хантыманский древний массив; 7 – рифтогенные структуры поздней перми–раннего траса; 8 – гранитоидные массивы; 9 – контур Шаимского (Шаимо-Кузнецовского антиклинория)

ментом, второй (промежуточный) этаж – переходный комплекс между складчатым фундаментом и недеформированными толщами осадочного чехла.

Изучением тектонического строения доюрского основания Западно-Сибирской плиты занимались В.С. Сурков, О.Г. Жеро, А.Э. Конторович и многие другие исследователи [4, 7, 21, 34].

До настоящего времени не разработана единая модель тектонического строения и формирова-

ния этого обширного региона, и большинство предложенных моделей имеют значительные различия [10, 11, 24, 30, 32, 34]. Приоритетной является версия о гетерогенном строении фундамента, которая отражена в работах [4, 7, 21, 34].

На доюрском этапе развития на территории Западно-Сибирской плиты были проявлены четыре тектономагматических цикла (см. рис. 1):

- байкальский (рифей);
- салаирский (венд–кембрий);

- каледонский (ордовик–силур):
- герцинский (девон–пермь).

На каждом этапе происходило формирование доорогенных, ранне- и позднеорогенных структур и покровно-складчатых систем и их консолидация [7, 21, 22].

Покровно-складчатая система байкалит Енисейского блока расположена в восточной части Западно-Сибирской плиты, где субмеридионально вытянута вдоль левобережья р. Енисей.

На юго-западе байкалит расположен Алтае-Саянский блок, являющийся северным продолжением покровно-складчатой системы салаирид. Алтае-Саянский блок сложен метаморфическими и магматическими формациями докембрия и палеозоя, а также карбонатными, терригенными и эффузивными породами верхнего докембрия, кембрия и ордовика.

Казахстано-Салымский блок каледонид продолжает покровно-складчатые сооружения каледонид Казахстана и расположен между Уральским (на западе) и Центрально-Западносибирским (на востоке) блоками. Его северным окончанием является Уват-Хантымансийский древний массив, возраст которого условно предполагается раннепалеозойским или докембрийским [21].

Вдоль западной части Западно-Сибирской плиты расположен Уральский блок герцинской покровно-складчатой области. Уральский блок состоит из нескольких складчатых структурно-формационных зон север–северо-восточного простирания с широким развитием метаморфизованных осадочно-вулканогенных палеозойских образований, офиолитов и гранитоидов. С востока Уральский блок ограничен системой региональных разломов.

Центральную часть Западно-Сибирской плиты занимает Центрально-Западносибирский блок позднегерцинского этапа консолидации. Структурно-формационные комплексы этой зоны сложены флишевыми и карбонатными формациями преимущественно среднего палеозоя. Отложения девона и каменноугольной системы представлены терригенными и карбонатно-терригенными породами. Дорифейские образования представлены фрагментарными блоками архейского и раннепротерозойского возраста.

Рифтовая система переходного комплекса на территории Западно-Сибирской плиты начала свое развитие на рубеже перми и триаса. Предполагается, что данная рифтовая система возникла в процессе рифтогенеза Сибирской платформы [1, 21]. Для территории Западно-Сибирской плиты характерны узкие зоны рифтов, которые протягиваются в основном с севера на юг и в северо-восточном направлении. Наиболее крупной структурой является Колтогоро-Уренгойский рифт, который простирается с севера на юг от аквато-

рии Северного Ледовитого океана через побережье Карского моря и до г. Омск. Переходный комплекс, заполняющий рифты, представлен вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами основного и кислого состава туринской и рогожниковской серий [1, 30, 32, 33].

Плутонические массивы кислого состава широко распространены в комплексе фундамента Западно-Сибирской молодой плиты и являются важной частью ее строения [21, 24, 25, 34]. Положение обсуждаемых массивов в структуре молодой плиты различно интерпретируется исследователями. В строении Западно-Сибирской плиты по модели В.С. Суркова с соавт. [22] гранитоиды расположены в Уват-Хантымансийском древнем массиве Казахстано-Салымского блока, т.е. относятся к каледонским структурам. Казахстано-Салымский блок был интерпретирован как область байкальской складчатости, переработанная герцинским тектогенезом [21]. А.Э. Конторович с соавт. [4] в разработанной схеме структурно-фациального районирования палеозойских отложений Западно-Сибирской плиты рассматривали Казахстано-Салымский блок как фрагмент Казахстанского континента герцинского возраста и относили к фациальной мегазоне I и внутри нее – к локальной Красноленинской фациальной зоне. На схеме геотектонического районирования Западно-Сибирской геосинеклизы по [1] исследованные объекты относятся к герцинидам Уральского складчатого пояса. К.С. Иванов с соавт. [9, 12] относит этот район к Шаимско-Кузнецовскому антиклинорию герцинского возраста.

В данной работе мы будем опираться на два тезиса по геологическому строению и тектоническим особенностям Красноленинского свода Западной Сибири, где расположены изучаемые массивы:

- Красноленинский свод разделен на два структурных этажа – складчатый комплекс и мезо-кайнозойский относительно недеформированный чехол;

- завершающая фаза складчатости происходила в герцинскую эпоху, но возможно, что комплексы претерпевали и более ранние этапы складчатости.

В связи с различными взглядами на тектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты и отсутствием единых устоявшихся названий и границ структур в составе фундамента, во избежание недоразумений при обсуждении состава и строения фундамента нередко используют термины структур чехла – свод, поднятие, прогиб, склон и т.д. При этом авторы подчеркивают, что обсуждают не структуру чехла (например, Пальяновский прогиб), а те структуры фундамента, которые расположены под ним. Подобное использование тектонической терминологии

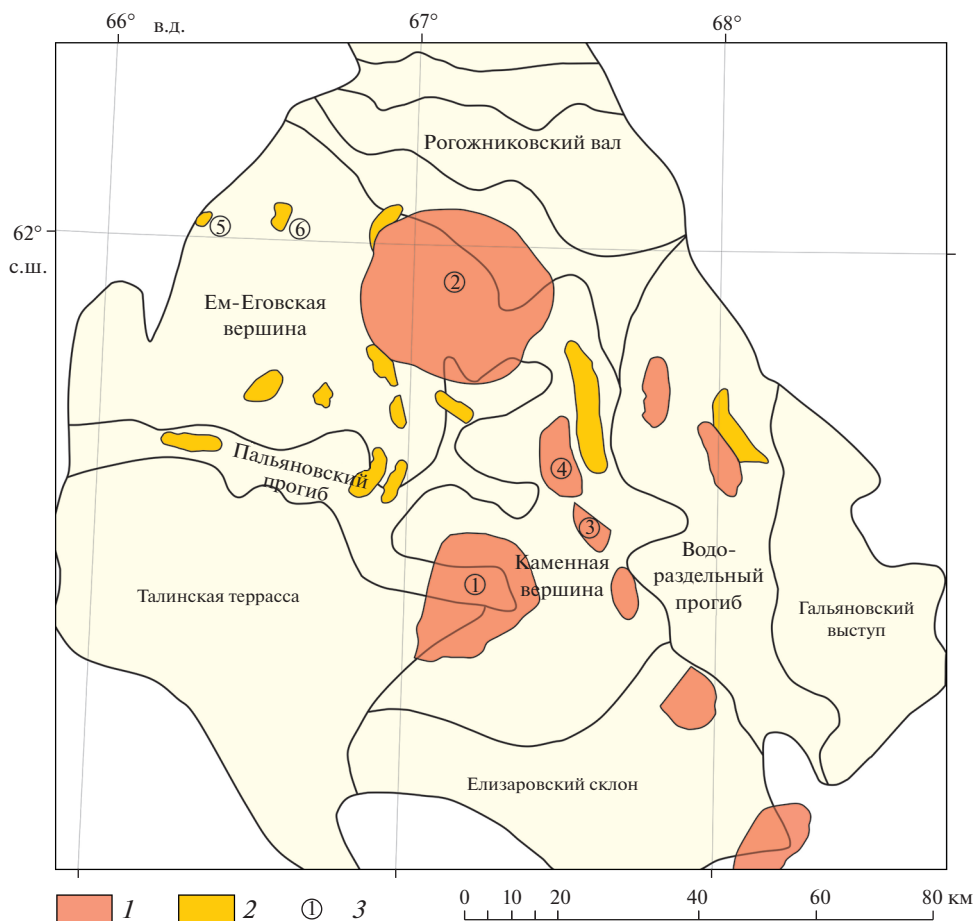


Рис. 2. Схема тектонического районирования осадочного чехла Красноленинского свода и его обрамления (по данным [34], с изменениями и дополнениями).

1 — массивы гранитов и гранодиоритов раннепермского комплекса; 2 — тела диоритов позднедевонского возраста; 3 — гранитоидные массивы (цифры в кружках): 1 — Каменный; 2 — Пальяновский; 3 — Водораздельный; 4 — Северо-Каменный; 5, 6 — Ем-Еговские массивы: 5 — вскрытый скв. “J”, 6 — вскрытый скв. “K”

позволяет однозначно указывать положение структур фундамента.

В соответствии с тектоническим районированием чехла Западно-Сибирской плиты исследуемые гранитоидные массивы расположены в фундаменте Красноленинского свода под Каменной и Ем-Еговской вершинами, а также Водораздельным прогибом [34] (рис. 2).

Центральную часть фундамента Красноленинского свода занимает поле позднедевонских или раннепалеозойских кварцитов, мусковит-серицит-кварцевых сланцев и, реже, гнейсов [32, 33]. К Красноленинскому своду с запада и юга примыкают слабометаморфизованные метатерригенные толщи палеозоя, представленные милонитизированными сланцами, метаалевролитами, метапесчаниками, карбонатами. Возраст палеозойских образований был определен по немногочисленной фауне девона и карбона [1]. В поле метатерригенных толщ западной и цен-

тральной зон Ем-Еговской вершины распространены базальты, риолиты и их туфы, возраст которых предполагается нами как девон—каменноугольный (см. рис. 2). С северо-востока Красноленинский свод граничит с Рогожниковским валом, доюрский комплекс которого сложен вулканогенными толщами кислого состава поздней перми—раннего триаса. Было сделано предположение об окраинно-континентальном генезисе этих образований [30–33].

В основе полученных нами данных по вещественному составу фундамента лежит керновый материал скважин коммерческого бурения, которые обозначены в данной статье буквами “А, В, С, D, E, F, J, K”.

Целью нашей статьи является исследование структуры, геохимического состава, тектонических особенностей и возраста Каменного, Пальяновского, Водораздельного и Северо-Каменного крупных интрузивных массивов гранит-грано-

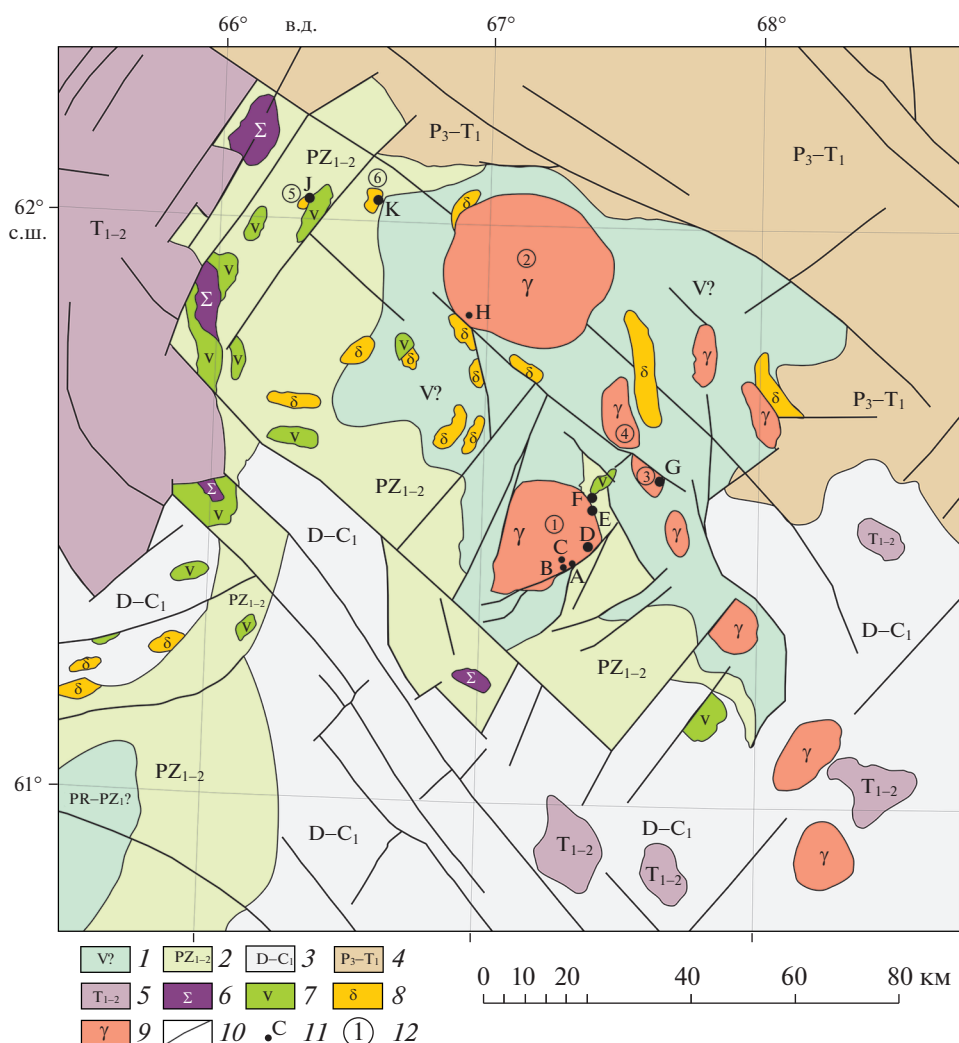


Рис. 3. Геологическая карта-схема строения фундамента Красноленинского свода (по данным [12, 32], с дополнениями и изменениями).

1 – вендские (?)–раннепалеозойские кварциты и слюдяные сланцы; 2 – ранне-среднепалеозойские метатерригенные толщи; 3 – девон–каменноугольные терригенные, карбонатные и вулканогенные комплексы; 4 – позднепермская–ранне-триасовая вулканогенная рогожниковская толща; 5 – ранне-среднетриасовые вулканы туринской серии; 6 – тела палеозойских ультрабазитов; 7 – тела палеозойских габбро и долеритов; 8 – тела позднедевонских (?) диоритов; 9 – массивы гранитов и гранодиоритов раннепермского комплекса; 10 – разрывные нарушения; 11 – скважины (латинские буквы); 12 – гранитоидные массивы (цифры в кружках): 1 – Каменный; 2 – Пальяновский; 3 – Водораздельный; 4 – Северо-Каменный; 5, 6 – Ем-Еговские массивы: 5 – вскрытый скв. “J”, 6 – вскрытый скв. “K”

диоритового состава, расположенных в докембрийской части Красноленинского свода, а также небольших гранитоидных массивов, расположенных в пределах Ем-Еговской вершины.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами обобщены петрологические, геохимические и изотопные данные по Каменному, Пальяновскому, Водораздельному, Северо-Каменному массивам и двум небольшим массивам Ем-Еговской вершины (рис. 2, рис. 3). Мы исследовали керн пяти скважин, вскрывших гранитоиды Каменного массива (см. рис. 2, массив № 1, см. рис. 3)

и вмещающие их породы, а также керн двух скважин, вскрывших небольшие массивы к северо-западу от него (см. рис. 2, массивы 5 и 6, см. рис. 3). Для образцов, взятых из шести скважин (см. рис. 3, скв. “А, В, С, Е, J, К”), были проведены геохимические исследования, результаты которых приведены в Приложении 1.

Также были привлечены опубликованные данные для вскрытых гранитоидов:

- скважина “D”, по [9], Каменный массив;
- скважина “G”, по [25], Водораздельный массив;
- скважина “H”, по [18], Пальяновский массив.

Изотопные исследования для определения абсолютного возраста пород были проведены для образцов из скважин “А, В, С, Е, J, К”, их результаты приведены в Приложении 2.

Для геохимической характеристики пород были использованы данные по содержаниям петрогенных оксидов и рассеянных элементов. Определение содержания петрогенных оксидов проводилось в химической лаборатории геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва) стандартными методами комплексонометрии, а также в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) (аналитик А.И. Якушев) методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны (модель AxiosmAX производства компании PANalytical, Нидерланды, 2012 г.) по методике НСАМ ВИМС 439-РС [15], потери при прокаливании определяли по методике НСАМ ВИМС 118-Х [15]. Нижние пределы обнаружений составляют 0.05–0.1 мас. %.

Определение содержания рассеянных элементов было проведено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения с двойной фокусировкой Element-2 в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова) с разложением по стандартным методикам спекания [2, 3].

Изотопные исследования U–Pb системы были выполнены для определения абсолютного возраста гранитов, всего было изучено семь образцов:

- пять проб Каменного массива (см. рис. 3, скв. “А, В, С, Е”);
- две пробы из массивов Ем-Еговской вершины (см. рис. 3, скв. “К, J”);

Отбор проб производился из керна скважин, что определяло их сравнительно небольшой вес, варьирующий от 1 до 2 кг. Во всех образцах магматических пород было выделено достаточное число зерен циркона для последующего U–Pb датирования. Выделение цирконов из образцов

производилось в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) по стандартной технологии, с использованием тяжелых жидкостей. Приблизительно от 40 до 100 зерен циркона были отобраны из каждого образца, в каждой пробе были датированы от 30 до 40 зерен, вмонтированных в эпоксидную смолу. Выбор точек на зернах, в которых производилось датирование, сделан с помощью катодолюминесцентных изображений.

U–Pb датирование цирконов было выполнено методом лазерной абляции с индукционно-связанной плазмой и масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS). Две пробы скважины “В” (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 4, Табл. 5) были датированы в Центре коллективного пользования УрО РАН “Геоаналитик” (г. Екатеринбург, Россия) (аналитик М.В. Червяковская) с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S (PerkinElmer Inc., США) и установки для лазерной абляции New Wave YAG 213 (New Wave Research, USA). Возраст цирконов из проб из скважин “А, С, Е, J, К” был определен в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ, Россия) (аналитик В.Б. Хубанов) с помощью одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции NWR 213. Размер кратера составлял 25–40 мк. Фракционирование элементов и их изотопов калибровалось по международным стандартам GJ, 91500 и Plesovice. Обработка данных масс-спектрометрического анализа проводилась с помощью программы GLITTER [39]. Для расчета U–Pb конкордантных и взвешенных средних возрастов и построения диаграмм использовался макрос Isoplot4.15 [42]. Подробное описание методики исследования приведено в работах [6, 29].

Нами проведено 223 измерения и построены диаграммы для Каменного и Ем-Еговских интрузивных массивов (см. Прилож. 2).

При рассмотрении возраста индивидуальных зерен и взвешенных средних значений возраста кластеров зерен циркона

≤ 1000 млн лет используется возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$,
 ≥ 1000 млн лет используется возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Все зерна, для которых был определен возраст, имеют размер от 100 до 400 мкм, в большинстве отчетливо видна тонкая осцилляционная зональность. В пользу магматического происхождения цирконов указывает также высокое Th/U отношение, в 97% зерен циркона превышающее 0.1 [47], хотя этот критерий не всегда однозначен [44]. В некоторых зернах циркона были обнаружены

структуры, похожие на древние ядра. В таких случаях зерно было исследовано дважды – в краевой и центральной частях. В обеих пробах из скважины “В” зерна датировались в двух точках. Большинство отобранных для проведения анализа зерен циркона имеет правильные кристаллографические формы с хорошо сохранившимися гранями, зерна округлой формы редки.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СОСТАВА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Каменный массив

Каменный массив, расположенный в центральной части Красноленинского свода, в плане представляет собой изометричное тело диаметром 17–18 км (см. рис. 2, см. рис. 3, массив 1). В рельефе фундамента Каменному массиву отвечает крупная округлая впадина размером около 15 км с перепадом глубин от 100 до 200 м (глубина залегания поверхности фундамента составляет 2500–2550 м в центральной части впадины и 2400–2350 м на бортах впадины).

Крупная отчетливая отрицательная гравитационная аномалия Каменного массива протягивается от массива в поле вмещающих пород на северо-восток и сливается с соседней крупной отрицательной гравитационной аномалией, объединяющей Пальяновский, Северо-Каменный, Водораздельный и другие массивы, расположенные на юге исследуемого региона.

Положительная аномалия магнитного поля, которая совпадает с контактовой зоной массива и связана с зоной экзоконтактовых изменений, прослежена далее на восток от массива. Форма положительной аномалии позволяет предполагать, что ороговикованные породы развиты к востоку от Каменного массива. Форма аномалий гравитационного и магнитного полей позволяет предполагать, что корневая часть Каменного массива погружается в северо-восточном направлении и на глубине может объединяться с Водораздельным и Северо-Каменным массивами в единое тело (см. рис. 3, массивы 3 и 4). Погружение кровли массива на восток подтверждается керновыми данными.

На глубинах ~2300 м обнаружены двуслюдяные лепидобластовые сланцы с крупными идиоморфными кристаллами андалузита размером до 1–2 мм, который характерен для зон контактового метаморфизма (см. рис. 3, скв. “F”). Здесь широко развиты очковые структуры, которые часто приурочены к зонам экзоконтактов интрузивных массивов. Очковые структуры широко развиты и во вмещающих породах скважины “Е”, в которой вскрыт непосредственный контакт гранитоидов с вмещающими толщами (см. рис. 3, скв. “Е”). Характер преобразования, текстуры и структуры пород экзоконтакта из скважины “Е” и пород скважины “F” достаточно близки, что подтверждает приконтактовый генезис очковых структур в породах скважины “F”.

Каменный массив вскрыт с отбором керна всего шестнадцатью скважинами, из которых нами получены данные по пяти скважинам (см. рис. 2, см. рис. 3, скв. “А, В, С, D, Е”).

Наименее измененные породы Каменного массива вскрыты скважинами “А, В” и представлены гранодиоритами – средне-мелкокristаллическими слабо-порфировидными массивными и однородными (см. рис. 3).

Биотит (15%) черный, образует изометричные кристаллы размером до 2 мм, с плеохроизмом от светлого рыжевато-коричневого до бесцветного желтоватого (рис. 4, а, б).

Сине-зеленая роговая обманка (10–15%) образует ромбические и удлиненно-призматические кристаллы размером до 2 мм с плеохроизмом от болотно-зеленого, синевато-зеленого до бледного желтовато-зеленого. Выделения изолированные или образуют такситовые скопления по 3–5 штук (см. рис. 4, а), иногда в сростаниях с листочками биотита.

Плаггиоклаз (35–40%) формирует зональные таблитчатые кристаллы с отчетливым двойникованием размером до $5-7 \times 10-13$ мм и организует слабую порфировидность в породе за счет того, что он крупнее выделений всех прочих минералов.

Калинариевый полевой шпат (10–15%) зеленоватый, серый, розоватый, слабо отличим от плаггиоклаза, призматический, размером 3–6 мм, явно менее идиоморфный, чем плаггиоклаз. Заполняет интервалы между плаггиоклазами, содержит микроклиновые решетки, несильно пелитизирован (см. рис. 4, б).

Кварц (10–15%) чистый, трещиноватый, образует изометричные выделения размером до 5–6 мм.

Акцессорные минералы представлены титанитом (до 1–2%), который образует крупные идиоморфные кристаллы с ромбическими сечениями размером до 0.5 мм (см. рис. 4, а, в). В зоне развития коры выветривания кристаллы титанита полностью разрушены и замещены глинистыми минералами. Идиоморфизм титанита указывает на его первично-магматическое происхождение.

Встречены немногочисленные кристаллы титаномagnetита (черные изометричные сечения) размером до 0.1 мм, идиоморфные зональные кристаллы циркона размером до 0.1 мм.

В гранитоидах отмечаются меланократовые округлые включения размером до 3 см, отвечающие по составу монцонитам и габброидам. Они мелкокristаллические, с игольчатым амфиболом (45–55%) до 2 мм длиной. Их округлая форма и сильные отличия по составу от вмещающих пород доказывают, что это не ксенолиты, а продукты смешения магм кремнекислого и более основного составов.

Вторичные изменения в породе слабые и представлены зонами развития эпидота, хлорита, кварц-полевошпатовыми прожилками, зонами

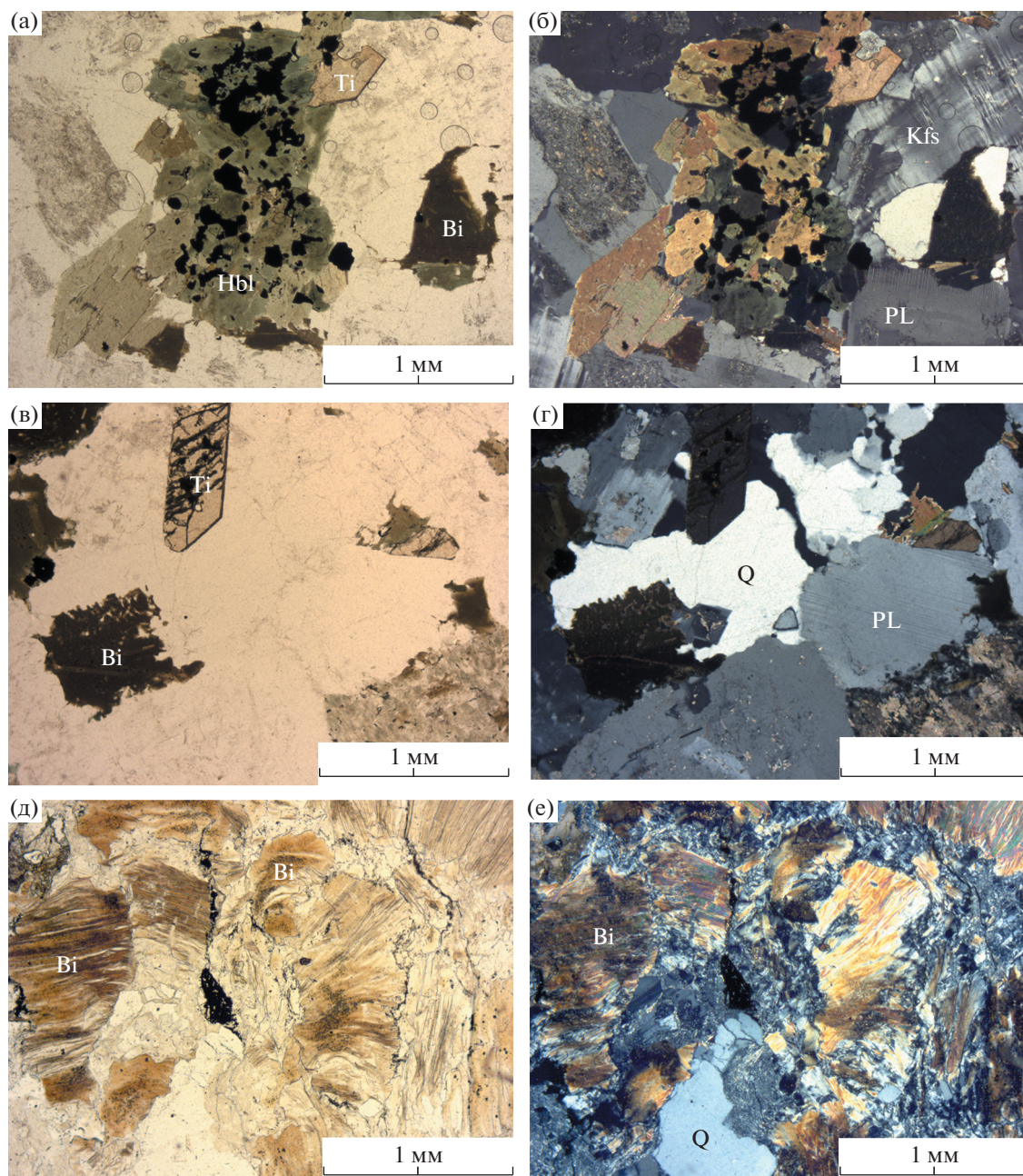


Рис. 4. Фотографии шлифов гранитоидов Каменного массива.

(а)–(б) – скважина “А”; (в)–(г) – скважина “В”; (д)–(е) – скважина “С”.

Показано: (а), (б), (г) – без анализатора; (д), (е) – с анализатором; размер масштабной линейки 1 мм.

Обозначено: Ti – титанит, Bi – биотит, Hbl – роговая обманка, PL – плагиоклаз, Kfs – калиевый полевой шпат, Q – кварц.

калишпатизации. В прикровельной части развиты системы прототектонических трещин [5, 14].

Бликие по составу гранодиориты описаны в скважине “D”, по [9] (см. рис. 3, скв. “D”). По кратким описаниям керна 1970–90 гг. в прочих скважинах, вскрывающих массив, извлечены биотит-микроклиновые граниты, светло-розовые порфиroidные граниты, плагиограниты,

массивные средне-крупнокристаллические гранодиориты, диориты.

Для всех пород характерны массивные однородные текстуры без признаков гнейсовидности или сланцеватости.

В экзоконтактах Каменного массива отмечаются мощные зоны изменений метаосадочных вмещающих пород. Метаосадочные толщи пред-

ставлены метаалевролитами, гидрослюдисто-серицит-кварцевыми сланцами, метапесчаниками, реже метавраделитами.

В скважине “Е” вмещающие терригенно-обломочные толщи изменены на 11 м от контакта. Первоначальная мощность измененных пород была больше, но они были эродированы и перекрыты юрскими гравелистыми песчаниками. В зоне экзоконтакта вмещающие породы преобразованы в полосчатые биотит-серицит-полевошпат-кварцевые гнейсы с характерными очковыми скоплениями серицита размером до 1–3 см. На удалении от контакта продолжается активное развитие биотита (до 40–50%) с сохранением кварц-полевошпатовой матрицы первичных песчаников и гравелитов, грануляции и частичной перекристаллизации кварца и активного развития серицита.

У юго-восточного и восточного контактов массива по данным бурения мощность ороговированных сланцев с крупными порфиробластами андалузита и кордиерита достигает нескольких сотен метров.

Пальяновский массив

Крупный изометричный Пальяновский массив размером 31 × 35 км расположен в северо-восточной части Красноленинского поднятия на границе с Рогожниковским валом (см. рис. 2, см. рис. 3, массив 2). Контур массива проведен нами по картам гравитационного и магнитного полей. Массив образует в картине поля тяжести крупную отрицательную аномалию, краевые зоны массива отчетливо фиксируются по дугообразным положительным магнитным аномалиям, связанным с зонами ороговирования. По полученным нами данным аналогично выражен в поле отрицательной аномалии Каменный массив, контуры которого подтверждены бурением.

Пальяновский массив вскрыт семью скважинами, однако данные по составу пород известны только для южной части массива [18, 19]. Породы плутона представлены массивными кварцевыми диоритами биотит-роговообманковыми, гранитами биотитовыми, порфировидными кварцевыми диоритами, гранодиоритами, лейкогранитами. Вмещающие породы Пальяновского массива представлены гнейсами, плагиогнейсами, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами.

Северо-Каменный массив

Северо-Каменный массив четко выражен в геофизических полях и представляет собой небольшую, вытянутый на северо-запад, овальный в плане массив (см. рис. 2, см. рис. 3, массив 3). Размеры массива предположительно 13 × 5 км, он вскрыт бурением в одной точке на северо-за-

падной его оконечности. Породы представлены гранитами с достаточно высокой степенью вторичных изменений.

Граниты сложены:

– калинатриевым полевым шпатом размером до 2–3 мм (40%);

– идиоморфными зональными кристаллами плагиоклаза размером до 7–8 мм (20%) и раздробленными, с волнистым погасанием;

– кварцем (30%).

Мусковит (5%) представлен изогнутыми и деформированными листочками размером до 1 мм. Хлорит (4%), видимо, полностью развит по первичному биотиту. Из аксессуарных минералов отмечены кристаллы апатита, магнетита, циркона. Описание пород приведено по данным [25].

Водораздельный массив

Водораздельный массив расположен в 13 км к северо-востоку от Каменного массива и вскрыт единственной скважиной “G” (см. рис. 3). В геофизических полях массив выражен положительной магнитной и отрицательной гравитационной аномалиями одинаковой формы, которые тянутся на север до Пальяновского массива (см. рис. 2, см. рис. 3, массив 4). В рельефе фундамента массив расположен в понижении глубиной ~100 м, образует вытянутое на север поле размером 1 × 2 км. По сейсмическим данным, массив расширяется на глубине до штока диаметром около 4 км. Породы массива по составу отвечают гранитам и плагиогранитам.

Основную часть породы составляют зональные плагиоклазы размером 1–8 мм (50%) и раздробленные кристаллы кварца (30%). Калинатриевый полевой шпат (2–7%) образует немногочисленные субидиоморфные и ксеноморфные выделения. Мусковит (до 10%) присутствует в виде широких чешуи и скоплений. Аксессуарные минералы представлены сфеном, апатитом, эпидотом. Описание пород приведено по данным [25].

Гранитоиды Ем-Еговской вершины

К западу от Каменного и Пальяновского массивов, в центральной части Ем-Еговской вершины, в фундаменте вскрыты сильно измененные и катаклазированные гранитоиды (см. рис. 2, массивы 5 и 6, см. рис. 3, скв. “J, K”). Поскольку данные гранитоиды не проявлены в потенциальных полях в отличие от гранодиоритовых массивов фундамента Красноленинского свода, мы считаем, что они составляют небольшие гипабиссальные тела. Возможно, остальные небольшие диоритовые массивы (см. рис. 2) региона нашего исследования связаны с Ем-Еговскими интрузивами.

В верхней части по гранитам развита зона переработки мощностью около 3 м, совпадающая с корой выветривания, в которой до 45% породы сложено агрегатами серицита и гидрослюд, а граниты рассечены многочисленными прожилками глинистых минералов и дезинтегрированы. Первичные минералы представлены кристаллами кварца размером 0.1–0.2 мм (до 30%) и немногочисленными выделениями сосюритизированного плагиоклаза (не более 10%). Среди вторичных минералов активно развит карбонат, который образует изометричные выделения размером до 0.3 мм и заполняет трещины. Первичная магматическая текстура утеряна полностью, и сейчас текстура породы хаотичная, местами флюидальная, линзовидная, структура мелко-тонкокристаллическая неравномерно-кристаллическая. В гранитах отмечены следы не только выветривания, но и активной тектонической переработки в виде локальных линзовидных структур и микрон милонитизации мощностью до 0.2–0.3 мм, трещин, зеркал скольжения, вдоль которых и происходит наиболее активное развитие вторичных глинистых минералов и карбонатов. В менее выветрелых нижних частях массива сохранены магматические структуры, но породы по-прежнему сильно тектонизированы.

Плагиоклаз (35–40%) представлен крупными призматическими раздробленными кристаллами с полисинтетическим двойникованием (An_{5-8}) размером 0.6–0.9 мм. По трещинам и по спайности в плагиоклазах развиты тонкие чешуи серицита и мелкие выделения карбонатов.

Мусковит (2–3%) образует небольшие скопления с чешуями размером до 0.2 мм.

Остальной объем породы сложен кристаллами кварца и полевых шпатов, размер которых не превышает 0.2–0.3 мм.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном.

Есть зоны дробления мощностью до 3–5 мм, сложенные тонкоистертыми кварцем, полевыми шпатами, мелкими листочками серицита, пятнами вторичного карбоната и лейкоксена.

Вторичные преобразования гранитоидов Красноленинского свода

В гранитоидах, вскрытых скважиной “А” Каменного массива (см. рис. 3), в верхней части разреза развита кора выветривания мощностью не менее 12 м. В породах крупные идиоморфные кристаллы полевых шпатов (и плагиоклаза, и калинатового полевого шпата) замещены бурыми изотропными агрегатами глинистых минералов. Широко развиты вторичные минералы: кальцит, радиально-лучистые и комковатые агрегаты сидерита, по полевым шпатам — серицит.

На южной периферии Пальяновского массива показано [18, 19] наличие сильной метасоматической переработки гранитоидов. Она проявлена в интенсивной калишпатизации пород, вторичном окварцевании, разложении биотита, формировании тонкокристаллических игольчатых амфибол-скаполитовых агрегатов, вторичного серицита и мусковита. Здесь аналогичные вторичные изменения развиты также во вмещающих докембрийских плагиогнейсах (по [18, 19]), скаполит-хлоритовых метасоматитах с апатитом, рутилом, сульфидами.

На Каменном массиве наиболее сильные вторичные метасоматические изменения проявлены в гранитоидах скважины “С” (см. рис. 3). Кроме развития глинистых минералов (продукт коры выветривания как в скважине “А”) отмечена интенсивная тектонизация и брекчирование пород, что выражено в деформации листочков биотита. Кристаллы кварца с блоковым строением и волнистым погасанием, пространство между кристаллами кварца, полевых шпатов и биотита заполнено брекчиевидным, разнообломочным, в основном тонко- и микрокристаллическим грано-лепидобластовым серицит-глинисто-каолинитовым матриксом (до 40%) с мелкими фрагментами кварца, полевых шпатов и листочками деформированного биотита (см. рис. 4, д, е).

Мы предполагаем, что гранитоиды Каменного массива были преобразованы неоднократно. Развитие глинистого серицит-каолинитового матрикса связано с корой выветривания, деформация кристаллов кварца и листочков биотита является результатом катаклаза (дробления), развитие серицита — результат гидротермальной переработки пород.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

В основу геохимической характеристики гранитоидов были положены данные, полученные нами для Каменного (26 обр.) и Ем-Еговских (5 обр.) массивов. Также были использованы данные по Каменному массиву для пород из скважины “D”, по [9]. Для сравнения были привлечены данные:

— 1 образец по гранитоидам Нялинской площади в Ханты-Мансийском административном округе—Югре [8];

— 4 образца по гранитоидным массивам Шамиско-Кузнецовского поднятия Западно-Сибирской плиты [12];

— 21 образец по раннекаменноугольному Сыростанскому гранит-гранодиоритовому масиву [26];

– 20 образцов по раннепермскому Степнинскому монцодиорит-гранитному массиву Южного Урала [23].

Сыроостанский и Степнинский массивы были выбраны для сравнения, т.к. они занимают сходное геологическое положение в структуре герцинских складчатых комплексов Урала [17, 26], имеют близкие форму, размеры и состав.

Породы Каменного массива по составу соответствуют граносиенитам, гранодиоритам, гранитам (рис. 5, а). Породы имеют натриевую специализацию, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует в пределах от 1.2 до 2.2 и близко к данному отношению в породах Сыроостанского и Степнинского массивов (см. Прилож. 1, Часть 1, Табл. 1).

Граносиениты и кварцевые сиениты из скважин “А, В” Каменного массива образуют на диаграммах самостоятельный изолированный кластер и отличаются от проб из скважин “D, E” повышенными содержаниями Na_2O (см. рис. 5, в) и более низкими содержаниями TiO_2 (см. рис. 5, б). Подобное разделение двумя группами прослежено в распределении коэффициентов глиноземистости (см. рис. 5, г) и апаитности (см. рис. 5, д). Гранитоиды повышенной щелочности отличаются и от пород Сыроостанского и Степнинского массивов, в то время как фигуративные точки гранитов и гранодиоритов из скважин “D, E” располагаются внутри полей этих массивов.

Гранитоиды скважины “С” отличны от пород всей прочей выборки пород Каменного массива. Формально их фигуративные точки на диаграмме TAS попадают в поля гранодиоритов и диоритов (см. рис. 5, а). Для них характерны крайне низкие содержания Na_2O – в большинстве проб не более 0.5% (максимум составляет 3.2%), при средних содержаниях по остальным скважинам 4–5%, что совершенно нетипично для неизмененных plutonических пород нормальной щелочности. В данных образцах отмечены более высокие содержания TiO_2 (0.5–0.8% при среднем 0.4%), K_2O и Al_2O_3 , хаотичное распределение фигуративных точек на диаграммах петрогенных оксидов.

Содержания элементов-примесей в пробах из скважин “А”, “В” близкие (рис. 6), только часть проб скважины “А” имеет небольшие отличия за счет более низких содержаний тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ).

Распределение рассеянных элементов в гранитоидах Каменного массива достаточно близко к распределению малых элементов в верхней коре, отличия проявлены только в наличии слабых отрицательных аномалий ниобия, тантала, циркония и гафния в гранитоидах (см. рис. 6). Обоedнение этими элементами рассматривают как признак надсубдукционных обстановок. Обоedнение всех спектров гранитов тяжелыми редкоземельными элементами может быть связано с неравномерным содержанием аксессуарных минералов, в которых концентрируются эти компоненты (ксенотим концентрирует тяжелые РЗЭ, титанит и монацит концентрируют легкие РЗЭ).

Тренды содержаний рассеянных элементов для образцов из скважины “С” отличаются от трендов для остальных образцов Каменного массива повышенными содержаниями тяжелых РЗЭ, более интенсивными положительными аномалиями свинца, тория и урана и отрицательной аномалией стронция. Мы полагаем, что колебания содержаний Th, U, Pb и Sr связаны с действием вторичных процессов, которые широко проявлены в этих породах, в том числе с разрушением и замещением плагиоклаза как основного концентратора стронция.

Для геолого-геохимической классификации на S-, I-, A- и M-типы гранитоидов, по [35, 50], определяющим является ряд параметров минерального и химического состава пород. Гранитоиды Каменного массива обладают рядом характерных свойств:

- $\text{ASI} = 1.1$ и менее (индекс насыщенности алюминием $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$, рассчитанное в молекулярных количествах), что характерно для гранитов I-типа (см. рис. 5);
- относительно высокие содержания Na_2O от 4% и выше;
- отсутствие богатых глиноземом минералов – гранат, корунд, андалузит, мусковит;
- присутствие амфибола;
- наличие меланократовых включений;
- наличие крупного идиоморфного первично-магматического титанита.

Эти признаки позволяют нам считать, что исследуемые гранитоиды Каменного массива принадлежат гранитам I-типа по классификации [50]

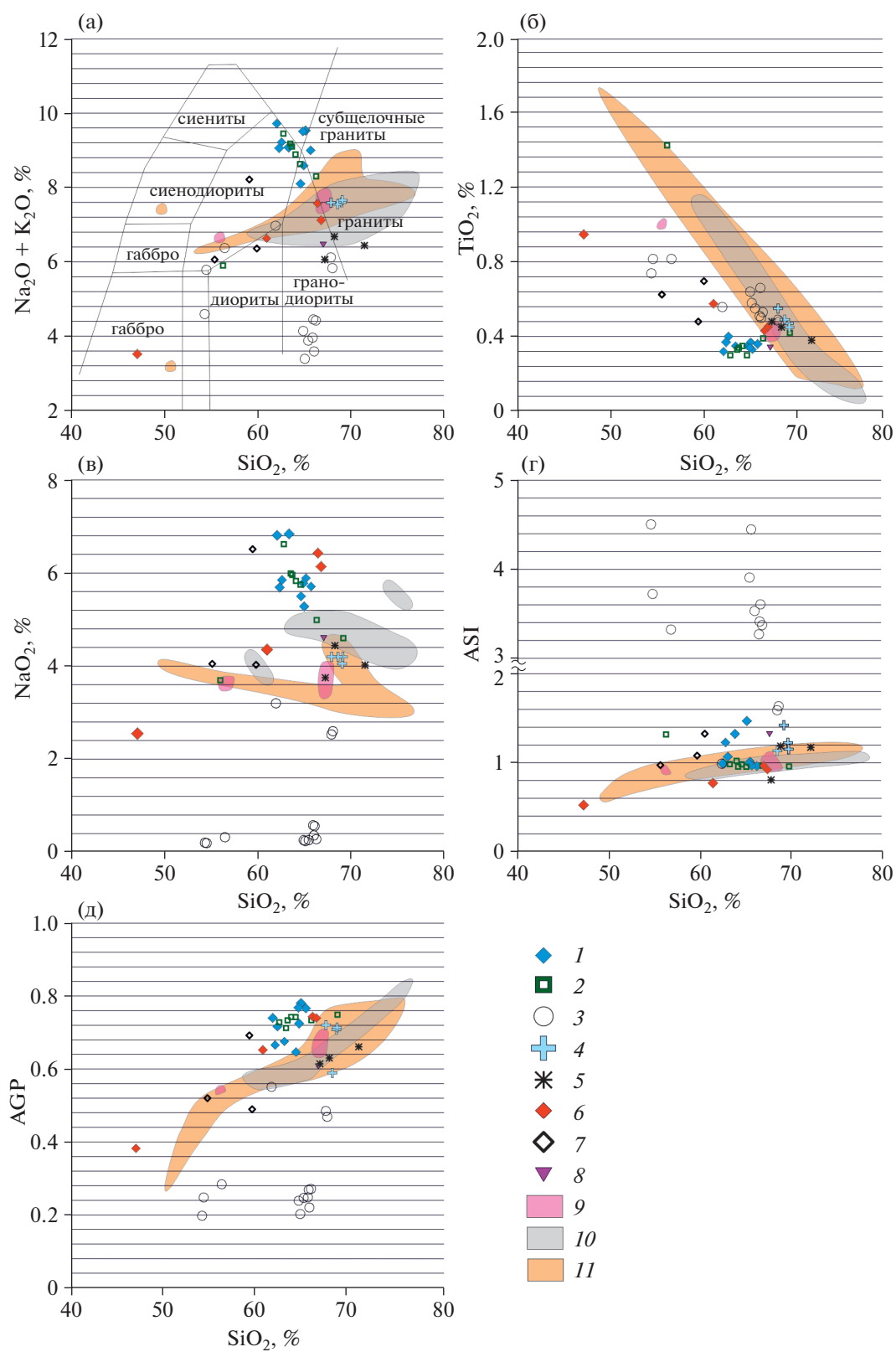
Рис. 5. Бинарные диаграммы содержаний петрогенных оксидов в гранитоидах Красноленинского свода, Шаимского района и структур Южного Урала (с использованием данных [8]).

(а) – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; (б) – $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$; (в) – $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; (г) – $\text{ASI}-\text{SiO}_2$; (д) – $\text{AGP}-\text{SiO}_2$.

Диаграммы для Сыроостанского и Степнинского массивов рассчитаны по [23, 26].

Показано: ASI – коэффициент глиноземистости; AGP – коэффициент апаитности; содержания компонентов – в весовых процентах.

1–5 – Каменный массив: 1 – скв. “А”, 2 – скв. “В”, 3 – скв. “С”, 4 – скв. “D”, 5 – скв. “Е”; 6–7 – Ем-Еговский массив: 6 – скв. “J”, 7 – скв. “K”; 8 – скв. № 13 Нялинская; 9 – граниты Шаимского района; 10–11 – массивы: 10 – Сыроостанский, 11 – Степнинский



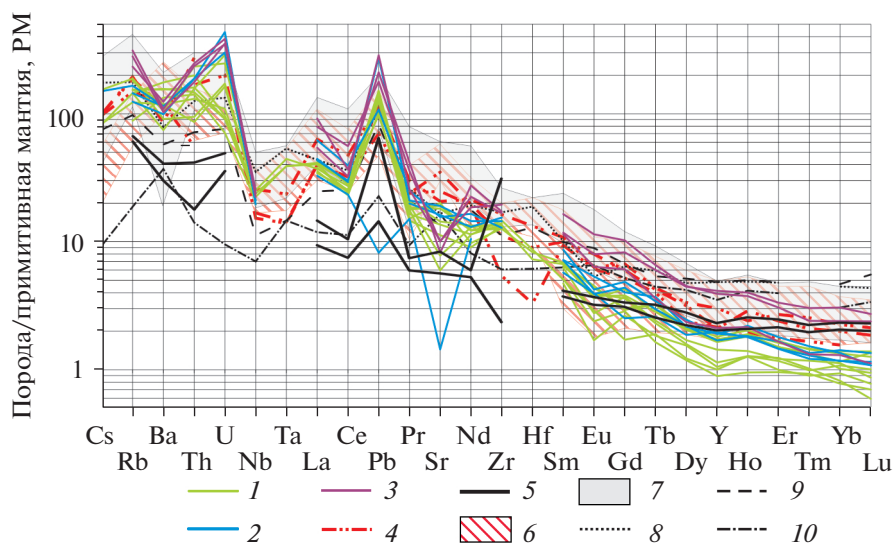


Рис. 6. Мультиэлементная диаграмма для гранитов Краснотенинского свода, Шаимского района и структур Южного Урала.

Значения нормированы на примитивную мантию (РМ), по [47].

Диаграммы: Сыростанского и Степнинского массивов рассчитаны по [23, 26]; гранитоидов Шаимского района по [12].

Средние составы слоев земной коры приведены по [46].

1–3 – Каменный массив: 1 – скв. “А”, 2 – скв. “В”, 3 – скв. “С”; 4 – Ем-Еговский массив, скв. “К”; 5 – гранитоиды Шаимского района; 6–7 – массивы: 6 – Сыростанский, 7 – Степнинский; 8–10 – кора: 8 – верхняя, 9 – средняя; 10 – нижняя

и формировались за счет преимущественного плавления метабазитов.

Фигуративные точки Ем-Еговских гранитоидов на диаграмме TAS расположены в полях гранодиоритов, диоритов и габбро и не образуют плотной группы (см. рис. 5, а).

По распределению элементов-примесей породы Ем-Еговского массива значительно отличаются от пород Каменного массива обеднением всеми рассеянными элементами (см. рис. 6, скв. “К”). Породы характеризуются низким отношением La/Yb – нормированные содержания легких и тяжелых РЗЭ отличаются не более чем в 2–3 раза. Породы Ем-Еговского массива также отличаются более низкими содержаниями свинца, крупноионных элементов.

По геохимическим параметрам породы Каменного массива сходны с одновозрастными гранитоидами Шаимско-Кузнецовского поднятия, они отличаются более низким содержанием стронция, менее выраженной Ta–Nb отрицательной аномалией и более сильным обогащением тяжелыми РЗЭ (см. рис. 6). Породы Каменного массива и гранитоиды Шаимского–Кузнецовского поднятия близки к южноуральским комплексам, их отличия – только в слабом обеднении рассеянными элементами по всему спектру. Мы полагаем, что подобные отличия могут отражать локальные вариации условий образования массивов и состава протолита.

Возраст гранитоидных массивов

Для установления абсолютного возраста гранитоидных массивов Краснотенинского свода нами были проведены изотопные исследования пяти проб из пород Каменного массива (см. рис. 2, массив 1) и по одной пробе из Ем-Еговских массивов (см. рис. 2, массивы 5 и 6).

В пробе из скважины “А” цирконы были выделены из средне-мелкокристаллических гранодиоритов. Всего произведено 40 датировок зерен, из которых более половины обладают значительной дискордантностью. Только 10 цирконов образуют кластер, по которому рассчитан конкордантный возраст 293 ± 3 млн лет (рис. 7). Сходный возраст (293 ± 4 млн лет, ассель–сакмар) с близкой величиной СКВО фиксируется расчетом взвешенного среднего по 21 замеру (рис. 8, диаграмма 1). Величина Th/U отношения в изученных зернах варьирует от 0.28 до 1.29 (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 1).

В скважине “В” было проведено датирование двух проб массивных крупнокристаллических гранитов с различной степенью вторичных изменений. В пробе В-1 произведено 27 датировок, из которых более половины обладают значительной дискордантностью. Из них 6 зерен образуют кластер, по которому рассчитан конкордантный возраст 261 ± 3 млн лет (поздняя пермь). Близкий возраст (261 ± 1 млн лет) со СКВО = 1.09 был

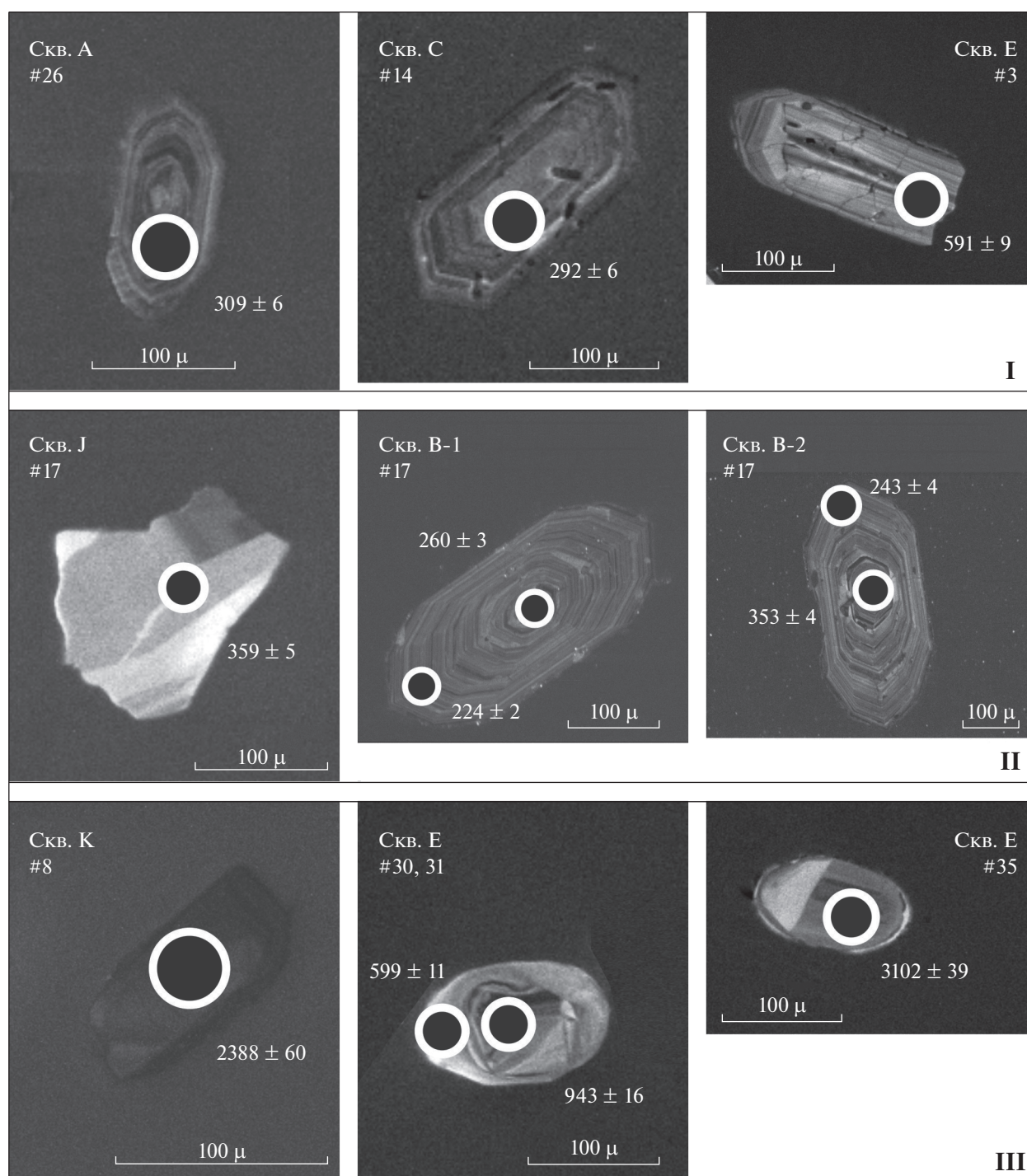


Рис. 7. Катодолюминесцентные микрофотографии цирконов.

I — зерна, датировки которых участвовали в расчете возраста кристаллизации массива; **II** — зерна с дискордантными датировками; **III** — зерна с древними возрастами, захваченные из вмещающих пород.

определен при расчете взвешенного среднего возраста по 23 зернам, и он принят нами как возраст кристаллизации интрузива (см. рис. 8, диаграмма II). Величина Th/U отношения варьирует от 0.29 до 1.31 (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 2).

В пробе В-2 были продатированы 26 кристаллов циркона, из которых около половины обладают значительной дискордантностью. Восемь зерен образуют кластер, по которому рассчитан конкордантный возраст 265 ± 2 млн лет (см. рис. 8,

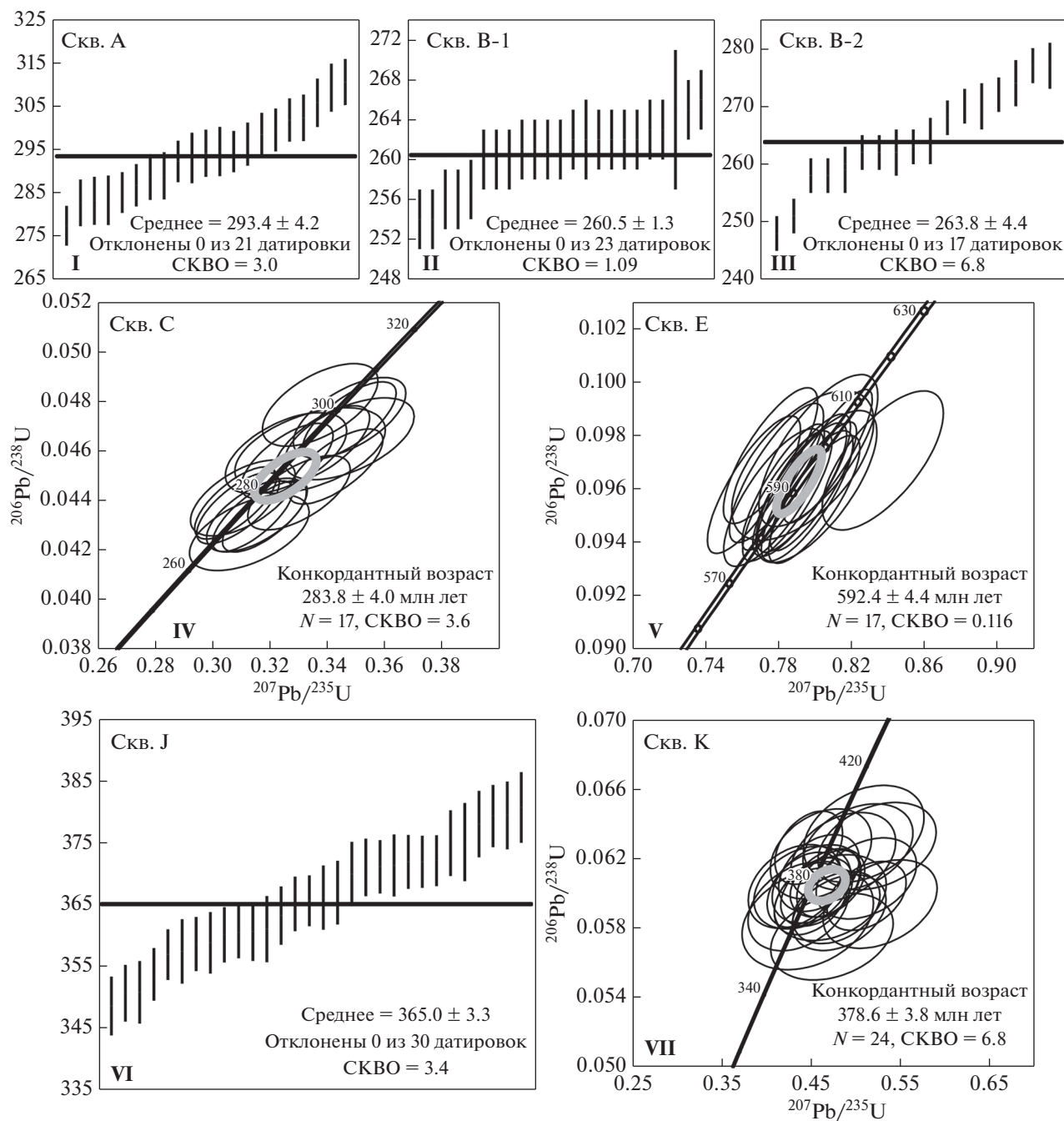


Рис. 8. Диаграммы расчета возраста кристаллизации интрузивных массивов.

I – взвешенный средний возраст, скв. “А”; II – взвешенный средний возраст, скв. “В”, проба В-1; III – взвешенный средний возраст, скв. “В”, проба В-2; IV – диаграмма с конкордией, скв. “С”; V – диаграмма с конкордией, скв. “Е”; VI – взвешенный средний возраст, скв. “J”; VII – диаграмма с конкордией, скв. “К”.

диаграмма III). Близкий возраст (264 ± 4 млн лет) получен расчетом взвешенного среднего по 17 замерам. Два зерна заметно древнее, но из-за их высокой дискордантности оценить их возраст невозможно. Для этих зерен характерны наиболее высокие Th/U отношения, равные 1.69 и 2.68. Среди остальных зерен одно зерно имеет аномально низкое Th/U отношение (0.06), а у остальных

цирконов значение отношения варьирует от 0.32 до 1.01. Таким образом, по этой скважине получены два близких возраста 261 ± 1 и 265 ± 2 млн лет, соответствующие средней–поздней перми (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 3).

В скважине “С” цирконы были выделены из крупнокристаллических катаклазированных метасоматизированных гранитов. Произведено 35 U–Pb

датировок, в 7 зернах датировка производилась дважды — в краевой и центральной частях, в половине случаев разница между возрастами составила не более 7%.

17 зерен образуют кластер, по которому рассчитан конкордантный возраст 284 ± 4 млн лет, что отвечает ассельскому веку ранней перми (см. рис. 8, диаграмма IV). Не менее 12 замеров, включая ряд замеров в краевых частях зерен, образуют на диаграмме с конкордией отчетливый тренд, лежащий вдоль дискордии и указывающий на потерю свинца в результате более молодых процессов (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 4). Мы считаем, что этими процессами были катаклаз и метасоматоз пород, признаки которых отчетливо заметны в породах из скв. "С". Величина Th/U отношения варьирует от 0.27 до 0.92.

Другой возраст был получен для пород, вскрытых скважиной "Е". Цирконы были выделены из серицитизированных порфириовидных гранитов эндоконтакта Каменного массива. В пробе было выполнено 35 датировок, в 8 зернах датировка производилась дважды — в краевой и центральной частях. 17 зерен образуют кластер, по которому рассчитан конкордантный возраст 592 ± 4 млн лет (см. рис. 8, диаграмма V). Широкое распространение более древних чем 592 ± 4 млн лет (ранний венд) зерен с возрастными вплоть до архея (3175 ± 33 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 5) указывает на их захват из вмещающих пород, в пользу чего свидетельствует и присутствие среди них зерен округлой формы (см. рис. 7, фото III). В некоторых зернах обнаружены древние ядра, различимые в катодолюминесцентных изображениях и подтвержденные датированием из центральной части зерна. Таким образом, для зерна, в котором были произведены замеры №№ 30 и 31 (см. рис. 7, фото III):

— в центральной части определен возраст 943 ± 16 млн лет (поздний рифей),

— в периферийной части с отчетливой зональностью определен возраст 599 ± 11 млн лет (ранний венд).

Два измерения с наиболее молодыми возрастными (496 ± 8 и 507 ± 9 млн лет, средний—поздний кембрий) произведены на краях зерен, центральные части которых входят в кластер, по которому проведен расчет конкордантного возраста всей пробы. Величина Th/U отношения варьирует от 0.01 до 2.40, и 3 из 4 зерен с самыми низкими Th/U отношениями (менее 0.05) имеют палеопротерозойский и архейский возраст, что свидетельствует об их формировании в ходе метаморфических процессов.

Возраст Каменного массива ранее был установлен изотопными методами по гранитоидам из скважины "D", по [9]:

297.9 ± 3.8 млн лет (U—Pb, SHRIMP II),

291.8 ± 2.1 млн лет (Rb—Sr).

Принципиально иной возраст был получен нами для двух небольших массивов на Ем-Еговском поднятии. Из массива 5 (см. рис. 3), вскрытого скважиной "J", были изучены пропицитизированные диориты, хлоритизированные и карбонатизированные. Всего произведено 30 датировок цирконов, из которых около половины со значительной дискордантностью. Только 12 зерен образуют кластер, по которому рассчитан конкордантный возраст 368 ± 3 млн лет (фамен). В то же время по всем 30 зернам был получен взвешенный средний возраст 365 ± 3 млн лет, совпадающий в пределах ошибки с конкордантным возрастом, причем величина СКВО для взвешенного среднего возраста (3.4) меньше, чем для конкордантного (5.2). С учетом этого, за возраст кристаллизации массива нами принят взвешенный средний возраст (365 ± 3 млн лет) (см. рис. 8, диаграмма VI). Величина Th/U отношения в цирконах из скважины "J" варьирует от 0.18 до 0.70 (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 6).

Для серицитизированных гранитов, вскрытых скважиной "K" (см. рис. 3, массив 6), было произведено 30 датировок цирконов. Из них 24 зерна образуют кластер, по которому рассчитан конкордантный возраст 379 ± 4 млн лет (фран), который совпадает со средневзвешенным возрастом, рассчитанным по 26 зернам (см. рис. 8, диаграмма VII). Два зерна имеют палеопротерозойский возраст 2446 ± 73 и 2388 ± 60 млн лет (см. рис. 7, фото III). Величина Th/U отношения варьирует от 0.17 до 1.35 (см. Прилож. 2, Часть 2, Табл. 7).

Таким образом, возраст этих тел отвечает позднему девону—концу франского и началу фаменского веков, и резко отличен от остальной группы гранодиоритовых массивов Красноленинского свода.

Это не единственные более древние датировки гранитоидов этой части Западной Сибири. Для Узбекского массива монцодиоритов и субщелочных гранитов, расположенного в пределах Шаимского района, установлен возраст 316.6 ± 4.4 млн лет (башкирский век), U—Pb метод, SHRIMP II, цирконы, по [16].

Для гранитов и гранодиоритов Нялинской площади, расположенной в 100 км к востоку от обсуждаемых массивов, U—Pb (SHRIMP II) методом по цирконам получен возраст 444.2 ± 6.9 млн лет (поздний ордовик), а для гранитоидов там же расположенной Северо-Селияровской площади получен возраст 441.0 ± 4 млн лет [8], что отвечает началу силура.

Возраст позднейших преобразований установлен для Каменного массива (см. рис. 3, скв. "D") K—Ar методом в 253 ± 10 , 238 ± 7 , 236 ± 7 млн лет [9, 25], что отвечает раннему и среднему триасу и вписывается в существующие сейчас представле-

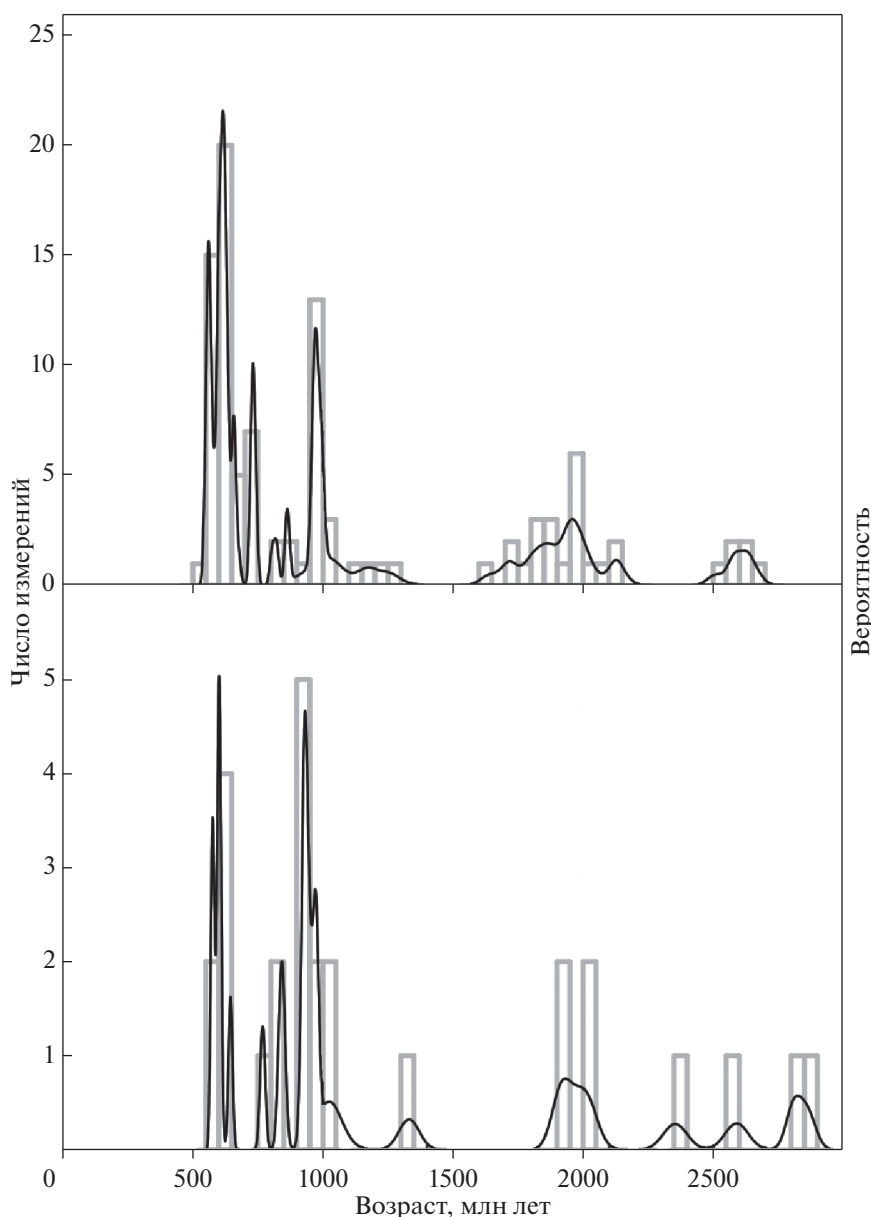


Рис. 9. Диаграмма плотности вероятности возрастов цирконов из вмещающих пород Каменного массива с гистограммой. Приведены датировки с дискордантностью менее 30%.

ния об этапах реактивизации фундамента [9, 12]. Вторичные преобразования близкого возраста известны для гранитов Восточно-Шебурской площади, где возраст, полученный по Rb—Sr системе — 247.4 ± 9.1 млн лет, можно рассматривать как момент поднятия массива на уровень верхней коры при рифтогенезе и растяжении региона [10, 11].

Возраст вмещающих пород

Возраст пород центральной и восточной частей Краснотенинского свода принят исследователями условно докембрийским на основании общего облика пород и степени метаморфизма, в силу от-

сутствия прямых доказательств, единое мнение о возрасте вмещающих пород Каменного массива не сформировано.

Нами было проведено датирование детритовых цирконов из кварцитов вблизи юго-западного контакта Каменного массива. Была получена серия пиков

2165, 2075, 1950, 995, 893, 650, 608 и 560 млн лет, наиболее четкий из которых — пик с возрастом 608 млн лет. По детритовым цирконам из метапесчаников около западного контакта Каменного массива получены пики 933 (поздний рифей), 600 (ранний венд) и 540 (поздний венд) млн лет (рис. 9).

На южной части Рогожниковского вала (зона северо-восточного контакта Пальяновского массива) возраст детритовых цирконов (U—Pb, SHRIMP II) из двуслюдяных сланцев и гнейсов определен в интервале от 630 ± 40 до 2500 ± 40 млн лет [31–33].

На основании полученных данных мы считаем, что восточная и центральная часть Красноленинского свода представлена вендскими или более молодыми метаморфическими толщами возрастом не древнее 560–540 млн лет (граница венд–кембрий).

Вмещающие породы для Пальяновского массива с южной стороны представлены биотитовыми плагиогнейсами, для которых мы предполагаем, по аналогии, вендский или более молодой возраст.

По нашим данным, с юго-восточного борта Каменный массив контактирует с метатерригенными толщами, представленными милонитизированными метапесчаниками, метаалевролитами, серицит-гидрослюдисто-кварцевыми сланцами. Возраст этих образований не установлен, но мы считаем, что близкие по составу и облику отложения развиты в западной части Ем-Еговской вершины, где охарактеризованы немногочисленной позднедевонской и раннекаменноугольной фауной [1] (см. рис. 2, см. рис. 3). Поэтому, по аналогии с породами Ем-Еговской вершины, мы принимаем возраст этих образований палеозойским, предположительно — девон–каменноугольным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В центральной и восточной частях Красноленинского поднятия расположена серия разноразмерных интрузивных плутонов кислого состава: крупные Пальяновский и Каменный массивы гранитов и гранодиоритов, и более мелкие Водораздельный и Северо-Каменный массивы, а также несколько массивов меньшего размера, расположенных южнее. В западной части Красноленинского поднятия на Ем-Еговской вершине расположены два небольших интрузивных массива кислого состава.

Каменный, Пальяновский, Северо-Каменный и Водораздельный массивы представляют собой крупные плутонические тела, отчетливо выраженные в гравитационном и магнитном полях крупными аномалиями, в то время как Ем-Еговские массивы не выражены в потенциальных полях и поэтому мы считаем, что они имеют существенно меньшие размеры.

Каменный и Пальяновский массивы сложены гранитами, гранодиоритами и диоритами с крупным идиоморфным титанитом. Для Восточно-Каменного и Водораздельного массивов характе-

рен несколько более кислый состав и наличие в породах мусковита.

Мы предполагаем наличие в Каменном массиве двух фаз, отличающихся своими геохимическими характеристиками. Одну фазу образуют граносиениты, кварцевые сиениты из скважин “А”, “В”. Они отличаются повышенной щелочностью и обеднением редкоземельными элементами от остальных пород Каменного массива и от пород Сыростанского массива. Другую фазу образуют граниты и гранодиориты из скважин “D”, “E”.

Породы Каменного массива, вскрытые скважиной “С”, претерпели интенсивный метасоматоз с выносом натрия и частичным привнесением калия. Эти изменения выражены в интенсивной серицитизации и разрушении плагиоклаза, крайне низких содержаниях Na_2O и других щелочей. При этом не произошло значимого перераспределения элементов-примесей, кроме уменьшения содержания стронция в связи с разрушением плагиоклаза, что позволяет нам интерпретировать эти породы именно как результат метасоматоза, а не как самостоятельную фазу.

Для Каменного массива нами получена серия изотопных датировок (млн лет):

297.9 ± 3.8 (скв. “D”), 293 ± 4 (скв. “А”), 291.8 ± 2.1 (скв. “D”), 284 ± 4 (скв. “С”), 265 ± 2 (скв. “В”) и 261 ± 1 (скв. “В”).

Мы предполагаем, что наблюдаемый разброс связан с несколькими фазами внедрения массива, самая ранняя фаза имеет возраст 297–291 млн лет (ассельский и сакмарский века, ранняя пермь), более молодая фаза имеет возраст 265–261 млн лет (поздняя пермь).

Датировки, полученные по скважине из гранитоидов из скважины “Е” (592 ± 4 млн лет и близкие к ней, ранний венд), мы рассматриваем как возраст цирконов, захваченных из вмещающих пород. Основанием для этого является:

- наличие таких возрастов среди детритовых цирконов вмещающих пород, проанализированных нами (см. рис. 9) [32, 33];

- округлая форма зерен, широкое распространение более древних цирконов, наличие ядер у отдельных кристаллов;

- положение скважины, вскрывающей непосредственно зону контакта массива с активным изменением вмещающих пород, ксенолитами и т.д., что, несомненно, создавало условия, способствующие захвату цирконов из окружающих терригенных толщ.

В северной части Северо-Каменного массива для субщелочных лейкогранитов Rb—Sr методом установлен возраст 272 ± 2 млн лет [11], что соответствует уфимскому веку ранней перми.

Возраст становления изученных массивов Красноленинской вершины близок к возрастам

гранитоидных массивов Шаимского района (Шаимско-Кузнецовский антиклинорий), расположенного к юго-западу от исследованной территории. Здесь были получены возраста

284.7 ± 5.4 млн лет (Rb—Sr, кварцевые монцодиориты по [11]) и

301.6 ± 3.6 млн лет (U—Pb, SHRIMP II, граносиениты по [16]),

что соответствует кунгурскому веку ранней перми и гжельскому веку позднего карбона соответственно.

В 120 км к ЮЮВ от Каменного массива на Восточно-Шебурской площади расположен крупный массив двуслюдяных гранитов, для которого получены возраста

274.5 ± 21 млн лет (химическое датирование по монацитам) и

277.5 ± 2 млн лет (U—Pb метод по цирконам), отвечающие кунгурскому веку перми [10].

Пальяновский и Каменный массивы внедрялись в поствендские кварциты, слюдистые сланцы и гнейсы, что подтверждено изотопным возрастом детритовых цирконов из вмещающих пород (см. рис. 9).

Каменный массив с юго-востока и с востока окружен палеозойскими (не моложе, чем раннепермскими, т.к. они затронуты экзоконтактовыми изменениями) терригенными милонитизированными толщами, возраст которых принят нами на основании их близости состава с девон—каменноугольными терригенными комплексами Ем-Еговской вершины.

Вмещающими породами для Водораздельного и Северо-Каменного массивов, по данным бурения на границе Каменной вершины и Водораздельного прогиба (см. рис. 2), являются поствендские метаморфиты.

Мы считаем, что взаимное расположение и сходство петрографического состава Каменного, Пальяновского, Северо-Каменного и Водораздельного массивов позволяют объединить их в единый красноленинский гранит-гранодиоритовый комплекс ранне-позднепермского возраста. Главные фазы комплекса представлены (Каменный и, возможно, Пальяновский массивы) гранитами, гранодиоритами, диоритами, а более молодые фазы (Северо-Каменный, Водораздельный) плагиогранитами и гранитами. По данным К.С. Иванова с соавт. [11, 25], такой тип гранитоидных массивов — самый распространенный в пределах Западно-Сибирской платформы.

Если проводить аналогии с более изученными плутоническими массивами Южного Урала, то обсуждаемые гранитоиды Каменной вершины близки к габбро-тоналит-гранодиорит-гранитным (ГТГГ) комплексам и, в частности, к раннекаменноугольному Сыростанскому массиву. ГТГГ

комплексы нередко образуют протяженные субмеридиональные пояса в структуре складчатых комплексов Урала [26].

Аналогично уральским ГТГГ комплексам, Каменный, Пальяновский, Водораздельный и Северо-Каменный массивы образуют линейный пояс север—северо-западного простирания, протягивающийся по восточному краю Елизаровского склона, по границе Водораздельного прогиба и Каменной вершины и далее на окраину Ем-Еговской вершины (см. рис. 2). В структуре фундамента Западно-Сибирской плиты массивы протягиваются вдоль границы между палеозойскими комплексами Красноленинского выступа и более молодыми пермь—раннетриасовыми вулканогенными толщами рогожниковского и туринского комплексов.

По своему составу гранодиориты Каменного массива близки к главной интрузивной фазе Сыростанского и Тургорякского массивов — массивные однородные гранодиориты неотчетливо натриевой специфики с многочисленным хорошо выраженным титанитом. Добавляют сходства крупные размеры и изометричная в плане форма Пальяновского, Каменного, Сыростанского и Тургорякского плутонов, колебание составов в пределах гранодиорит-тоналитового ряда. Отдельно стоит указать, что в современном рельефе Тургорякскому массиву отвечает впадина, в которой расположено Тургорякское озеро, — в рельефе фундамента Каменный массив также образует крупную округлую впадину.

На классификационных диаграммах Дж. Пирса [44] фигуративные точки исследованных гранитоидов занимают поля островодужных гранитов (VAG) и постколлизийных гранитов (post-COLG) (рис. 10), частично перекрывая поля пород Сыростанского и Степнинского массивов посторогенного происхождения. Положение точек гранитоидов Красноленинского свода значительно отличается от положения на этих диаграммах фигуративных точек субщелочных гранитоидов Узбекского массива (Шаимско-Кузнецовский антиклинорий) башкирского возраста, для которого предполагаются рифтогенные условия формирования, близкие к условиям становления гранитоидов магнитогорского комплекса Южного Урала [12, 17].

Мы выявили, что гранодиориты Каменного массива не деформированы, породы имеют массивную текстуру без признаков гнейсовидности [27, 28]. Преобладание массивных текстур указывает на отсутствие значимых компрессионных деформаций во время становления плутонов, компрессионные деформации также отсутствовали после формирования плутонов.

Размеры плутонов и, следовательно, масштабы корового анатексиса значительны — площадь

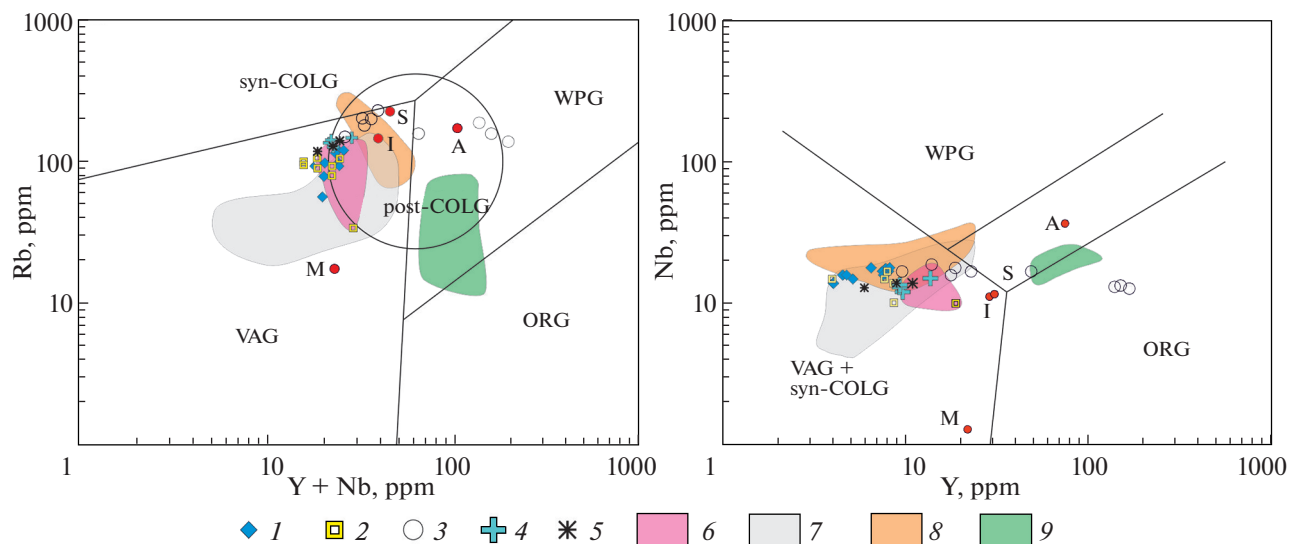


Рис. 10. Диаграммы Дж. Пирса $Y + Nb - Rb$ и $Nb - Y$, по [44], для гранитоидов Краснотенинского свода и структур Южного Урала.

Содержания компонентов даны в г/т (ppm).

Диаграммы для Сыростанского и Степнинского массива рассчитаны по [23, 26].

Показано: VAG – граниты островных дуг, ORG – орогенные, WPG – внутриплитные, post-COLG – постколлизийные, syn-COLG – синколлизийные.

Обозначены средние значения для гранитоидов разных типов (по [49]).

1–5 – Каменный массив: 1 – скв. “А”, 2 – скв. “В”, 3 – скв. “С”, 4 – скв. “Д”, 5 – скв. “Е”; 6 – граниты Шаимского района; 7–9 – массивы: 7 – Сыростанский, 8 – Степнинский, 9 – Узбекский

Каменного массива составляет $\geq 250 \text{ км}^2$, Пальяновского составляет $\geq 1000 \text{ км}^2$, что сопоставимо с такими крупными объектами, как Джабыкский и Неплюевский плутоны на Южном Урале. Мы предполагаем, что главным источником магм являлись метабазитовые комплексы нижней или средней коры, о чем свидетельствует принадлежность гранитоидов к I-типу. При этом в формировании плутонов объемная доля мантийных магм была значительной, признаками участия таких магм является повышенная щелочность у гранитоидов, вскрытых скважинами “А”, “В”, и наличие меланократовых включений в породах.

Учитывая общепринятые тектонические модели [17], предполагающие, что к раннепермскому времени в Уральском поясе не осталось океанических бассейнов и, следовательно, активных зон субдукции, мы приходим к заключению, что рассматриваемые массивы сформированы в позднеорогенной обстановке, как и гранитоидные массивы Шаимско-Кузнецовского антиклинория.

Для объяснения причин постколлизийного магматизма были предложены различные модели, изменяющиеся в зависимости от региональных условий или их сочетания. Наиболее известными и широко используемыми являются четыре модели:

- гравитационного коллапса (расползания) орогена [37];
- деляминации субдукционного слэба или нижней гранулитовой коры [41, 43];
- рифтогенеза под действием внешних тектонических сил [38, 48];
- влияния мантийных плюмов [51].

Механизм влияния мантийных плюмов был недавно предположен исследователями для пермских гранитоидов Степнинского, Бирюковского, Вандышевского и Уйского массивов Южного Урала [20]. При существующей фактической базе данных отдать предпочтение какой-либо модели не представляется возможным.

Таким образом, мы считаем, что изученные массивы были сформированы на посторогенном этапе развития региона после основной фазы складчатости. Активная фаза складчатости в Краснотенинском блоке происходила в интервале между ранним карбоном и ассельским веком ранней перми, т.к. вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи девон–раннекаменноугольного возраста [1, 24] деформированы и милонитизированы по всему Краснотенинскому своду, но породы Каменного плутона не затронуты тектонизацией.

Наличие на гранитоидах мощных кор выветривания предъюрского возраста указывает на то, что в момент выхода массива на поверхность тер-

ритория уже представляла собой пенеплен. Таким образом, не позднее чем к началу ранней юры, а, вероятнее, еще раньше в триасе, горное сооружение было эродировано, Каменный массив был выведен на поверхность пенеплена. И только после завершения этого процесса поверхность рельефа фундамента Западно-Сибирской платформы стала более расчлененной и резкой, какой сегодня она интерпретирована по сейсмическим данным, затем поверхность рельефа была перекрыта осадками мезо-кайнозойского чехла. Примерно оценить мощность эродированных пород можно по степени экзоконтактовых изменений. Судя по мощным зонам ороговикования вокруг массива, в которых развиты биотит, кордиерит и андалузит, массив формировался в мезозоне, что предполагает глубины становления плутона 6–16 км в зависимости от величины теплового потока [36].

Гранитоиды центральной части Ем-Еговского поднятия имеют позднедевонский возраст (фран, фамен) — это первые кислые интрузивы Красноленинского блока, для которых показан девонский возраст. Породы этих интрузивов являются более основными по сравнению с породами Каменного массива, обеднены относительно пород Каменного плутона редкоземельными и крупноионными элементами, располагаются в поле милонитизированных девонских осадочных и осадочно-вулканогенных толщ.

Разброс химического состава пород (фигуративные точки пород попадают в поля габбро, диоритов, гранодиоритов, граносиенитов) связан с интенсивной метасоматической переработкой, следы которой хорошо заметны в шлифах. В частности, весь плагиоклаз практически полностью разрушен (сохранилось не более 10%), и до 40–45% объема породы сложено серицитом и гидролюдами.

Поскольку степень и характер вторичных изменений в породах из скважин “С” и “К” аналогичны, при этом различия в содержаниях рассеянных элементов значительны, мы считаем, что это — признак первичных различий в составе пород, а не результат наложенных изменений.

На основании различий в возрасте, геохимии и геологическом положении Каменного и Ем-Еговских массивов мы считаем, что Ем-Еговские массивы не связаны с плутонами красноленинского комплекса. Исходя из общего геологического строения этой части свода, мы предполагаем, что они могут быть генетически связаны с вулканическими (возможно, островодужными) и вулканогенно-осадочными толщами девон–раннекаменноугольного возраста [1, 24], развитыми в центральной части Ем-Еговского поднятия.

Строение этой части Красноленинского свода очень схоже со строением Восточно-Уральской

мегазоны Южного Урала [17] — девонские относительно небольшие массивы расположены в палеозойских околоостроводужных комплексах, а более крупные пермские гранитные массивы интрузируют более древние докембрийские или раннепалеозойские блоки.

Единой геодинамической модели развития этого региона в средне-позднепалеозойское время на сегодняшний день не существует. На наш взгляд, можно предполагать приращение островодужных комплексов (вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды Ем-Еговской вершины) и более древних блоков или микроконтинентов (раннепалеозойские комплексы Каменной вершины) к герцинидам Уральского пояса. Коллизия и основные деформации происходили, по видимому, в карбоне, т.к. позднедевонские и раннекаменноугольные толщи и массивы деформированы. Шовные зоны, разграничивающие наиболее крупные блоки, прослеживаются по полосам ультрабазитов, которые известны вдоль западной границы Красноленинского блока и Шаимско-Кузнецовского антиклинория (см. рис. 3) [12]. Такая схема хорошо соотносится с моделями К.С. Иванова с соавт. [12], и дальнейшее развитие модели позволит уточнить особенности тектоники и геологического строения региона исследования.

ВЫВОДЫ

1. Вдоль восточной окраины Красноленинского свода расположен субмеридиональный пояс массивов гранит-гранодиоритового состава, включающий Пальяновский, Каменный, Северо-Каменный и Водораздельный массивы и несколько массивов к югу от них.

2. Время становления массивов приходится на интервал 297–261 млн лет (ранняя–поздняя пермь), они имеют близкие морфологические характеристики и петро-геохимический состав, что позволяет рассматривать массивы как единый красноленинский гранит-гранодиоритовый плутонический комплекс ранне-позднепермского возраста.

3. Изученные массивы относятся к гранитам I-типа, формировались на посторогенном этапе развития региона за счет плавления комплексов нижней или средней коры.

4. Каменный массив в своем строении имеет несколько фаз (граносиениты, граниты, гранодиориты), различающихся щелочностью и содержанием редкоземельных элементов.

5. Вмещающие породы Каменного и Пальяновского массивов представлены поствендскими метатерригенными толщами (кварциты и слюдистые сланцы), а также палеозойскими (девонскими или девон–каменноугольными) толщами ми-

лонитизированных метапесчаников и метаалевролитов.

6. Ем-Еговские гранитоидные массивы формировались в позднем девоне (фран, фамен) и значительно отличаются по составу и геохимическим особенностям от пород красноленинского комплекса. Возможно, Ем-Еговские гранитоидные массивы генетически связаны с вулканогенно-осадочными толщами фундамента Ем-Еговской вершины.

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова Б.Б. Шкурскому, П.Л. Тихомирову, А.В. Латышеву за консультации при проведении исследований, а также К.С. Иванову (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург), А.В. Тугаревой (АУ “НАЦ РН им. В.И. Шпилемана”, г. Тюмень), М.Л. Мороз (АУ “НАЦ РН им. В.И. Шпилемана”, г. Тюмень), Р.Я. Рихтеру (СГУ, г. Саратов), С.В. Шадиной (“СургутНИПИнефть”, г. Тюмень) и Е.В. Мартынюк (ООО “ТННЦ”, г. Тюмень) за обсуждение проблем геологии фундамента Западной Сибири.

Авторы благодарны рецензенту проф. В.Н. Пучкову (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург) и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Работы проведены в рамках исследований доюрского комплекса Западной Сибири ПАО “НК “Роснефть”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Схема тектоники Урало-Сибирского региона // Горные ведомости. 2015. № 10. С. 6–39.
2. Бычкова Я.В., Николаева И.Ю., Ермина О.С., Цховребова А.Р., Шубин И.И., Стенников А.В. Методические особенности подготовки твердых геологических проб для мультиспектрального анализа методом ИСП-МС // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2018. № 5. С. 53–59.
3. Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2016. № 6. С. 56–63.
4. Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Варламов И.А., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Кашистанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кринин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сенников Н.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской синеклизы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 633–650.
5. Жиров Д.В. Морфоструктурные критерии контроля трещиноватости интрузивных пород: методические и прикладные аспекты реконструкции стресс-состояний. — Мат-лы докладов Всеросс. науч.-техн. конф. “Геомеханика в горном деле” 1–3 октября 2013 г., Екатеринбург. — Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2014. С. 96–105.
6. Зайцева М.В., Пупышев А.А., Шапова Ю.В., Вотяков С.Л. U–Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306.
7. Западная Сибирь. — В кн.: Геология и полезные ископаемые России. Том 2. — А.Э. Конторович, В.С. Сурков (ред.). — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
8. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Коротеев В.А. Первые сведения о раннепалеозойских гранитоидах в фундаменте Западной Сибири // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 650–653.
9. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Возраст и состав гранитоидов из фундамента Красноленинского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Изв. УГГУ. 2018. Вып. 2. № 50. С. 7–14.
10. Иванов К.С., Коротеев А.В., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В. Три этапа геологической истории гранитоидов фундамента приуральской части Западной Сибири // ДАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 56–59.
11. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.
12. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. 302 с.
13. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин М.В., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерт Дж. Первые U/Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // ДАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 427–432.
14. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. — К.Е. Геогярев (ред.). — М.: ГЕОС, 2018. (Тр. ГИН РАН. 2018. Вып. 619). 331 с.
15. Методика количественного химического анализа. — Рентгеноспектральное флуоресцентное определение фтора, натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, калия, кальция, скандия, ванадия, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, стронция, циркония, ниобия в горных породах, рудах и продуктах их переработки. — Федеральный научно-методический центр лаб. иссл. и сертификации минерального сырья ВИМС, (Методика № 439-РС), М.: МПР РФ, 2010.
16. Пономарев В.С. Вещественный состав гранитоидов и их метаморфического обрамления из фундамента приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна. — Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 22 с.

17. Пучков В.Н. Геодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
18. Рихтер Я.А. Гидротермальные процессы в породах фундамента // Изв. СаратовГУ. Нов. сер.: Науки о Земле. 2016. Т. 16. Вып. 2. С. 116–126.
19. Рихтер Я.А. Петрографические свидетельства активности флюидов в фундаменте Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции — Геологические науки-2019. — Мат-лы научн. межведомств. конф. (с международн. участием). — Саратов: Техно-Декор. 2019. С. 54–56. URL: <http://https://www.sgu.ru/conference/geologicheskie-nauki-2019>
20. Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И., Романовская М.А. Геодинамические и физико-химические условия формирования степнинского монцогаббро-граносиенитгранитного комплекса (Южный Урал) // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2018. № 6. С. 82–92.
21. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981. 143 с.
22. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты. — Мат-лы Всерос. науч. конф. “Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности”, 27–29 апреля 2010 г., г. Тюмень. — Тюмень: СИБНАЦ, 2008. С. 207–210.
23. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Вострецова Е.С., Густова А.С. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. — А.М. Никишин (ред.). — М.: МГУ, 2006. (Тр. Лаб. складчатых поясов, геол. факультет МГУ. 2006. Вып. 4). 300 с.
24. Тугарева А.В., Мороз М.Л., Чернова Г.А., Белова Е.В. Гранитоидный магматизм в пределах Фроловской мегавпадины Западной Сибири // Изв. ВУЗов. Нефть и газ. 2018. № 6. С. 33–40. <https://doi.org/10.31660/0445-0108-2018-6-33-44>
25. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Костров Н.П., Пономарев В.С., Князева И.В., Сажнова И.А. Гранитоиды приуральского региона Западной Сибири // Горные ведомости. 2006. № 12. С. 32–49.
26. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
27. Хотылев А.О. Структуры доюрского комплекса Краснотеннинского свода и их потенциальная связь с коллекторами доюрского и мезозойского комплексов. — В сб.: *Новые идеи в геологии нефти и газа*. — А.В. Ступакова (ред.). — М.: Перо, 2019. С. 523–525.
28. Хотылев А.О., Майоров А.А., Тевелев А.В. Гранитные массивы доюрского комплекса Краснотеннинского свода (Западная Сибирь): особенности строения и потенциальная нефтеносность. — Мат-лы ЛП Тектонического совещ. “Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики” 28 янв.—1 февр. 2020 г., Москва, МГУ. — М.: ГЕОС, 2020. С. 372–377.
29. Хубанов В.Б., Буянтутев М.Д., Цыганков А.А. U—Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃—MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
30. Чирков Л.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Шадрина С.В., Бочкарев В.С., Брадучан Ю.В., Глушков Н.К. Детальное обоснование возраста рогожниковской серии пермотриаса Ханты-Мансийского района Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2016. № 3–4. С. 86–93.
31. Чирков Л.В., Горбунов И.Н., Шадрина С.В., Николаева Е.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П. Геохимические и термогеодинамические критерии прогноза нефтегазоносности фундамента Западной Сибири // Геология и геолого-разведочные работы. 2011. № 3. С. 2–6.
32. Шадрина С.В. Состав, строение, возраст пород доюрского основания северо-восточного обрамления Краснотеннинского свода // Геология нефти и газа. 2018. № 4. С. 27–33. <https://doi.org/10.31087-0016-7894-2018-4-27-33>
33. Шадрина С.В., Кондаков А.П. Новые данные о фундаменте северо-восточного обрамления Краснотеннинского свода // Геология и геолого-разведочные работы. 2014. № 11. С. 94–99.
34. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. — В.И. Шпильман, Н.И. Змановский, Л.Л. Подсорова (ред.). — Ханты-Мансийск: Научно-аналитический центр рационального недропользования, 1999.
35. Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting // Geological J. 1990. Vol. 25. P. 227–238.
36. Buddington A.F. Granite emplacement with special reference to North America // GSA Bull. 1959. Vol. 70. P. 671–748.
37. Dewey J. Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
38. Dickinson W.R. The Basin and Range province as a composite extensional domain // Int. Geol. Rev. 2002. Vol. 44. P. 1–38.
39. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. 2008. Vol. 40. P. 308–311.
40. Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains // Elements. 2007. Vol. 3. P. 25–30.
41. Kay R.W., Kay M.S. Creation and destruction of the lower continental crust // Geologische Rundschau. 1991. Vol. 80. P. 259–278.
42. Ludwig K.R. Isoplot V.4.15. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2008. Vol. 4. P. 76.
43. Miessner R., Mooney W. Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape // Tectonophysics. 1998. Vol. 296. № 1. P. 47–60.

44. *Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. Vol. 19. № 4. P. 120–125.
45. *Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 184. P. 123–138.
46. *Rudnic R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1985. Vol. 33. P. 267–309.
47. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* Vol. 42. P. 313–345.
48. *Wang D., Shu L.* Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China // *Geosci. Frontiers*. 2012. Vol. 3. Is. 2. P. 109–124.
49. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407–419.
50. *White A.J.R., Chappell B.W.* Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, Southeastern Australia, In: *Circum-Pacific plutonic terranes*, Ed. by J.A. Roddick, (GSA Memoirs. 1983. Mem. No. 159), P. 2–34.
51. *Wilson M.* Igneous Petrogenesis. Ser.: F – Global Tectonic Approach, (Springer, NY, USA. 2007), P. 466.

Granitoid Massifs of the Krasnoleninsky Arch in Western Siberia: Composition, Structure, Age and Conditions of Formation

A. O. Khotylev^{a,*}, A. A. Mayorov^a, A. K. Khudoley^b, V. B. Ershova^{b, c},
G. A. Kalmykov^a, V. B. Khubanov^d, M. V. Chervyakovskaya^e

^a*Lomonosov State University, Faculty of Geology, bld. 1 Leninskiye gory, 119991 Moscow, Russia*

^b*Saint Petersburg State University – Institute of Earth Sciences, bld. 7/9 Universitetskaya emb., 199034 Saint Petersburg, Russia*

^c*Geological Institute RAS, 7 Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^d*Geological Institute SB RAS, bld. 6a Sakhyanova st., 670047 Ulan-Ude, Buryatia, Russia*

^e*Institute of Geology and Geochemistry of Urals Branch RAS, bld. 15 str. Akademika Vonsovskogo, 620016 Ekaterinburg, Russia*

*e-mail: akhotylev@gmail.com

In our research we summarized data obtained on the composition, structure, geochemical characteristics of the granitoid plutons of the eastern part of the Krasnoleninsky arch of Eastern-Siberian plate and age of rocks surrounding them. Kamenny, Palyanovsky, North-Kamenny and Vodorazdelny plutons of granites, granodiorites, granosyenites were intruded in the interval of 297–261 Ma (Early-Late Permian) as a product of melting of the lower–middle crust at postorogenic stage. The formation of granitoid massifs in the basement of the Em-Egovskaya summit took place in the Late Devonian (Fran, Famennian). They differ from the rocks of the Kamenny pluton greatly in composition, degree of secondary alternations and tectonization.

Keywords: Western Siberia, Krasnoleninsky arch, basement, granitoids, plutons, geochemical research, isotopic analyses, Paleozoic, secondary alternations, wells