ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, 2024, № 2, с. 245–276

УДК 551.736.3;552.578.2.061.4;553.982

СТРОЕНИЕ, ПЕТРОТИПЫ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ИЗМЕНЕННЫХ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ РИОДАЦИТОВ В ГРАБЕНАХ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2024 г. М. Е. Смирнова[1, *], И. В. Панченко[1], П. Ю. Куликов[1], А. В. Латышев[2, 3], А. И. Токмакова[1], Ю. И. Трушкова[1], Е. Е. Сапогова[1], А. А. Бакулин[4], В. Д. Шмаков[4]

[1]ЗАО "МиМГО", шоссе Энтузиастов, 21, Москва, 111123 Россия

[2]Геологический факультетМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские Горы, 1, Москва, 119991 Россия

[3]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

[4]ООО "НК "Югранефтепром", Покровский бульвар, 3, стр. 1А, Москва, 109028 Россия

**e-mail: maria_smirnova89@mail.ru*

Поступила в редакцию 26.06.2023 г.
После доработки 08.09.2023 г.
Принята к публикации 03.11.2023 г.

В статье приведены результаты комплексных исследований (состав, коллекторские свойства, геофизические параметры и возраст) измененных вулканитов кислого состава (риолиты, дациты), приуроченных к пермско-триасовому промежуточному структурному этажу Западно-Сибирской плиты. В результате вторичных изменений в этих вулканитах могут формироваться коллекторы нефти и газа. С учетом их глубины залегания (более 2 км), они доступны для изучения только по керну и геофизическим данным. По результатам исследований керна установлено 25 петрографических разностей кислых вулканитов. Совокупность таких признаков, как 1) структурно-текстурные особенности, 2) степень вторичных изменений и 3) выраженность на каротажных кривых позволила сгруппировать эти многочисленные петрографические разности в шесть ключевых петротипов. При этом выделенные петротипы заметно отличаются по коллекторским свойствам (пористость, проницаемость). Все изученные 443 образца вне зависимости от принадлежности к петротипу характеризуются близким геохимическим составом, а полученные определения возраста U-Pb методом по циркону (254 ± 2–248.2 ± 1.3 млн лет) указывают на приуроченность изученных кислых вулканитов к единому тектоно-магматическому этапу на рубеже перми и триаса. По сейсмическим данным выявлено, что в пределах Фроловской мегавпадины (центральная часть Западной Сибири) изученные вулканиты распространены в пределах грабенов. В частности, уточнены границы относительно крупной (шириной 70 км и протяженностью 200 км) грабенообразной Рогожниковско-Назымской структуры, а также установлено несколько других подобных, но более мелких структур. Комплексный анализ керновых, каротажных и сейсмических данных позволил определить морфологию и пространственное взаиморасположение вулканогенных тел, сложенных различными петротипами кислых вулканитов, что формирует основу для прогноза интервалов и участков разреза с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами.

Ключевые слова: промежуточный структурный этаж, коллекторы нефти, риолиты, дациты, вторичные изменения, коры выветривания, граница перми и триаса, грабены.

DOI: 10.31857/S0024497X24020065, **EDN:** zbszgr

В строении Западно-Сибирской молодой плиты выделяют доюрское основание (докембрий–триас) и плитный чехол (триас?–юра–квартер) [Атлас ..., 2004; Государственная ..., 2009; Решения ..., 2004]. Доюрское основание или доюрский комплекс Западной Сибири (ДЮК) – это нижний структурный элемент, объединяющий складчатый гетерогенный фундамент (докембрий–пермь) и наложенные на него посторогенные рифты и впадины (верхняя пермь–триас). Кровля ДЮК отождествляется с верхней границей акустического фундамента, вполне уверенно распознаваемой сейсмическими

методами и известной как отражающий сейсмический горизонт А (ОГ А) [Атлас ..., 2004]. В центральной части Западно-Сибирской плиты доюрский комплекс погребен под мощным (от 2–3 км до 5–7 км) осадочным чехлом [Триас ..., 2001; Vyssotski et al., 2006]. Настоящая работа посвящена верхнему структурному этажу ДЮК – пермско-триасовому, который является переходный комплексом между фундаментом и плитой и формирует проточехольные образования.

С доюрским комплексом связана промышленная нефтегазоносность [Атлас ..., 2004; Беккина, 2010; Бочкарев и др., 2003, 2009а, 2009б, 2010; Запивалов, 2004; Зубков, 2015; Клещев, Шейн, 2004; Ковешников 2011; Коровина и др., 2009; Кропотова и др., 2007; Лобова и др., 2014, 2018; Тугарева и др., 2017; Мещеряков и др., 2019; Москвин, 2004; Хромова и др., 2015; Шадрина, Крицкий, 2012; Яковлева и др., 2017], что делает этот объект весьма актуальным для исследований. В то же время, ДЮК труднодоступен для изучения, так как последнее возможно только на основе материалов глубоких скважин и геофизических методов.

Особый интерес к нефтегазоносности ДЮК связан с падением добычи углеводородов на существующих разрабатываемых месторождениях, ввиду выработки запасов в высокопродуктивных отложениях юры и мела [Недропользование ..., 2020].

Ввиду слабой изученности часто остается неясным, какие именно породные комплексы и структуры в ДЮК формируют коллекторы. Последние отмечаются в самых разнообразных породах: как осадочных, в различной степени метаморфизованных, так и магматических [Бочкарев и др., 2003; Беккина, 2010, Запивалов, 2004; Тугарева и др., 2017; Шустер, 2010 и др.]. Единого мнения о механизме формирования коллекторов в ДЮК нет, однако большинство исследователей отмечают вторичную природу резервуаров с образованием кор выветривания в кровельной части доюрского основания, а их мощность и площадь распространения зависят от состава пород, подвергающихся физико-химическим процессам разрушения [Бочкарев и др., 2003; Конторович, 2007; Шустер, 2010; Ковешников, 2011; Зубков, 2015; Лобова и др., 2018]. Не являются исключением и вулканогенные породы верхнего структурного этажа доюрского комплекса (верхняя пермь–триас) [Шадрина, Крицкий, 2012; Кузина и др., 2014], представленные двумя типами формаций: 1) базальтоидами с пачками осадочных пород и 2) кислыми вулканитами.

По нашему мнению, пермско-триасовый вулканогенный комплекс является одним из наиболее перспективных объектов для прироста ресурсной базы углеводородов в Западной Сибири. Это мнение основано на возрастающем количестве открытых залежей внутри этого комплекса [Недропользование ..., 2020], а также на росте количества публикаций и докладов на соответствующую тему. При этом его нефтегазоносность приурочена, главным образом, к измененным вулканитам кислого состава, что следует из большого числа работ [Коровина и др., 2009; Кропотова и др., 2007; Кузина и др., 2014; Хромова и др., 2015; Шадрина, Крицкий, 2012]. Существенно реже отмечается продуктивность кор выветривания базальтов (отдельные залежи Даниловской группы месторождений) [Яковлева и др., 2017]. Поэтому в данной работе мы сконцентрировались на строении, условиях формирования и распространении кислых вулканитов, в различной степени подверженных вторичным изменениям, и их комплексной геолого-геофизической характеристике.

Текущие сведения о распространении в Западной Сибири вулканитов кислого состава носят весьма ограниченный характер. Согласно региональным стратиграфическим схемам 1991 и 2003 гг. для триаса Западной Сибири [Решения ..., 1991, 2004] пермско-триасовые дациты и риолиты имеют крайне редкое и спорадическое распространение (упоминаются только в Викуловском и Сургутском структурно-фациальных районах), тогда как одновозрастные базальты развиты хоть и локально, но практически во всех районах плиты. Очевидно, что редкое упоминание кислых вулканитов является следствием их крайне слабой изученности в Западной Сибири: основные представления о возрасте и распространении этих пород получены в последние 20 лет [Бочкарев и др., 2003, 2009а, 2009б, 2010; Медведев и др., 2003; Медведев, 2004; Тугарева и др., 2017; Чирков и др., 2016; Шадрина, 2018]. При этом, в более поздних работах и на современных геологических картах все чаще фигурируют риолиты и дациты триасового возраста (например, [Государственная ..., 2009; Денисов и др., 2011]).

На данный момент нет общепринятой точки зрения о происхождении, пространственных и временных соотношениях кислых и основных вулканогенных пород пермско-триасового возраста Западной Сибири, хотя они имеют геохимические признаки генетического родства [Альмухамедов и др., 2000] и являются одновозрастными вулканитам на Сибирской платформе по геохронологическим данным [Reichow et al., 2005; Сараев и др., 2011]. Стоит отметить, что формирование вулканитов Западной Сибири (и кислых, и основных) и Сибирской

платформы связывается многими авторами с рифтовым тектоно-магматическим этапом пермско-триасового рубежа [Альмухамедов и др., 2000; Медведев и др., 2003; Медведев, 2004; Иванов и др., 2009; Бочкарев и др., 2010].

Нефтеносные кислые вулканиты на Рогожниковской, Назымской и Даниловской группах месторождений приурочены к грабенообразным структурам [Бочкарев и др., 2010; Яковлева и др., 2017], на что указывает своеобразный рисунок сейсмической записи в волновом поле, характеризующийся серией наклонных субпараллельных отражений, осложненных многочисленными крутопадающими разломами. Эти грабены, судя по морфологии на сейсмических профилях [Vyssotski et al., 2006; Бочкарев и др., 2010], вероятно, испытали инверсию в результате последующих блоковых деформаций. Признаками инверсии выступают: наличие локальных поднятий в структурном плане ОГ А (сейсмический отражающий горизонт А); разрывные нарушения, которые по сейсмическим данным смещают триасово-нижнеюрские отложения; смена состава пород в подошве перекрывающего терригенного комплекса (средний триас – ранняя юра) на конгломераты и гравелиты [Решения ..., 2004; Киричкова, 2011], что указывает на активизацию вертикальных тектонических движений и разрушение локальных поднятий. Подобные структуры, перспективные для поисков залежей УВ, выделяются по сейсмическим и грави-магнитным данным и в других районах Западной Сибири. Примером таких структур, вероятно, служат Когалымская, Аганская, Половинкинская и другие грабенообразные впадины [Тугарева и др., 2017].

Нефтеносность кислых вулканитов изучалась практически только на Рогожниковском [Голубева, Криночкин, 2001; Кос и др., 2004] и Средне-Назымском месторождениях [Тугарева и др., 2017; Хромова и др., 2015], где притоки нефти достигают 190 куб. м в сутки. При этом остаются совершенно неясными тип ловушек и характер их строения, механизмы флюидонасыщения, природа флюидоупоров, что существенно затрудняет разведку и разработку месторождений.

Отдельный вопрос касается источника углеводородов в доюрском комплексе. Большинством исследователей считается, что нефтегазоматеринскими отложениями являлись юрско-меловые образования, в том числе основная нефтематеринская толща Западной Сибири – баженовская свита и ее близкие фациальные аналоги [Москвин и др., 2004; Конторович, 2007, Архипов и др., 2009; Лобова и др., 2014; Кузина и др., 2014]. Другая точка зрения предполагает наличие нефтегазопроизводящих пород палеозоя [Фомин, 2005; Конторович, 2007]. Кроме того, некоторые авторы придерживаются абиотической теории происхождения углеводородов в ДЮК, либо не исключают смешанный источник УВ [Беккина, 2010; Кропотова и др., 2007; Коровина и др., 2009].

Стоит отметить, что залежи УВ в доюрском комплексе открыты в основном на месторождениях с выявленной нефтегазоносностью осадочного чехла. Таким образом, породные комплексы как минимум верхних частей ДЮК находятся в единой нефтегазовой системе с чехольными образованиями.

Рассматриваемые в настоящей статье магматические породы (дациты, риолиты), становятся частью нефтегазовой системы только благодаря вторичным преобразованиям, именно за счет последних в них может формироваться незамкнутая пустотность (сообщающиеся поры, трещины), а, следовательно, коллектор. При этом в работе с такими измененными вулканитами под задачи нефтегазовой геологии, возникают методические сложности, так как при выделении петротипов следует одновременно учитывать вклад как исходного магматического состава и структурно-текстурных особенностей, так и наложенных процессов, существенно преобразующих исходные характеристики.

Петрографический и химический состав пермско-триасовых вулканитов Западно-Сибирской плиты слабо освещен в литературе и касаются преимущественно Рогожниковского месторождения [Кропотова и др., 2007; Архипов и др., 2009; Шадрина, 2009; Шадрина, Крицкий, 2012]. Одной из основных задач проведенного нами исследования являлось выделение ключевых петротипов пермско-триасовых кислых вулканических пород с учетом не только петрографических свойств, но и каротажных характеристик для того, чтобы эти петротипы могли быть прослежены и спрогнозированы посредством геофизических методов. В работе также демонстрируются подходы к изучению вулканитов с целью выделения коллекторов, выявления факторов, которые влияют на их свойства и распределение в разрезе. В результате комплексирования геолого-геофизических данных удалось выявить и проследить некоторые грабенообразные структуры, сложенные кислыми пермско-триасовыми вулканитами, что позволяет произвести оценку объемов развития коллекторов в исследуемом районе.

РАЙОН РАБОТ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Территория наших исследований охватывает площадь более 60 тыс. км^2 и приурочена к центральной части Западной Сибири, в пределах Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО). Район проведенных работ занимает область Фроловской мегавпадины, Красноленинского свода и их окружения (здесь и далее – районирование по [Атлас ..., 2004]) (рис. 1).

В исследованиях использован материал по 162 скважинам, вскрывших ДЮК, по которым имелись каротажные данные и, частично, керн. При работе с каротажом задействовались следующие методы: гамма (GR), нейтронный

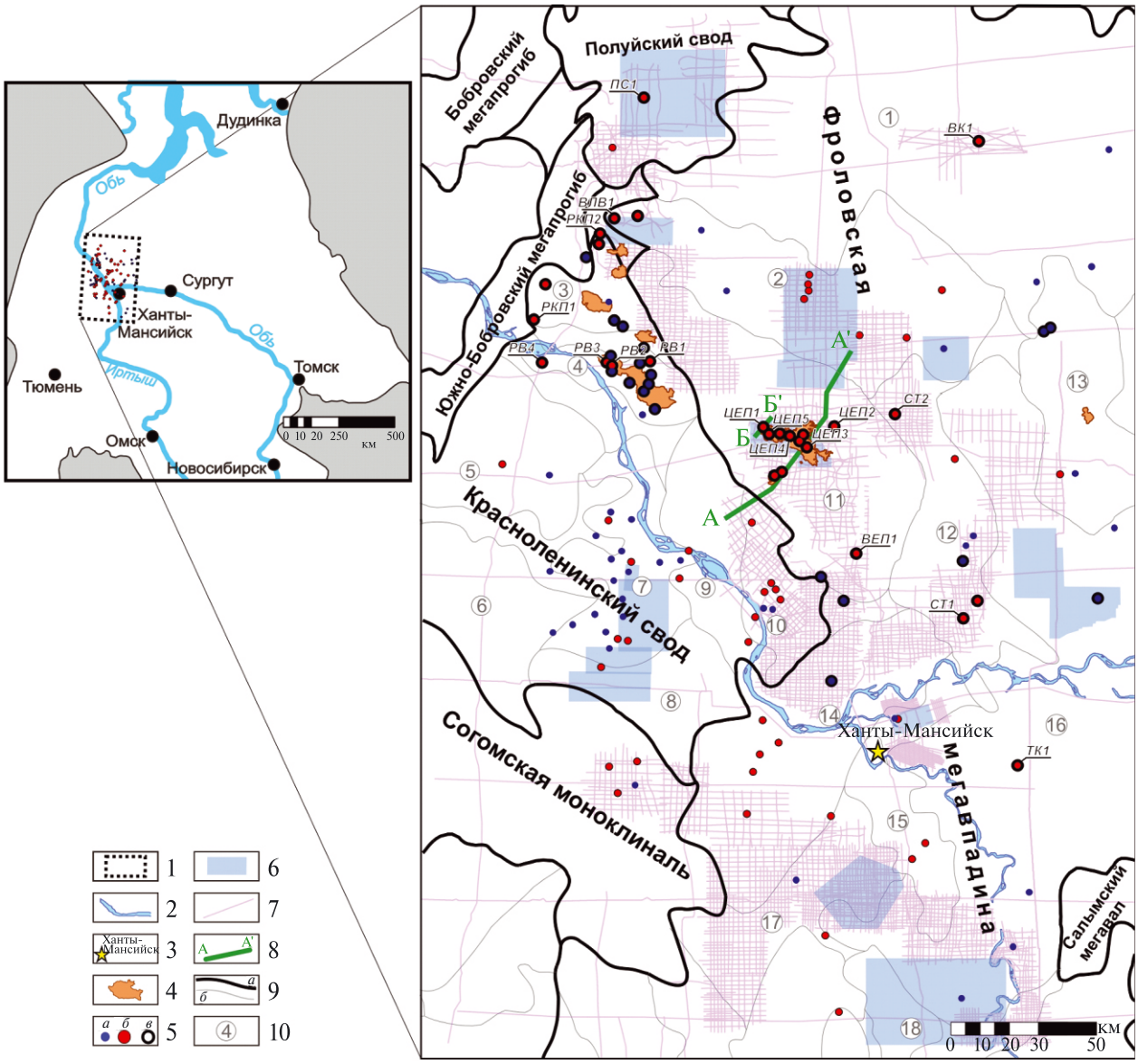

Рис. 1. Карта расположения изученных разрезов скважин в интервале ДЮК, в том числе, охарактеризованных керном.
1 – территория работ; 2 – реки; 3 – города; 4 – залежи нефти в P-T комплексе; 5 – скважины: *а* – с ГИС, *б* – с ГИС и изученным керном, *в* – в которых обнаружен P-T комплекс; 6 – сейсмика 3D; 7 – сейсмические профили 2D; 8 – сейсмические профили, представленные в работе; 9 – границы структурных элементов 1 порядка (*а*) и 2 порядка (*б*); 10 – названия структурных элементов, по [Атлас ..., 2004]: 1 – Вынглорская котловина, 2 – Верхнелямин-ский вал, 3 – Рогожниковское куполовидное поднятие, 4 – Рогожниковский вал, 5 – Ем-Еговская вершина, 6 – Та-линская терраса, 7 – Каменная вершина, 8 – Елизаровский склон, 9 – Водораздельный прогиб, 10 – Галяновский выступ, 11 – Елизаровский прогиб, 12 – Сыньеганская терраса, 13 – Туманный вал, 14 – Южно-Елизаровский прогиб, 15 – Эргинский вал, 16 – Тундринская котловина, 17 – Ташинская терраса, 18 – Ендырский вал.

(NKT), акустический (DT), удельное электрическое сопротивление (преимущественно боковой каротаж – BK) и плотность пород (RHOB). В 75 скважинах в интервале ДЮК присутствовали пермско-триасовые вулканиты.

Керн изучен по 67 скважинам в объеме чуть более 1000 м. Из них пермско-триасовые вулканиты обнаружены в 27 скважинах с объемом керна 680 м, из которых отобраны и детально изучены 443 образца. По этим образцам выполнены: рентгенофлуоресцентный анализ химического состава (443 обр.), петрографическое описание под микроскопом (364 шлифа, в том числе, прокрашенные синим пигментом для визуальной оценки пустотного пространства), исследования фильтрационно-емкостных свойств (пористость, проницаемость – 227 определения), анализ методом индуктивно-связной плазмы (178 обр.), определения возраста U-Pb методом по циркону (9 обр.).

Комплексная геолого-геофизическая интерпретация выполнялась с учетом материалов сейсмической съемки 2D (более 40 тыс. км региональных и площадных профилей) и 3D (около 8000 км^2).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пермско-триасовые вулканиты изучались комплексно. Проводились детальные описания керна скважин, петрографические, химические, изотопные и петрофизические исследования образцов керна, применялся анализ каротажных и сейсмических данных. Полученные результаты взаимоувязывались – полученные данные проверялись на противоречивость и достоверность, сомнительные результаты перепроверялись и иногда браковались и не использовались. Исследования строились с учетом опубликованных и фондовых данных о вещественном составе ДЮК на изучаемой территории и соседних районах [Беккина, 2010; Бочкарев и др., 2003, 2009а, 2009б; Вещественный ..., 2004; Казаков и др., 2002; Сараев и др., 2011; Сурков, Жеро, 1981; Цимбалюк и др., 2016ф[1]; Хотылев и др., 2021; Шадрина, 2012, 2018; Шкутова, 1970; Яковлева и др., 2017], ранее полученных определений возраста [Иванов и др., 2009, 2012а, 2012б, 2018; Казаков и др., 2002; Сараев и др., 2011; Хотылев и др., 2021; Чирков и др., 2016], известных данных о границах стратиграфических единиц в ранее пробуренных скважинах [Атлас ..., 2004; Государственная ..., 2009; Каталог ..., 2000], результатов интерпретации сейсмических и гравимагнитных материалов предшественников [Голубева, Криночкин, 2001; Коркунов, 1999ф[2]; Лобова и др., 2014; Цимбалюк и др., 2016ф[1]; Хромова и др., 2015].

Базовым источником информации для данной работы послужил керн, так как породы ДЮК не выходят на дневную поверхность и не доступны для изучения в обнажениях. На первом этапе исследований проведено макроскопическое описание керна из интервала ДЮК всех доступных для изучения скважин. Описание керна всех скважин выполнено по единой структуре с указанием: названия пород, характеристики структуры, текстуры и трещиноватости, минерального состава (различимые глазом компоненты), особенностей вторичных изменений, характера контактов с подстилающими и перекрывающими образованиями. При классификации пород и их описании использовалась терминология и рекомендации Петрографического кодекса России [Петрографический ..., 2008, 2009].

Для понимания пространственно-временного положения исследуемых вулканогенных пород в сложноустроенном доюрском комплексе выполнены определения возраста U–Pb изотопным методом по циркону. Датирование возраста производилось при помощи мультиколлекторного вторично-ионного высокоразрешающего микрозонда SIMS SHRIMP-II в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик А.Н. Ларионов). Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. Для анализа предпочтительно выбирались области с низкой интенсивностью катодной люминесценции без видимых трещин и включений. Анализировались по 10–12 зерен циркона в каждой из проб. Результаты представлены в табл. 1.

Состав пермско-триасовых вулканогенных образований уточнялся по петрографическим шлифам и геохимическим исследованиям.

Петрографические исследования шлифов выполнялись на поляризационном микроскопе Olympus BX53M в проходящем свете. Диагностика породы включала в себя уточнение состава пород, определение вторичных изменений

[1] *Коркунов В.К.* Обобщение региональных геофизических данных по Западной Сибири // Отчет по договору № 219. Тюмень: ЗапСибНИИГеофизика, 1999ф. (фондовая литература)

[2] *Цимбалюк Ю.А., Хомицкий Е.Н., Боркун Ф.Я. и др.* Создание геолого-геофизических моделей доюрского основания Западной Сибири с целью выявления нефтегазоперспективных объектов на основе инновационных технологий обработки и интерпретации геолого-геофизических данных // Отчет по гос. контракту № 5/14. Тюмень, 2016ф. (фондовая литература)

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного анализа кристаллов циркона, извлеченных из проб кислых вулканических пород, отобранных из керна скважин в пределах изучаемой территории

Скважина	Образец	Точка	$^{206}Pb_c$ (%)	U, г/т	Th, г/т	$^{206}Pb^*$, г/т	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		(2) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		Общ $^{238}U/^{206}Pb$	±1 σ%	Общ $^{207}Pb/^{206}Pb$	±1 σ%	(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±1 σ%	EC
ВК1	215	1	0.33	175	83	5.90	0.491	248	±3	249	±3	25.4	1.2	0.0522	3.2	25.5	1.2	0.0495	4.8	0.268	5.0	0.0392	1.2	0.25
ВК1	215	2	1.30	124	125	4.13	1.045	246	±3	247	±3	25.4	1.3	0.0566	3.6	25.7	1.4	0.0461	9.8	0.247	9.9	0.0389	1.4	0.14
ВК1	215	3	5.71	43	41	1.38	0.975	235	±6	244	±4	25.4	1.6	0.0654	6.0	27.0	2.5	0.0178	92.8	0.091	92.9	0.0371	2.5	0.03
ВК1	215	4	0.00	213	81	7.22	0.396	250	±4	247	±4	25.6	1.6	0.0490	3.1	25.3	1.6	0.0592	5.6	0.323	5.9	0.0395	1.6	0.28
ВК1	215	5	4.75	55	38	1.86	0.708	249	±5	255	±4	24.2	1.6	0.0700	5.0	25.4	2.2	0.0309	41.7	0.168	41.7	0.0394	2.2	0.05
ВК1	215	6	3.50	70	42	2.27	0.623	240	±4	245	±4	25.4	1.4	0.0632	5.7	26.3	1.8	0.0345	29.2	0.181	29.3	0.0380	1.8	0.06
ВК1	215	7	0.00	60	44	2.15	0.760	262	±4	258	±4	24.4	1.5	0.0531	5.8	24.1	1.7	0.0638	10.0	0.365	10.2	0.0415	1.7	0.16
ВК1	215	8	1.60	50	34	1.66	0.716	246	±7	251	±7	25.3	2.7	0.0501	8.7	25.7	2.8	0.0370	23.9	0.199	24.1	0.0390	2.8	0.12
ВК1	215	9	4.55	64	41	2.06	0.667	236	±5	245	±4	25.6	1.5	0.0590	5.4	26.8	2.1	0.0213	58.3	0.109	58.3	0.0373	2.1	0.04
ВК1	215	10	0.00	52	40	1.83	0.788	258	±5	245	±4	25.5	1.6	0.0588	6.5	24.5	2.1	0.0904	12.2	0.509	12.4	0.0408	2.1	0.17
ВК1	215	11	0.85	61	43	2.05	0.736	249	±6	251	±6	25.2	2.5	0.0520	10.4	25.4	2.6	0.0451	16.2	0.245	16.4	0.0393	2.6	0.16
ВК1	215	12	0.00	97	78	3.46	0.837	263	±4	263	±4	24.1	1.4	0.0475	4.8	24.0	1.4	0.0505	6.6	0.290	6.7	0.0416	1.4	0.21
РВ1	9	1	0.00	226	101	7.94	0.462	258	±3	255	±3	24.7	1.2	0.0534	3.0	24.5	1.2	0.0604	5.0	0.340	5.1	0.0408	1.2	0.24
РВ1	9	2	0.00	203	92	7.00	0.469	254	±3	254	±3	24.9	1.2	0.0532	3.2	24.9	1.2	0.0532	3.2	0.295	3.4	0.0402	1.2	0.35
РВ1	9	3	0.51	194	74	6.56	0.395	249	±3	249	±3	25.3	1.2	0.0549	3.3	25.4	1.2	0.0508	5.6	0.276	5.7	0.0394	1.2	0.22
РВ1	9	4	0.00	133	40	4.53	0.315	251	±3	246	±3	25.6	1.3	0.0545	4.1	25.2	1.4	0.0675	7.5	0.370	7.6	0.0397	1.4	0.19
РВ1	9	5	0.00	196	91	6.81	0.482	256	±3	255	±3	24.8	1.2	0.0477	3.4	24.7	1.2	0.0526	5.3	0.294	5.5	0.0405	1.2	0.23
РВ1	9	6	0.98	150	50	5.02	0.342	246	±3	247	±3	25.5	1.3	0.0555	3.6	25.7	1.4	0.0477	8.3	0.256	8.4	0.0389	1.4	0.16
РВ1	9	7	0.29	766	446	26.20	0.601	252	±3	253	±3	25.0	1.1	0.0509	1.7	25.1	1.1	0.0486	2.5	0.267	2.7	0.0399	1.1	0.40
РВ1	9	8	0.28	199	83	6.72	0.430	248	±6	248	±6	25.4	2.3	0.0533	9.4	25.5	2.3	0.0510	10.3	0.276	10.6	0.0392	2.3	0.22
РВ1	9	9	0.00	175	63	6.02	0.371	254	±6	251	±6	25.1	2.6	0.0537	3.7	24.9	2.6	0.0619	6.1	0.343	6.6	0.0402	2.6	0.39
РВ1	9	10	0.59	415	199	14.20	0.494	252	±3	253	±3	25.0	1.1	0.0508	2.3	25.1	1.1	0.0460	4.4	0.253	4.6	0.0398	1.1	0.25
РВ1	9	11	0.00	213	98	7.28	0.475	252	±3	252	±3	25.1	1.2	0.0510	3.3	25.1	1.2	0.0520	3.8	0.286	4.0	0.0399	1.2	0.30
РВ1	9	12	0.00	180	71	6.20	0.404	253	±3	251	±3	25.2	1.3	0.0500	7.2	25.0	1.4	0.0577	8.2	0.318	8.3	0.0400	1.4	0.17
РВ2	26	1	0.00	216	99	7.46	0.474	254	±3	252	±3	25.0	1.2	0.0531	3.3	24.8	1.3	0.0596	5.3	0.330	5.4	0.0403	1.3	0.24
РВ2	26	2	0.05	466	200	15.60	0.444	247	±4	248	±4	25.6	1.7	0.0482	2.3	25.6	1.7	0.0478	2.5	0.257	3.0	0.0390	1.7	0.56

Таблица 1. Продолжение

Скважина	Образец	Точка	$^{206}Pb_c$ (%)	U, г/т	Th, г/т	$^{206}Pb^*$, г/т	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		(2) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		Общ $^{238}U/^{206}Pb$	±1 σ%	Общ $^{207}Pb/^{206}Pb$	±1 σ%	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±1 σ%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±1 σ%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±1 σ%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±1 σ%	EC
PB2	26	3	1.07	233	94	8.15	0.418	257	±3	257	±3	24.3	1.2	0.0613	2.8	24.6	1.2	0.0527	6.4	0.296	6.5	0.0407	1.2	0.19
PB2	26	4	1.41	223	98	7.93	0.454	261	±3	264	±3	23.8	1.3	0.0529	3.0	24.2	1.3	0.0415	9.0	0.236	9.1	0.0413	1.3	0.15
PB2	26	5	0.77	177	66	6.06	0.383	251	±3	254	±3	24.9	1.3	0.0488	3.6	25.1	1.4	0.0426	7.8	0.234	7.9	0.0398	1.4	0.17
PB2	26	6	1.13	161	59	5.43	0.377	247	±3	250	±3	25.3	1.3	0.0525	3.7	25.6	1.3	0.0434	9.5	0.234	9.6	0.0391	1.3	0.14
PB2	26	7	0.08	173	60	5.91	0.356	252	±3	252	±3	25.1	1.2	0.0516	3.7	25.1	1.2	0.0510	4.1	0.280	4.3	0.0399	1.2	0.29
PB2	26	8	0.00	194	69	6.72	0.368	255	±3	253	±3	24.9	1.2	0.0528	3.4	24.8	1.2	0.0563	4.7	0.313	4.9	0.0404	1.2	0.25
PB2	26	9	0.49	201	85	6.93	0.435	254	±4	255	±4	24.8	1.6	0.0533	3.2	24.9	1.6	0.0494	5.5	0.274	5.7	0.0402	1.6	0.28
PB2	26	10	1.08	190	77	6.46	0.418	250	±3	252	±3	25.1	1.2	0.0526	3.5	25.3	1.3	0.0438	8.7	0.239	8.8	0.0395	1.3	0.15
CT1	1	1	0.00	714	601	25.80	0.869	266	±3	265	±3	23.8	1.1	0.0517	1.9	23.7	1.1	0.0536	2.4	0.311	2.6	0.0421	1.1	0.42
CT1	1	2	0.43	494	271	17.20	0.566	256	±3	254	±3	24.6	1.2	0.0605	2.0	24.7	1.2	0.0571	3.2	0.319	3.4	0.0405	1.2	0.35
CT1	1	3	0.00	547	328	18.80	0.619	253	±3	252	±3	25.2	1.1	0.0488	2.1	25.0	1.1	0.0553	3.6	0.305	3.7	0.0400	1.1	0.30
CT1	1	4	1.04	437	233	14.60	0.552	246	±5	248	±5	25.4	2.2	0.0539	2.5	25.7	2.2	0.0455	6.0	0.244	6.4	0.0390	2.2	0.35
CT1	1	5	0.00	363	206	12.40	0.588	251	±3	249	±3	25.3	1.2	0.0533	2.8	25.2	1.2	0.0576	4.1	0.316	4.3	0.0397	1.2	0.28
CT1	1	6	0.00	636	358	21.30	0.582	247	±3	247	±3	25.6	1.1	0.0486	2.7	25.6	1.1	0.0501	3.2	0.270	3.3	0.0391	1.1	0.34
CT1	1	7	0.78	430	280	14.40	0.673	246	±3	248	±3	25.5	1.2	0.0532	2.8	25.7	1.2	0.0469	5.9	0.252	6.0	0.0389	1.2	0.20
CT1	1	8	1.69	388	226	13.30	0.601	253	±3	254	±3	24.6	1.2	0.0595	2.7	25.0	1.3	0.0459	8.6	0.253	8.7	0.0400	1.3	0.15
CT1	1	9	0.62	709	486	25.20	0.708	262	±3	263	±3	24.0	1.1	0.0517	2.2	24.1	1.1	0.0467	4.2	0.267	4.3	0.0414	1.1	0.26
CT1	1	10	0.05	460	275	15.90	0.617	254	±5	254	±5	24.9	2.2	0.0531	2.8	24.9	2.2	0.0527	3.0	0.292	3.7	0.0402	2.2	0.58
ЦЕП1	683	1	2.52	236	99	7.76	0.434	242	±4	248	±3	25.5	1.4	0.0492	4.3	26.2	1.6	0.0285	23.8	0.150	23.8	0.0382	1.6	0.07
ЦЕП1	683	2	1.32	235	95	7.90	0.417	247	±4	251	±4	25.3	1.7	0.0491	3.2	25.6	1.8	0.0383	9.5	0.206	9.7	0.0391	1.8	0.19
ЦЕП1	683	3	0.06	215	87	7.30	0.415	249	±3	250	±3	25.3	1.2	0.0508	3.2	25.3	1.2	0.0503	3.5	0.274	3.7	0.0395	1.2	0.32
ЦЕП1	683	4	2.18	202	83	7.03	0.425	256	±4	258	±3	24.1	1.3	0.0626	3.0	24.7	1.4	0.0450	11.0	0.251	11.1	0.0405	1.4	0.13
ЦЕП1	683	5	0.00	305	139	10.40	0.471	251	±4	250	±4	25.2	1.6	0.0517	3.0	25.2	1.6	0.0534	3.7	0.292	4.0	0.0397	1.6	0.40
ЦЕП1	683	6	2.45	201	72	6.75	0.370	247	±3	251	±3	25.0	1.3	0.0573	3.4	25.6	1.4	0.0373	15.1	0.201	15.2	0.0391	1.4	0.09
ЦЕП1	683	7	0.68	427	253	14.50	0.611	250	±3	251	±3	25.1	1.1	0.0536	2.5	25.3	1.2	0.0481	4.8	0.262	5.0	0.0395	1.2	0.24
ЦЕП1	683	8	1.62	259	115	8.75	0.459	249	±3	250	±3	25.0	1.2	0.0590	3.1	25.4	1.3	0.0460	9.4	0.249	9.5	0.0393	1.3	0.14
ЦЕП1	683	9	1.00	343	180	11.70	0.542	250	±3	252	±3	25.0	1.2	0.0540	2.9	25.2	1.2	0.0459	6.8	0.251	6.9	0.0396	1.2	0.18

Таблица 1. Продолжение

Скважина	Образец	Точка	$^{206}Pb_c$ (%)	U, г/т	Th, г/т	$^{206}Pb^*$, г/т	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		(2) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		Общ $^{238}U/^{206}Pb$	±1 σ%	Общ $^{207}Pb/^{206}Pb$	±1 σ%	(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±1 σ%	EC
ЦЕП1	683	10	1.43	268	118	9.40	0.454	259	±4	262	±3	24.1	1.3	0.0519	3.3	24.4	1.4	0.0402	10.0	0.227	10.1	0.0409	1.4	0.14
ЦЕП1	683	11	0.00	246	107	8.40	0.448	251	±3	249	±3	25.3	1.3	0.0556	3.4	25.2	1.3	0.0581	4.4	0.318	4.6	0.0397	1.3	0.28
ЦЕП1	720	1	1.06	369	219	12.80	0.614	255	±5	257	±5					24.8	2.0	0.0452	7.8	0.251	8.0	0.0404	2.0	0.25
ЦЕП1	720	2	0.61	278	152	9.55	0.565	252	±2	253	±2					25.0	0.9	0.0498	7.2	0.274	7.3	0.0399	0.9	0.12
ЦЕП1	720	3	2.17	285	128	10.00	0.465	258	±8	262	±9					24.5	3.3	0.0388	17.5	0.219	17.8	0.0409	3.3	0.19
ЦЕП1	720	4	0.00	219	174	49.40	0.818	1500	±10	1503	±11					3.8	0.8	0.0916	1.7	3.307	1.9	0.2620	0.8	0.41
ЦЕП1	720	5	0.41	260	129	9.04	0.514	255	±6	256	±6					24.7	2.4	0.0504	6.4	0.281	6.8	0.0404	2.4	0.35
ЦЕП1	720	6	0.91	312	134	10.60	0.443	251	±5	253	±5					25.2	1.9	0.0439	8.8	0.240	9.0	0.0397	1.9	0.21
ЦЕП1	720	7	0.59	181	72	6.27	0.414	255	±2	255	±2					24.8	0.9	0.0530	8.2	0.295	8.2	0.0404	0.9	0.11
ЦЕП1	720	8	0.14	407	230	14.10	0.584	255	±2	255	±2					24.7	0.8	0.0515	4.1	0.287	4.1	0.0404	0.8	0.18
ЦЕП1	720	9	0.72	852	29	33.10	0.035	285	±2	286	±2					22.1	0.7	0.0501	4.1	0.312	4.2	0.0452	0.7	0.16
ЦЕП1	720	10	0.52	223	94	7.41	0.435	245	±4	243	±4					25.9	1.5	0.0572	15.7	0.305	15.8	0.0387	1.5	0.09
ЦЕП1	720	11	0.00	237	102	8.09	0.444	251	±6	250	±6					25.2	2.3	0.0569	5.6	0.312	6.1	0.0398	2.3	0.37
ЦЕП1	720	12	1.25	260	111	8.93	0.442	253	±5	256	±5					25.0	2.2	0.0414	11.9	0.228	12.1	0.0400	2.2	0.18
ЦЕП2	4	1	0.43	259	107	8.74	0.428	248	±2	248	±2					25.5	0.8	0.0512	4.3	0.277	4.3	0.0393	0.8	0.19
ЦЕП2	4	2	0.84	282	139	9.60	0.509	250	±3	251	±3					25.3	1.2	0.0488	5.3	0.267	5.4	0.0396	1.2	0.22
ЦЕП2	4	3	0.12	290	143	9.90	0.511	251	±2	252	±2					25.2	0.8	0.0484	3.1	0.265	3.2	0.0398	0.8	0.24
ЦЕП2	4	4	1.15	167	58	5.64	0.358	248	±3	250	±2					25.5	1.0	0.0458	8.3	0.248	8.3	0.0392	1.0	0.13
ЦЕП2	4	5	0.00	193	69	6.58	0.369	250	±3	250	±3					25.2	1.4	0.0517	5.4	0.282	5.5	0.0396	1.4	0.25
ЦЕП2	4	6	0.84	255	109	8.67	0.443	250	±2	252	±2					25.2	0.9	0.0462	6.2	0.252	6.2	0.0396	0.9	0.14
ЦЕП2	4	7	0.64	401	208	13.50	0.537	249	±3	249	±3					25.4	1.4	0.0507	4.0	0.275	4.2	0.0394	1.4	0.33
ЦЕП2	4	8	0.94	210	86	7.14	0.420	250	±3	252	±2					25.3	1.0	0.0435	7.2	0.237	7.3	0.0395	1.0	0.14
ЦЕП2	4	9	1.89	187	67	6.39	0.373	252	±6	254	±6					25.1	2.6	0.0426	10.7	0.234	11.0	0.0398	2.6	0.24
ЦЕП2	4	10	0.97	151	49	5.17	0.333	252	±3	254	±2					25.1	1.0	0.0424	8.8	0.233	8.9	0.0398	1.0	0.12
ЦЕП2	4	11	0.00	356	199	12.10	0.577	251	±3	250	±3					25.2	1.3	0.0519	2.3	0.284	2.6	0.0396	1.3	0.47
ЦЕП2	4	12	0.00	396	223	13.40	0.581	249	±2	247	±2					25.4	0.8	0.0572	4.0	0.311	4.0	0.0394	0.8	0.19
ЦЕП3	320	1	0.08	1166	649	39.20	0.575	248	±2	248	±2					25.5	0.6	0.0502	1.4	0.271	1.5	0.0391	0.6	0.41

Таблица 1. Окончание

Скважина	Образец	Точка	$^{206}Pb_c$ (%)	U, г/т	Th, г/т	$^{206}Pb^*$, г/т	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		(2) $^{206}Pb/^{238}U$ Возраст ± 1σ, млн лет		Общ $^{238}U/^{206}Pb$	±1 σ%	Общ $^{207}Pb/^{206}Pb$	±1 σ%	(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±1 σ%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±1 σ%	EC
ЦЕП3	320	2	0.05	257	111	8.67	0.445	248	±2	249	±2					25.5	0.8	0.0500	3.0	0.270	3.1	0.0393	0.8	0.26
ЦЕП3	320	3	0.23	330	150	11.10	0.470	248	±2	249	±2					25.5	0.8	0.0481	3.4	0.261	3.5	0.0393	0.8	0.22
ЦЕП3	320	4	0.30	271	129	9.08	0.492	247	±2	247	±2					25.6	0.9	0.0515	3.9	0.277	4.0	0.0390	0.9	0.23
ЦЕП3	320	5	0.34	223	87	7.51	0.402	248	±2	249	±2					25.5	0.9	0.0493	4.5	0.267	4.6	0.0392	0.9	0.19
ЦЕП3	320	6	0.14	363	175	12.10	0.497	245	±3	246	±3					25.8	1.3	0.0501	2.9	0.268	3.2	0.0388	1.3	0.41
ЦЕП3	320	7	0.54	268	114	9.09	0.440	250	±2	249	±2					25.3	0.8	0.0516	4.4	0.281	4.5	0.0395	0.8	0.18
ЦЕП3	320	8	0.19	273	116	9.14	0.438	247	±4	247	±4					25.7	1.6	0.0513	3.4	0.276	3.8	0.0390	1.6	0.42
ЦЕП3	320	9	0.75	201	75	6.78	0.385	248	±2	248	±2					25.5	0.9	0.0501	6.0	0.271	6.1	0.0392	0.9	0.15
ЦЕП3	320	10	0.43	185	63	6.20	0.353	247	±4	247	±4					25.6	1.6	0.0512	5.2	0.276	5.5	0.0391	1.6	0.30
ЦЕП3	320	11	0.34	190	62	6.54	0.338	253	±2	253	±2					25.0	0.9	0.0514	4.8	0.283	4.9	0.0400	0.9	0.19
ЦЕП3	320	12	0.81	197	68	6.66	0.355	249	±2	250	±2					25.4	0.9	0.0464	6.8	0.252	6.9	0.0393	0.9	0.14
ЦЕП4	290	1	0.30	287	118	9.70	0.426	249	±3	249	±3					25.4	1.3	0.0503	5.9	0.273	6.0	0.0394	1.3	0.21
ЦЕП4	290	2	0.76	300	131	10.30	0.453	252	±2	253	±2					25.1	0.9	0.0466	5.6	0.256	5.7	0.0398	0.9	0.17
ЦЕП4	290	3	0.09	318	152	10.70	0.494	247	±2	246	±2					25.6	0.8	0.0525	2.9	0.282	3.0	0.0390	0.8	0.26
ЦЕП4	290	4	0.00	216	81	7.28	0.389	248	±2	248	±2					25.5	0.9	0.0523	4.1	0.283	4.2	0.0392	0.9	0.22
ЦЕП4	290	5	1.73	150	49	5.09	0.339	250	±5	252	±5					25.3	2.0	0.0444	11.7	0.243	11.9	0.0396	2.0	0.17
ЦЕП4	290	6	0.71	238	90	8.11	0.392	251	±2	253	±2					25.2	0.9	0.0467	6.0	0.256	6.1	0.0398	0.9	0.15
ЦЕП4	290	7	0.00	246	94	8.28	0.394	248	±2	247	±2					25.5	0.9	0.0523	3.6	0.282	3.7	0.0392	0.9	0.23
ЦЕП4	290	8	0.33	183	67	6.22	0.379	250	±2	250	±2					25.3	1.0	0.0529	5.1	0.288	5.2	0.0396	1.0	0.19
ЦЕП4	290	9	0.00	637	362	21.50	0.587	249	±2	249	±2					25.4	0.7	0.0519	2.1	0.282	2.2	0.0394	0.7	0.32
ЦЕП4	290	10	0.36	230	103	7.75	0.462	248	±4	248	±4					25.5	1.5	0.0506	4.6	0.273	4.8	0.0392	1.5	0.30

Примечание. Положение скважин см. рис. 1. Глубина образцов приведена в табл. 2.

Погрешность измерений 1σ, Pb_c и Pb* – содержания общего и радиогенного свинца соответственно; ошибка стандартной калибровки – 0.24% (не включена в приведенные выше ошибки, но требуется при сравнении данных с разных калибровок).

EC = ($^{207}Pb^*/^{235}U$)/(1σ($^{207}Pb^*/^{235}U$)) / ($^{206}Pb^*/^{238}U$)/(1σ($^{206}Pb^*/^{238}U$)).

(1) Общий Pb с поправкой на измеренный ^{204}Pb.

(2) Общий Pb с поправкой на конкордию возраста $^{206}Pb/^{238}U$–$^{207}Pb/^{235}U$.

и оценку пустотного пространства. Определения минерального состава (для эффузивных пород – прежде всего состава фенокристов), анализа структуры и текстуры породы проводилось согласно рекомендациям Петрографического кодекса России [2008, 2009].

Определение концентрации петрогенных оксидов и некоторых микроэлементов в образцах исследуемых пород выполнено рентгенофлуоресцентным методом на вакуумном спектрометре последовательного действия, модель Axios mAX производства компании PANalytical. Анализ выполнен по методике [НСАМ 439-РС, 2015], обеспечивающей получение результатов III категории точности количественного анализа – по [ОСТ 41-08-205-04, 2004] в лаборатории ИГЕМ (аналитик А.И. Якушев). Данная категория точности применяется для массового анализа проб минеральных веществ, подсчете запасов месторождений полезных ископаемых и контрольных анализов.

Определение элементного состава методом индуктивно связанной плазмы (ICP-MS) проводилось по методике [НСАМ 499-АЭС/МС, 2015] в лаборатории ИПТМ РАН (аналитик В.К. Карандашев). Некоторые результаты рентгенофлуоресцентного анализа и ICP-MS приведены в табл. 2 и 3 соответственно.

Анализ геохимических данных выполнялся для уточнения состава и классификации пород, выявления степени вторичных изменений, обоснования генезиса и принадлежности к геодинамической обстановке. При этом использовались соответствующие методические пособия и рекомендации [Короновский, Демина, 2011; Петрографический ..., 2008, 2009; Практическая ..., 2017; Скляров и др., 2001; Фролова, Бурикова, 1997]. По соотношениям содержаний кремнезема (SiO_2) и суммы оксидов калия и натрия ($Na_2O + K_2O$) уточнялись типы пермско-триасовых вулканических пород на основе классификационной TAS-диаграммы [Петрографический ..., 2009]. Для определения

Таблица 2. Состав вулканических пород по результатам рентгенофлуоресцентного анализа

Скважина	Образец	Глубина, м	ППП	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3 общ.	P_2O_5	S
			мас. %											
ВЕП1	13	3067.70	6.77	1.78	4.68	11.8	52.66	0.18	9.76	1.27	0.15	10.25	0.33	0.09
ВК1	215	3690.40	2.16	2.22	1.07	13.14	65.59	6.15	2.82	0.91	0.23	4.73	0.27	0.03
ВЛВ1	409	2992.75	1.02	2.65	0.25	11.71	74.47	5.28	0.61	0.36	0.06	3.29	0.02	< 0.02
ПС1	1	2817.97	8.43	0.41	1.32	11.85	65.44	3.97	5.23	0.25	0.09	2.75	0.03	< 0.02
РВ1	9	2737.03	0.66	2.84	0.13	11.41	73.22	5.54	2.41	0.38	0.12	2.91	0.03	0.02
РВ2	26	2693.46	1.60	3.56	0.26	12.39	71.58	5.08	1.74	0.37	0.04	3.02	0.02	< 0.02
РВ4	7	2704.75	6.51	0.86	1.79	14.36	62.79	3.76	0.82	0.34	0.03	8.29	0.02	0.02
РКП1	10	2938.16	1.65	0.63	0.18	8.02	82.07	4.15	0.08	0.22	0.08	2.64	0.02	0.02
РКП2	5	2815.65	3.19	0.32	0.63	13.17	74.04	3.45	0.08	0.49	0.07	4.21	0.03	< 0.02
СТ1	1	2961.75	6.17	0.48	0.76	11.96	62.78	3.03	9.38	0.6	0.28	4.21	0.05	0.04
СТ2	4	3201.19	2.58	5.18	4.59	14.98	49.06	0.12	7.64	1.64	0.21	13.58	0.29	< 0.02
ЦЕП1	683	2934.71	3.18	0.42	0.28	15.81	74.33	4.37	0.07	0.39	0.00	0.74	0.07	<0.02
ЦЕП1	703	3041.64	3.26	0.36	0.95	16.05	68.04	4.25	0.24	0.35	0.09	5.85	0.02	0.16
ЦЕП1	720	3170.23	2.03	2.97	0.16	12.24	70.04	5.13	1.09	0.47	0.14	5.05	0.03	0.37
ЦЕП2	4	2985.11	3.30	1.31	1.12	13.85	73.68	4.39	0.19	0.38	0.017	1.32	0.03	<0.02
ЦЕП3	320	3018.29	0.49	6.87	0.06	14.92	72.07	1.07	1.26	0.31	0.07	2.48	0.02	< 0.02
ЦЕП4	290	3456.83	2.54	3.61	0.51	11.33	71.43	4.34	0.93	0.35	0.17	4.43	0.02	< 0.02
ЦЕП5	274	2962.07	7.07	2.10	0.39	13.38	56.15	3.81	7.08	0.84	0.37	8.02	0.18	< 0.02
ЦЕП5	319	3155.20	1.25	2.96	<0.10	12.53	73.57	6.20	0.07	0.33	0.03	1.99	0.02	0.73

Таблица 3. Микроэлементный состав вулканических пород по результатам анализа ICP-MS

Скв - обр.	ВЕП1-13	ВК1-215	ВЛВ1-409	ПС1-1	РВ1-9	РВ2-26	РВ4-7	РКП1-10	РКП2-5	СТ1-1	СТ2-4	ЦЕП1-683	ЦЕП1-703	ЦЕП1-720	ЦЕП3-320	ЦЕП4-290	ЦЕП5-274	ЦЕП5-319
Элемент, г/т																		
Li	6.96	42.10	13.42	19.64	25.60	20.35	53.16	68.75	34.20	14.93	6.89	17.56	55.57	20.65	47.38	11.10	33.46	25.39
Be	1.01	3.92	2.97	5.23	6.52	3.55	7.97	4.96	15.84	2.65	0.40	5.09	8.06	3.16	8.35	5.27	3.56	15.85
Sc	27.06	9.88	2.20	3.51	3.67	3.61	1.76	1.43	7.04	11.08	32.71	1.18	1.00	1.98	0.98	1.28	27.38	1.26
V	207.61	28.85	5.57	13.84	4.11	2.88	9.39	3.73	14.61	22.59	355.50	<ПО	5.12	43.67	1.23	1.68	8.46	<ПО
Cr	157.83	1.29	1.00	4.01	2.98	1.83	1.55	<ПО	12.74	2.88	12.86	1.85	<ПО	1.93	1.77	2.41	<ПО	<ПО
Co	51.47	33.39	35.90	13.84	36.18	24.71	28.95	50.31	9.28	15.49	59.56	25.37	8.74	36.99	30.74	46.72	19.05	77.47
Ni	78.05	<ПО	<ПО	4.11	1.66	<ПО	2.82	1.07	9.31	<ПО	12.35	2.05	<ПО	2.93	<ПО	<ПО	1.10	<ПО
Cu	54.00	13.40	6.66	4.46	8.78	7.99	8.96	11.90	14.11	11.60	41.09	9.04	8.24	9.69	7.34	6.80	3.46	18.82
Zn	93.93	120.44	130.58	36.39	239.15	147.03	38.99	104.28	156.06	59.54	92.07	45.48	185.32	181.18	125.09	111.89	136.99	165.14
Ga	14.61	23.91	17.95	17.14	18.30	19.37	29.14	13.89	24.46	17.22	16.83	20.69	24.88	24.53	19.51	21.37	21.85	12.49
As	<ПО	1.56	<ПО	0.55	<ПО	0.65	10.19	1.23	3.88	1.76	4.22	5.60	4.65	6.94	<ПО	<ПО	<ПО	0.90
Se	<ПО	<2	<2	<ПО	<2.3	<3.3	3.89	<2	<3	<ПО	<ПО	<4	<1.7	7.24	<3	<2.5	<ПО	<1.7
Rb	3.07	208.22	141.15	216.92	157.63	124.73	202.17	127.90	160.89	88.96	1.62	176.11	180.42	131.66	37.41	137.58	74.43	142.90
Sr	502.11	572.50	26.50	333.37	27.40	21.96	158.31	21.75	37.64	418.88	177.59	87.66	17.84	32.02	101.40	24.17	124.33	20.73
Y	28.44	70.65	95.48	31.46	91.22	103.85	151.33	74.82	103.22	49.07	22.86	168.99	124.87	97.58	104.91	111.14	52.66	102.48
Zr	131.02	408.06	845.19	138.21	579.65	612.69	773.37	522.39	796.97	392.32	49.17	1073.76	888.29	586.26	698.57	705.68	264.06	683.28
Nb	7.65	35.36	44.65	16.18	43.31	44.78	52.55	28.04	51.43	17.62	2.85	68.04	52.65	43.21	42.62	46.16	20.17	43.06
Mo	1.49	1.29	1.51	1.16	0.97	2.22	12.05	0.73	2.86	2.28	1.04	0.52	2.72	0.58	1.24	2.49	0.17	6.47
Ag	<ПО	0.12	0.19	<ПО	0.26	0.13	0.12	0.08	<ПО	0.11	0.05	0.08	0.20	0.08	0.10	0.13	<ПО	0.25
Sn	1.44	3.46	5.17	2.84	5.37	5.21	7.57	5.32	6.29	1.97	1.01	8.43	5.16	4.39	4.82	7.13	2.16	4.02
Sb	<ПО	0.92	0.43	0.32	0.63	0.42	3.89	1.15	1.65	1.02	0.29	0.96	0.44	3.67	0.40	0.82	0.31	0.98
Cs	0.29	4.00	1.27	4.65	1.88	1.47	9.27	2.58	10.66	4.79	0.92	10.72	5.73	12.82	1.09	1.77	2.03	1.74
Ba	177.85	3155.04	503.21	444.95	422.74	493.63	151.77	331.66	318.57	232.12	52.57	80.84	73.80	361.81	84.01	253.36	3235.25	450.00
La	19.22	78.20	105.08	62.59	92.34	102.13	106.03	70.13	125.10	66.44	3.54	232.76	18.11	99.81	104.26	106.03	44.00	89.61
Ce	43.74	170.29	217.75	116.51	199.26	218.60	227.17	150.90	274.03	120.89	9.70	418.48	56.48	218.27	226.16	228.92	100.32	193.67
Pr	5.50	20.21	25.65	14.09	22.66	25.99	26.57	17.18	30.79	15.19	1.53	50.55	6.80	26.09	26.07	27.37	12.43	22.01
Nd	24.20	76.87	99.26	48.46	90.39	100.49	102.69	69.91	121.19	58.39	8.95	185.70	27.31	103.80	100.31	106.74	53.00	86.69
Sm	5.26	14.61	18.52	7.92	17.58	19.86	19.98	13.85	23.15	11.80	2.96	33.13	7.53	20.23	20.04	20.55	11.18	17.34
Eu	1.47	2.98	1.43	0.55	1.88	2.01	1.19	1.31	2.52	2.61	1.35	2.26	0.81	2.49	1.54	1.95	6.28	1.78
Gd	5.11	11.91	15.59	5.48	15.02	16.70	17.59	12.52	18.99	9.59	3.74	27.13	10.73	16.70	17.70	17.47	9.90	15.48
Tb	0.76	1.91	2.60	0.83	2.37	2.62	3.00	2.02	2.79	1.43	0.63	4.33	2.64	2.50	2.78	2.73	1.48	2.55

Таблица 3. Окончание

Скв - обр.	ВЕП1-13	ВК1-215	ВЛВ1-409	ПС1-1	РВ1-9	РВ2-26	РВ4-7	РКП1-10	РКП2-5	СТ1-1	СТ2-4	ЦЕП1-683	ЦЕП1-703	ЦЕП1-720	ЦЕП3-320	ЦЕП4-290	ЦЕП5-274	ЦЕП5-319
Элемент, г/т																		
Dy	4.70	11.55	16.34	5.12	15.47	17.07	22.94	12.79	17.48	8.46	4.19	28.43	19.56	16.08	17.42	18.14	9.04	16.63
Ho	0.97	2.42	3.45	1.02	3.14	3.55	5.38	2.70	3.74	1.70	0.87	5.66	4.24	3.35	3.51	3.80	1.77	3.43
Er	2.94	7.14	10.41	3.19	9.14	10.57	17.39	7.80	10.93	5.02	2.40	16.50	13.27	9.80	10.45	11.41	5.24	10.79
Tm	0.40	1.12	1.59	0.48	1.34	1.54	2.62	1.18	1.63	0.75	0.33	2.37	1.95	1.44	1.49	1.64	0.73	1.57
Yb	2.79	7.43	10.76	3.32	9.17	10.60	17.36	8.22	11.20	5.23	2.20	16.03	13.09	10.19	10.26	11.28	5.06	10.81
Lu	0.42	1.14	1.55	0.49	1.35	1.52	2.48	1.22	1.59	0.77	0.31	2.22	1.95	1.52	1.44	1.62	0.78	1.64
Hf	3.22	10.82	20.14	4.73	15.17	16.26	20.29	13.54	18.68	9.46	1.57	26.39	20.83	14.85	17.97	18.21	6.22	17.13
Ta	0.50	1.89	2.64	1.37	2.71	2.67	3.39	2.10	2.69	1.10	0.39	4.01	2.83	2.66	2.77	2.88	1.12	2.76
W	110.59	294.13	307.60	112.93	334.44	224.85	192.10	424.48	34.49	127.33	212.17	307.45	98.60	375.67	323.37	418.17	102.07	627.84
Pb	5.19	45.17	21.04	22.41	50.23	24.45	12.41	17.36	43.51	47.11	1.17	34.95	45.01	29.40	41.61	39.20	12.32	25.85
Th	1.43	12.12	18.64	36.04	17.20	18.72	25.06	11.98	22.70	11.29	0.35	26.04	19.48	14.63	18.79	17.31	5.32	15.06
U	0.62	3.71	4.64	9.72	7.18	6.61	9.34	4.22	5.54	4.56	0.22	12.01	7.39	4.39	6.30	6.66	1.83	5.43

геодинамической обстановки формирования пород и источника магмы проводился анализ бинарных диаграмм по петрогенным элементам и спайдерграмм распределения редкоземельных и литофильных элементов, нормированных на их стандартные содержания в хондрите CI или примитивной мантии соответственно (нормировочные составы – по [Sun, McDonough, 1989]). Выводы о геодинамической обстановке формирования исследуемых пород строились на основании совокупности следующих факторов: структурной приуроченности вулканитов, палеогеографических условий вулканизма, геохимических признаков и выявления закономерностей в истории и этапности развития региона.

Исследования фильтрационно-емкостных свойств вулканических пород кислого состава проводились на стандартных цилиндрических образцах (диаметром и длиной 30 мм, изготовленных в соответствии с ГОСТ 26450.0-85 [Породы ..., 1985]) керна в петрофизической лаборатории МГУ (А.Г. Калмыков, Р.А. Хамидуллин), согласно ГОСТ 26450.1-85 и ГОСТ 26450.2-85 [Породы ..., 1985]. В качестве насыщающей жидкости для образцов использовался керосин.

Расчленение разреза пермско-триасовых кислых вулканитов на слои, представленные определенными петротипами, проведено по комплексу петрографических и геохимических данных при сопоставлении с каротажными кривыми. В качестве наиболее информативных методов геофизического каротажа для этих задач послужили гамма (GR), нейтронный (NKT), боковой (BK), индукционный (IK), плотностной (RHOB) и акустический (DT) каротажи.

По комплексу проанализированных керновых, каротажных и сейсмических данных установлены мощность, протяженность и пространственное взаиморасположение вулканогенных тел, сложенных различными петротипами кислых вулканитов.

Анализ распространения структур, к которым приурочены пермско-триасовые вулканогенные образования, основывался на полученных выводах об особенностях их формирования (петрохимических и геодинамических), с опорой на скважинные и сейсмические данные. По сейсмическим разрезам проведена детальная корреляция кровли ДЮК в пределах территории исследований. Полученная структурная поверхность послужила основой для анализа морфологии комплекса и выявления разломов. Кроме того, на материалах сейсморазведки 2D и 3D выявлялись особенности волнового поля (в том числе атрибутный анализ),

проводился анализ временных толщин и морфологии сейсмокомплексов (“сейсмических образов”) [Нежданов, 2004]. По анализу профилей разного простирания детально закартированы разломы, в том числе те, что разграничивают структуры с разной морфологией. По изменению волнового поля и появлению крутопадающих слоев в пределах отрицательных структур были выделены грабены. Породные комплексы, заполняющие грабены, определены по скважинным данным (керн и геофизический каротаж), с учетом ранее полученных данных о составе ДЮК на территории исследований [Беккина, 2010; Бочкарев и др., 2003, 2009а, 2009б; Вещественный ..., 2004; Казаков и др., 2002; Сараев и др., 2011; Сурков, Жеро, 1981; Цимбалюк и др., 2016ф[1]; Хотылев и др., 2021; Шадрина, 2012, 2018; Шкутова, 1970; Яковлева и др., 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ

На исследуемой территории во всех доступных для изучения скважинах разрезы пермско-триасовых пород представлены вулканическими породами кислого или основного состава. Кроме того, в литературе отмечаются разрезы, сложенные преимущественно терригенными породами

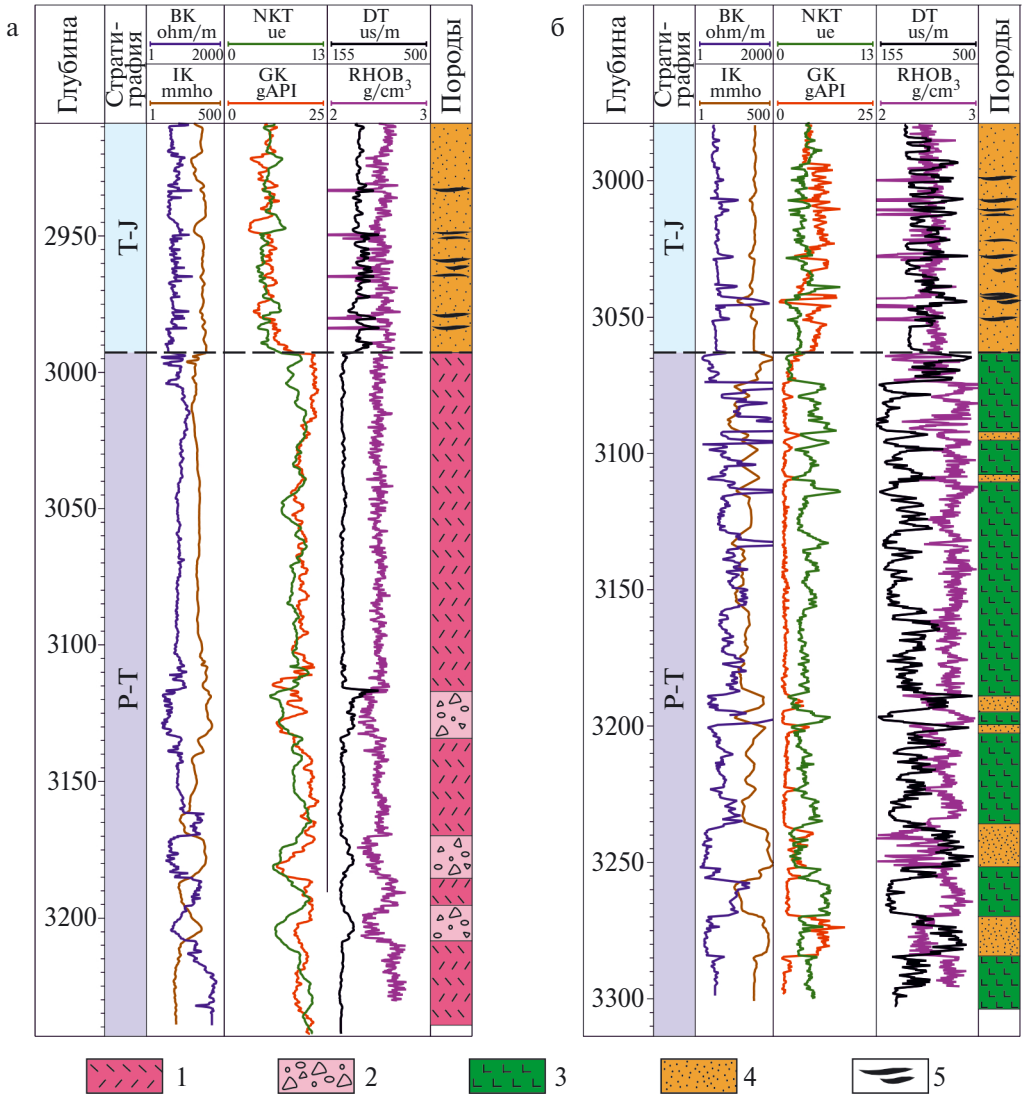

Рис. 2. Принципиальное строение пермско-триасовых вулканогенных образований и выраженность на ГИС: кислых вулканических пород (а) и базальтов (б). Методы геофизического каротажа: GR – гамма, NKT – нейтронный, BK – боковой, IK – индукционный, RHOB – плотностной, DT – акустический.
1 – лавы кислого состава; 2 – туфы кислого состава; 3 – базальты; 4 – терригенные породы; 5 – прослои углей.

[Триас ..., 2001; Государственная ..., 2009; Киричкова, 2011], что подтверждается единичными определениями триасовых палиноморф [Государственная ..., 2009]. Однако, в пределах Фроловской мегавдины и на сопряженных структурах эти породы, вероятно, играют резко подчиненную роль.

Кислые вулканиты. Сложенные ими толщи представлены сериями лав, мощностью до 200 м, и маломощных (5–25, редко до 50 м) вулканогенно-обломочных образований (туфов) с единичными, спорадически развитыми, прослоями (0.1–1 м) песчано-алевролитовых и глинистых пород с примесью туфогенного материала. По ГИС пермско-триасовые лавы кислого состава однозначно отделяются от вышележащих триасовых и юрских терригенных пород по высоким значениям радиоактивности, сопротивления, нейтронного каротажа, пониженным значениям акустического каротажа и объемной плотности пород (рис. 2). Туфы кислого состава, по сравнению с лавами, обладают более низкими значениями плотности, нейтронного и акустического каротажей, и по своим каротажным характеристикам приближены к триасовым и юрским терригенным отложениям.

Породы основного состава представлены преимущественно эффузивными образованиями, базальтами, с прослоями терригенных пород. В отличии от кислых вулканитов базальты обладают значительно большими значениями объемной плотности пород и крайне низкими значениями радиоактивности, хотя также отделяются от перекрывающих терригенных отложения по высоким значениям сопротивения и нейтронного каротажа (см. рис. 2).

Распространение вулканитов

Все изученные нами кислые вулканиты распространены исключительно в пределах грабенов различного простирания. При этом большинство грабенов северо-западной ориентировки характеризуется преимущественно кислым составом вулканитов, тогда как в грабенах северо-восточного простирания встречены только базальты.

Базальты не имеют строгой приуроченности к пониженным структурам и часто слагают

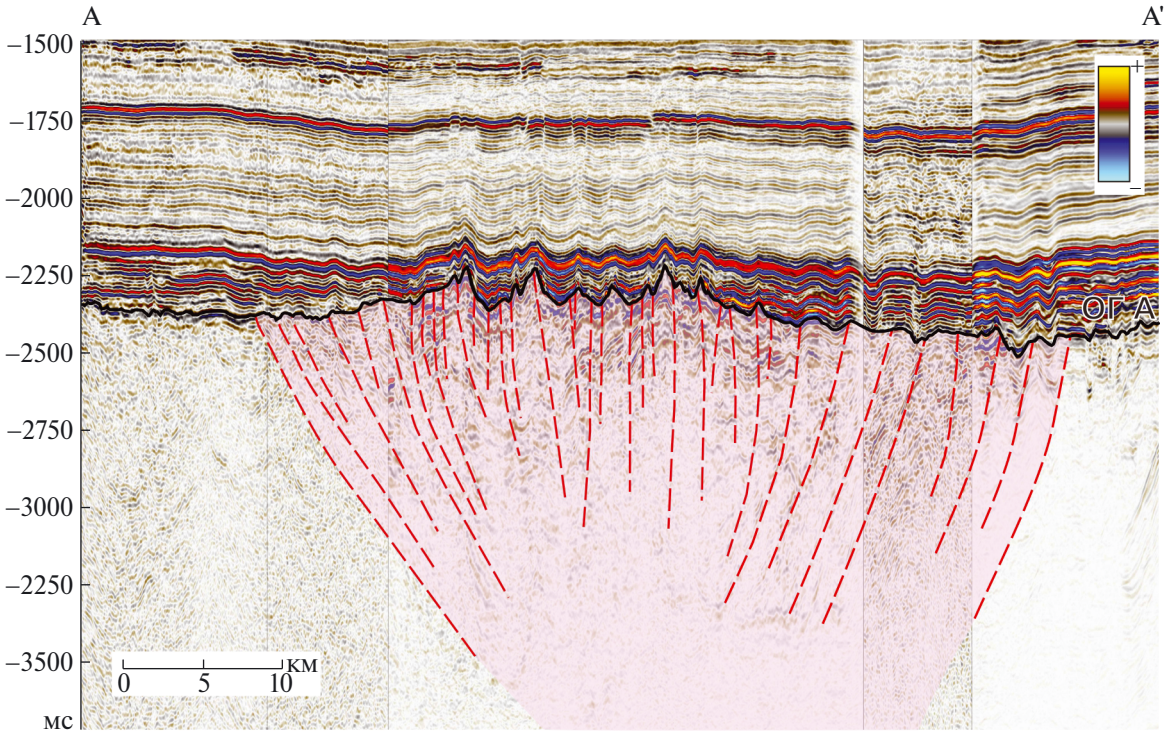

Рис. 3. Выражение пермско-триасового Рогожниковско-Назымского грабена на сейсмическом профиле. А–А’ показано на рис. 1. Красными пунктирными линиями нарисованы предполагаемые разломы, возникшие в результате образования грабенов и последующих блоковых дислокаций.

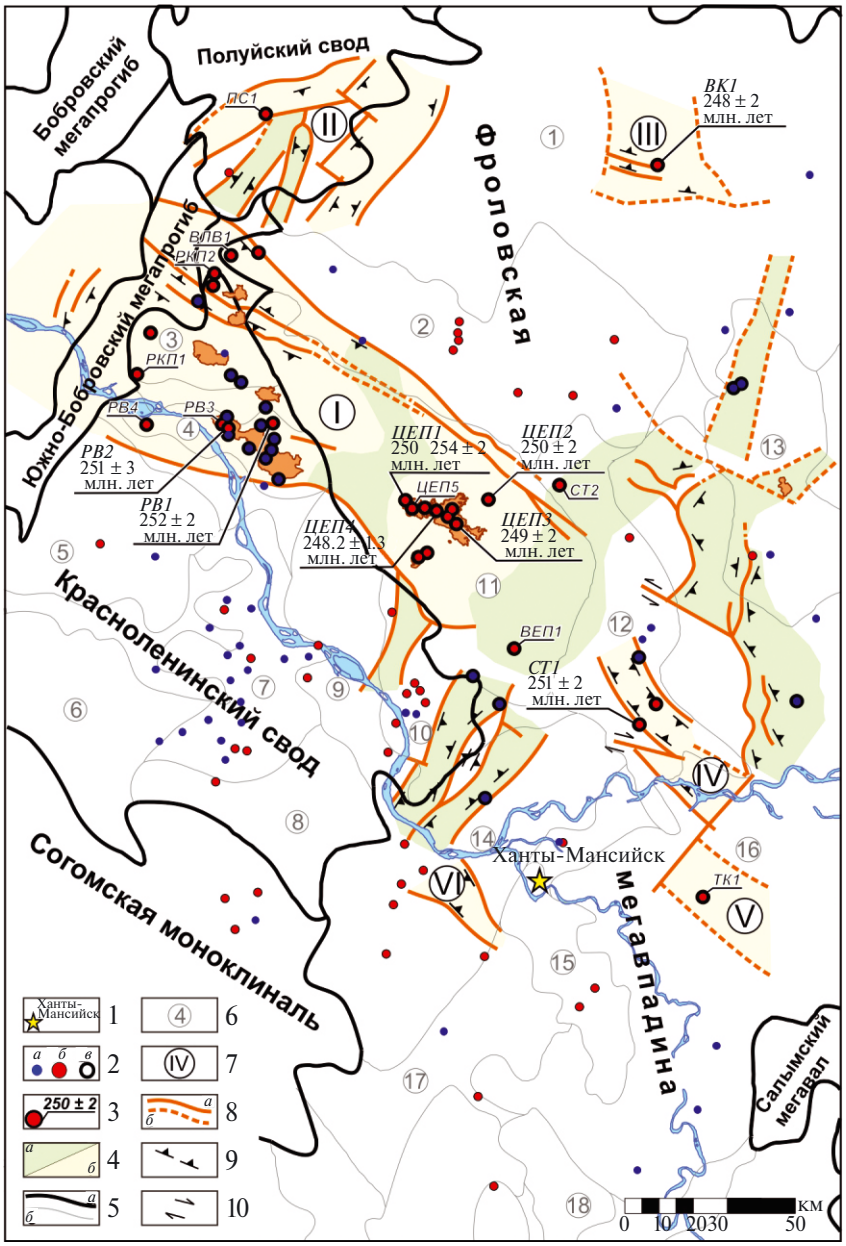

Рис. 4. Карта, отражающая распространение и состав пермско-триасовых вулканитов.
1 – города; 2 – скважины: *а* – с ГИС, *б* – с ГИС и изученным керном, *в* – в которых обнаружен P-T комплекс; 3 – скважины с определениями U–Pb возраста; 4 – P-T вулканические породы основного состава (*а*) и кислого состава (*б*); 5 – границы структурных элементов 1-го порядка (*а*) и 2-го порядка (*б*); 6 – названия структурных элементов (см. рис. 1); 7 – откартированные грабены: I – Рогожниковско-Назымский, II – Полуйские, III – Вынглорский, IV – Сыньеганский, V – Тундринский, VI – Южно-Елизаровский; 8 –разрывные нарушения (а) и предполагаемые разрывные нарушения (б); 9 – элементы залегания; 10 – направления смещений.

покровы. Это может объясняться разной глубинностью областей магмогенерации в ослабленных зонах различной ориентировки или разным временем раскрытия рифтов. В зоне сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы базальты залегают выше кислых вулканитов.

Вулканогенная толща в пределах грабенов на сейсмических профилях характеризуется серией наклонно залегающих отражающих поверхностей, образующих отрицательную структуру (рис. 3). Сопоставление материалов изучения керна, каротажа и сейсмических данных

показало, что наличие слоистой картины волнового поля обусловлено чередованием пород с различной акустической жесткостью: лав, туфов и вулканогенно-осалочных пород.

Толща вулканитов в грабенах повсеместно осложнена многочисленными крутопадающими разломами с амплитудами смещения до 100 м (чаще – десятки метров). Как правило, наиболее выражена система разрывных нарушений северо-западного простирания. Некоторые из разломов прослеживаются до кровли триасово-нижнеюрских грубообломочных отложений. По разломам на границах структур вулканиты граничат с разновозрастными образованиями фундамента.

Подошва вулканогенных образований в центральных частях грабенообразных структур не вскрыта скважинами и не визуализируется посредством имеющихся материалов сейморазведки. Однако по сейсмическим данным можно грубо оценить мощность вулканитов, и эта величина составляет более 1 км. Ширина грабенов варьируется от 5 до 70 км, при простирании до 200 км и более.

За счет привлечения большого количества сейсмических данных нам удалось уточнить границы относительно крупного Рогожниковско-Назымского грабена (шириной 70 км и протяженностью 200 км) северо-западной ориентировки, занимающий площадь до 20 тыс. км^2, расположенного на территории Елизаровского прогиба, Рогожниковского вала и Рогожниковского куполовидного поднятия (см. рис. 3, рис. 4). Также обнаружены более мелкие грабенообразные структуры: в пределах Полуйского свода, западного борта и центральной части Вынглорской котловины, в зоне сочленения Сыньеганской террасы, Тундринской котловины и Туманного вала, в центральной и северо-западной частях Южно-Елизаровского прогиба, а также в пределах Галяновского выступа (см. рис. 4).

Возраст пород

Определения возраста U–Pb изотопным методом выполнены для пород кислого состава. Для образцов, отобранных из центральной части Елизаровского прогиба (4 скв.), Рогожниковского вала (2 скв.), Вынглорской котловины (1 скв.) и Сыньеганской террасы (1 скв.), были получены конкордантные U–Pb возрасты в диапазоне от 254 ± 2 до 248 ± 2 млн лет, что соответствует поздней перми – раннему триасу (см. табл. 1). С учетом доверительных интервалов датировок общая продолжительность магматизма может быть оценена не менее чем 2.5 млн лет.

Таким образом, все датированные кислые вулканиты отвечают единому сравнительно кратковременному этапу вулканизма, который имел место на рубеже перми-триаса, что подтверждается другими многочисленными датировками рифтогенных вулканитов Западно-Сибирской плиты [Бочкарев и др., 2010; Коровина и др., 2009; Чирков и др., 2016; Яковлева и др., 2017]. Возраст этого этапа соответствует возрасту траппов Сибирской платформы [Burgess, Bowring, 2015].

Петрохимическая характеристика

Кислые вулканиты. Преобладающее большинство исследованных образцов по классификационной диаграмме TAS соответствует кислым вулканическим породам нормально-щелочного и умеренно-щелочного ряда: дацитам и риолитам (рис. 5). Учитывая непрерывный ряд составов кислых вулканических пород от дацитов до риолитов, применительно к ним будет использоваться термин “риодациты”. Исключение составляют верхние интервалы разрезов единичных скважин в центральной части Елизаровского прогиба, выделенные в отдельную группу “андезидациты”, где значительная часть фигуративных точек на диаграмме отличается пониженным содержанием SiO_2, образуя непрерывный тренд от андезибазальтов к дацитам с преобладанием кислых пород в нижней части разрезов.

Кислые вулканиты относятся к калиевому типу щелочности, преобладающая часть изученных образцов отвечает высококалиевой серии, по [Le Maitre et al., 1989], при подчиненном количестве вулканитов умереннокалиевой серии. Содержания остальных петрогенных элементов в большинстве анализов стандартны для кислых вулканитов: TiO_2 <0.5%, Al_2O_3 = 10–15%, MgO <0.5%, MnO <0.2, FeO <5%, в ряде проб отмечаются повышенные содержания MgO, TiO_2, Fe O. С увеличением концентрации SiO_2 содержания остальных петрогенных оксидов закономерно уменьшаются. Концентрация CaO в большинстве анализов не превышает 1%, однако в отдельных случаях достигает 8%, что связано с развитием вторичных кальцита и сидерита. Средние и умеренно-кислые вулканиты отличаются от основной массы повышенным содержанием TiO_2 (0.5–1%), MnO (0.2–0.4%), FeO (5–10%) и MgO (0.4–0.6%).

Породы основного состава в изученных образцах из зоны сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы соответствуют базальтам нормальной щелочности. Из-за ограниченной выборки образцов более детально базальты не изучались.

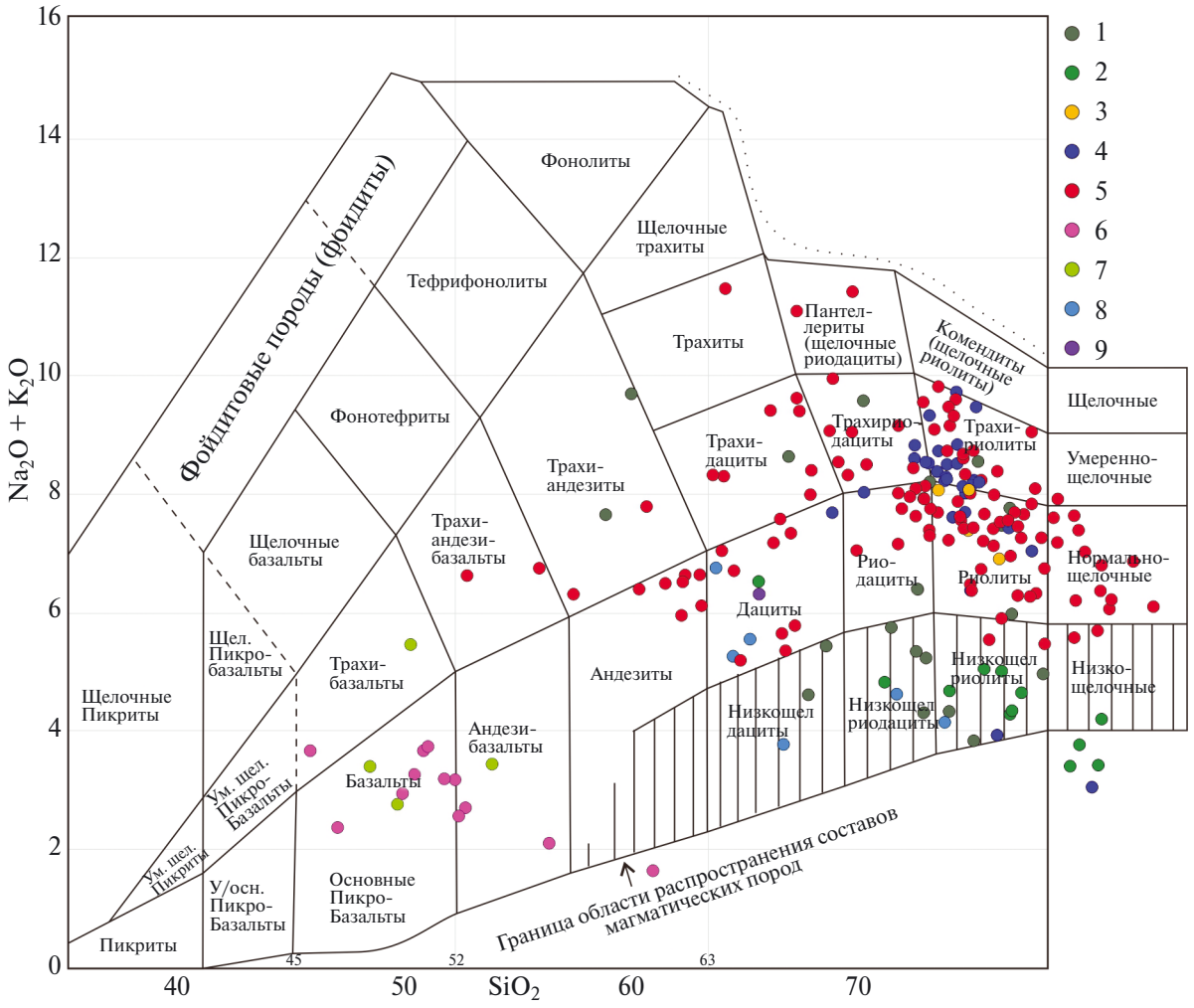

Рис. 5. TAS-диаграмма изученных вулканических пород [Петрографический ..., 2008].
1 – Вынглорская котловина; 2 – Полуйский свод; 3 – Верхнеляминский вал (западная часть); 4 – Рогожниковское куполовидное поднятие, Рогожниковский вал; 5 – Елизаровский прогиб (центральная часть); 6 – Елизаровский прогиб (восточная часть); 7 – зона сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы; 8 – Сыньеганская терраса; 9 – Тундринская котловина.

Геодинамические обстановки формирования

Кислые вулканиты. Совокупность геохимических признаков и U–Pb возрастов кислых вулканитов указывает на их принадлежность к единому пермско-триасовому этапу магматизма и формирование в единой геодинамической обстановке постколлизионного рифтогенеза и связано с плавлением разогретой континентальной коры. С учетом современных представлений [Скляров и др., 2001; Короновский, Демина, 2011; Фролова, Бурикова, 1997; Практическая ..., 2017] на это указывает: 1) преобладание кислых вулканитов близких по составу и их повышенная щелочность; 2) реликтовые признаки надсубдукционных обстановок, преобладающих в герцинский этап на территории современной Западной Сибири – обеднение Ta и Nb, обогащение Pb; 3) обогащение всеми несовместимыми элементами даже по сравнению с верхней континентальной корой (рис. 6). В риодацитах Тундринской котловины наблюдается обеднение средними и тяжелыми РЗЭ, что может свидетельствовать о примеси мантийных магм.

Вулканиты верхней части разреза единичных скважин центральной части Елизаровского прогиба, представленные андезидацитами, характеризуются более основным составом, и по распределению элементов-примесей отличаются от остальной массы, демонстрируя меньшее обогащение несовместимыми элементами в целом, а также максимум по Eu и Ba (рис. 7). Относительное обогащение Eu может быть связано с извержением

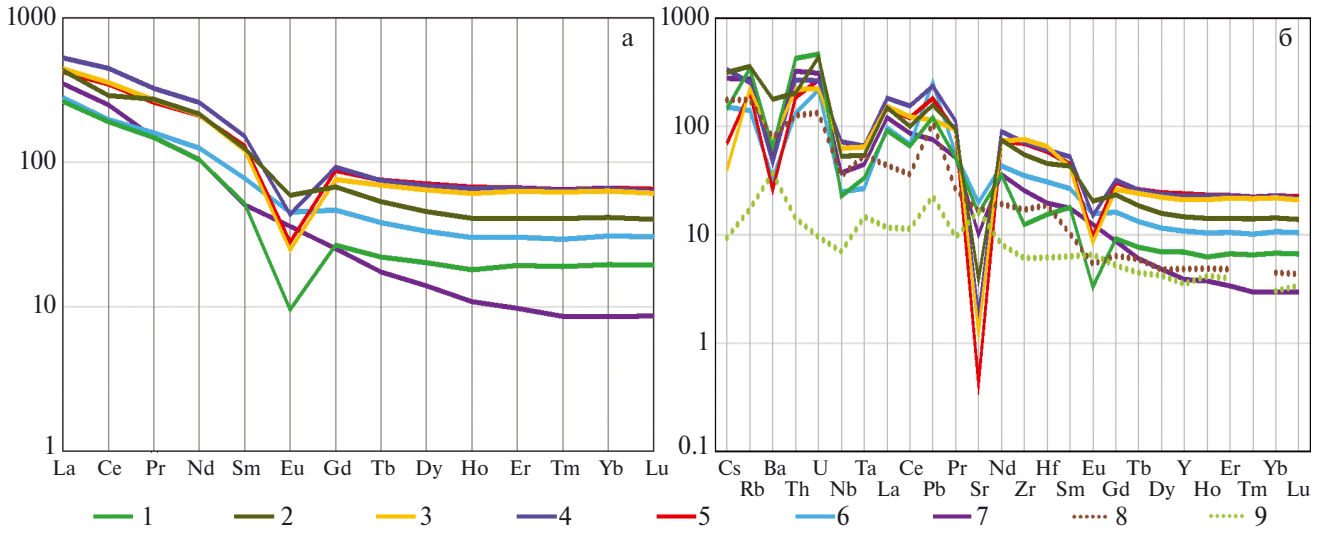

Рис. 6. Характерные мультиэлементные диаграммы для кислых вулканических пород различных районов территории исследования: редкоземельные элементы (а), элементы-примеси (б). Нормировано к хондриту C1 и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989] соответственно.
Разноцветные сплошные линии соответствуют различным районам территории исследования: 1 – Полуйский свод; 2 – Вынглорская котловина; 3 – Верхнеляминский вал (западная часть); 4 – Рогожниковское куполовидное поднятие, Рогожниковский вал; 5 – Елизаровский прогиб (центральная часть); 6 – Сыньеганская терраса; 7 – Тундринская котловина. Пунктирные линии соответствуют: 8 – верхняя кора; 9 – нижняя кора.

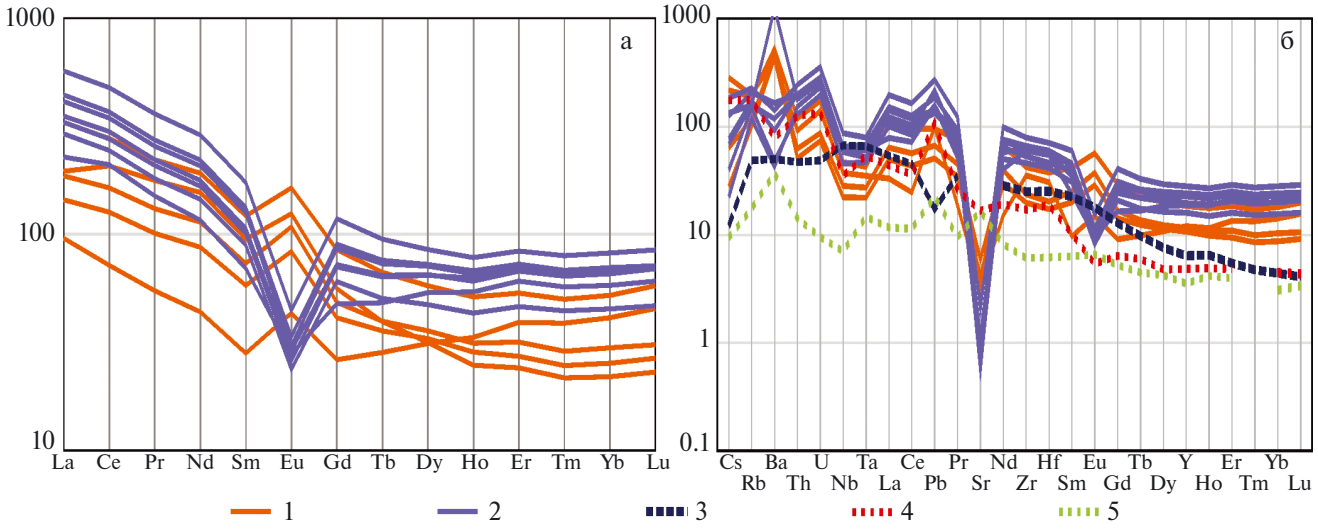

Рис. 7. Мультиэлементные диаграммы для вулканических пород центральной части Елизаровского прогиба: редкоземельные элементы (а), элементы-примеси (б). Нормировано к хондриту C1 и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989] соответственно.
Разноцветные сплошные линии соответствуют породам различного состава: 1 – андезидациты; 2 – риодациты. Пунктирные линии соответствуют: 3 – базальты океанических островов; 4 – верхняя кора; 5 – нижняя кора.

рестита со дна промежуточной магматической камеры, концентрирующего основной плагиоклаз, или с наложенной карбонатизацией.

Породы основного состава. Исследуемые базальтоиды также сформировались в обстановке внутриплитного континентального магматизма на рубеже перми и триаса, так как отмечается: преобладание умереннотитанистых толеитовых базальтов нормальной щелочности, наличие отрицательной Ta–Nb аномалии, признаки умеренно обогащенного мантийного источника

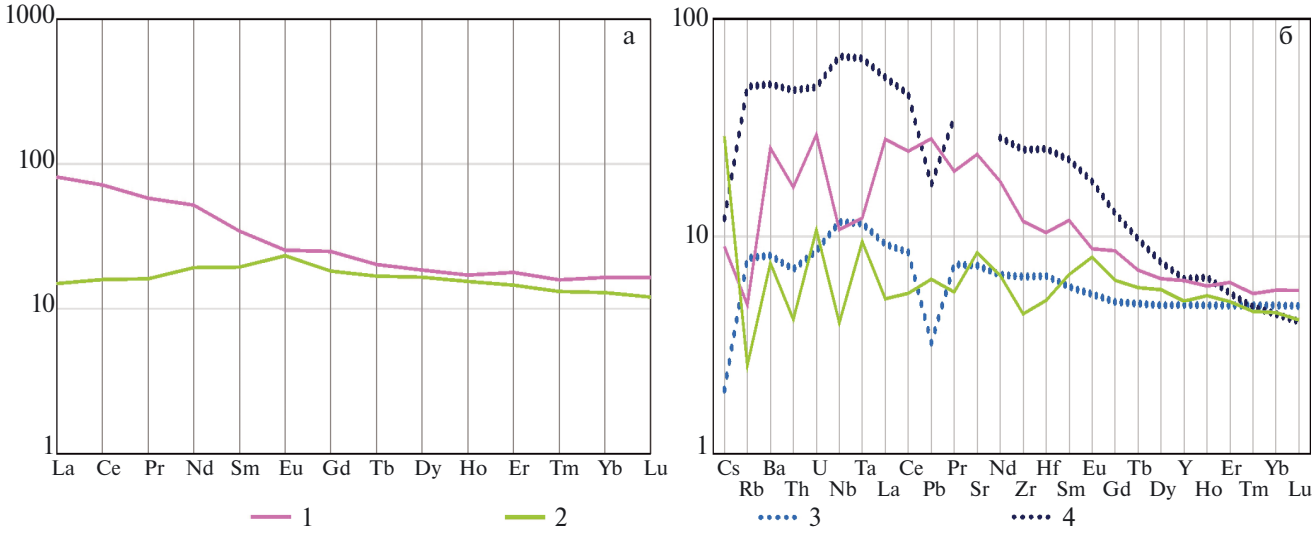

Рис. 8. Характерные мультиэлементные диаграммы для базальтоидов восточной части Елизаровского прогиба: редкоземельные элементы (а), элементы-примеси (б). Нормировано к хондриту С1 и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989] соответственно.
Разноцветные сплошные линии соответствуют различным районам отбора проб: 1 – Елизаровский прогиб (восточная часть); 2 – зона сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы. Пунктирные линии соответствуют: 3 – обогащенные базальты срединных океанических хребтов; 4 – базальты океанических островов.

(рис. 8), а также близость концентраций большинства петрогенных и примесных элементов исследуемых базальтоидов к пермско-триасовым трапповым вулканитам Сибирской платформы [Альмухамедов и др., 2004]. Несмотря на отсутствие геохронологических определений, в пользу молодого пермско-триасового возраста базальтов свидетельствует относительно слабая степень вторичных изменений и отсутствие признаков деформаций. Отличительные особенности базальтов зоны сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы (высокая магнезиальность, относительное обеднение легкими РЗЭ, слабо выраженный максимум Eu), согласно этой модели, могут быть связаны с тем, что эти базальтоиды представляют собой кумуляты, сформировавшиеся при продолжительной дифференциации в промежуточном очаге.

Структурно-текстурные характеристики

Кислые вулканиты. При описании керна установлено большое разнообразие кислых лав по своим структурно-текстурным характеристикам. Встречены как порфировые, так и афировые разности, неполнокристаллические, с девитрифицированной основной массой. Разнообразие текстур обусловлено различными условиями кристаллизации магмы. Обнаружены однородные массивные текстуры (рис. 9а), образованные в статических условиях, флюидальные (см. рис. 9б), сформированные в процессе магматического течения, и перлитовые (см. рис. 9д), отличающиеся присутствием концентрических округлых или овальных (скорлуповатых) микротрещинок отдельности, образованных в результате отделения газовой фазы при быстром охлаждении. Вулканогенные обломочные породы кислого состава представлены преимущественно эксплозивными образованиями (туфами) (см. рис. 9е, 9ж) и реже эффузивнообломочными породами (лавобрекчиями). Туфы характеризуются чрезвычайным разнообразием, по размерности варьируя от пепловых до бомбово-лапиллиевых. По составу выделяются как витрокластические, так и литокластические, и кристаллокластические разности.

Породы основного состава. Базальты характеризуются весьма однообразными типами текстур и структур по сравнению с кислыми вулканическими породами. Они от зеленовато-серых до черных, массивные, порфировые, афировые или миндалекаменные (см. рис. 9з).

Вторичные изменения

Кислые вулканиты. Все типы пермско-триасовых кислых вулканических пород, которые мы наблюдали в керне, подвержены вторичным изменениям (выщелачиванию, замещению вторичных минералов) разной степени интенсивности, порой полностью стирая их первичный облик (см. рис. 9в, 9г). По петрографическим

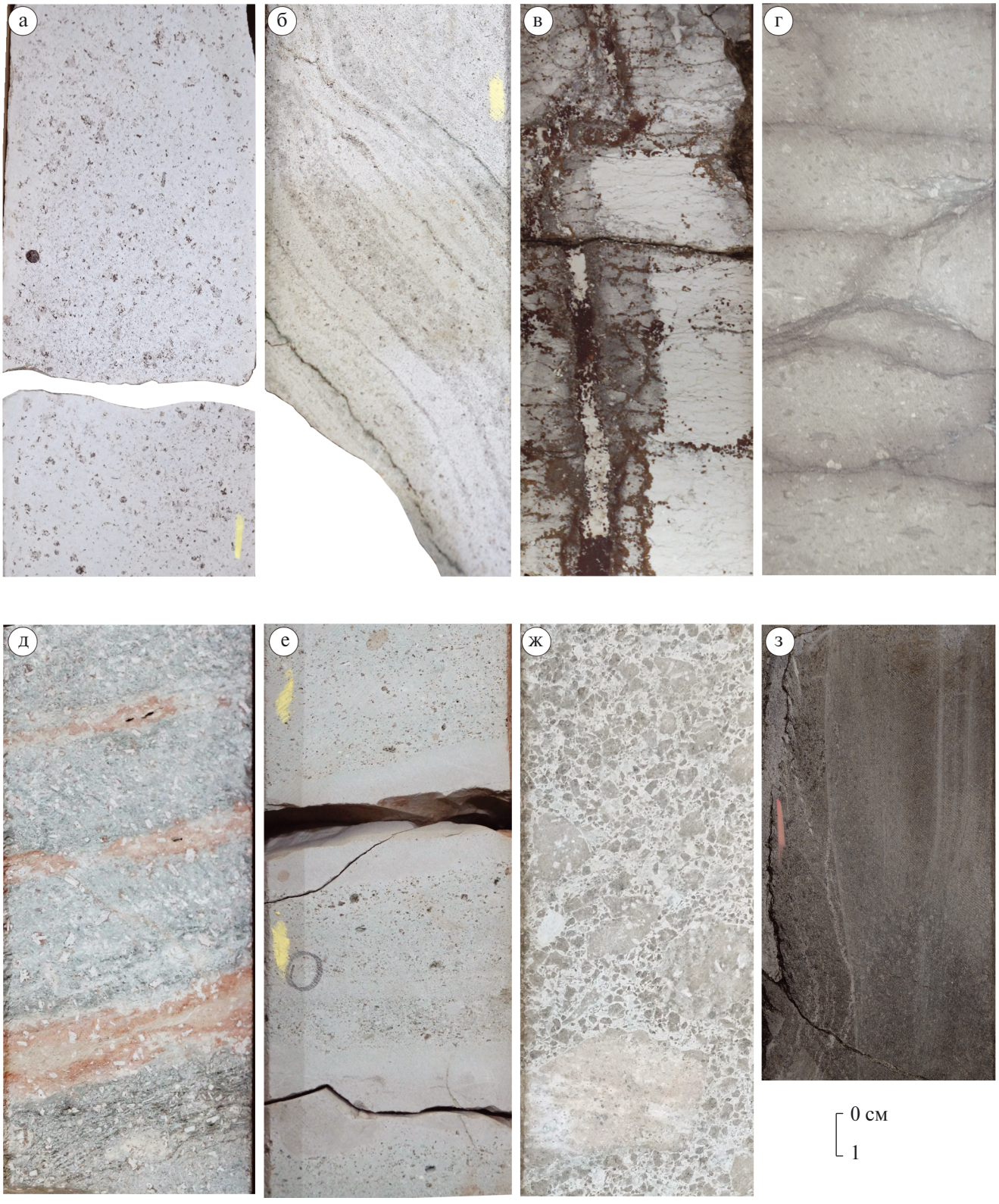

Рис. 9. Разнообразие вулканических пород, представленное в керне.
а–ж – породы кислого состава: а – лавы массивные, б – лавы флюидальные, в – лавы, подверженные вторичным изменениям, наиболее интенсивным вдоль серии вертикальных трещин вероятно контракционного происхождения, выполненных сидеритом и глинистыми минералами, г – лавы, подверженные вторичным изменениям: ожелезнению, замещениям основной массы породы вдоль трещин глинистыми минералами, д – лавы перлитовые, е – туфы пепловые, ж – туфы пеплово-лапиллиевые; з – породы основного состава: базальтовые лавы массивные.

и геохимическим данным установлено, что в изученных породах наиболее распространена среднетемпературная пропилитовая ассоциация вторичных минералов согласно классификации метасоматитов [Граменицкий, 2012], которая включает: хлорит, кварц, альбит, карбонаты и глинистые минералы.

Детальные петрографические исследования также показали, что интенсивность постмагматических изменений напрямую зависит от первичных структурно-текстурных характеристик пород и их состава и является основным фактором, формирующим коллекторские свойства данных пород, поскольку происходят преобразования их минерального состава и структуры порового пространства.

Наиболее интенсивные постмагматические изменения происходят в породах с высокой первичной пористостью и трещиноватостью: 1) в туфах и 2) лавах, насыщенных пустотами и трещинами, образованными в результате их застывания. Благодаря наличию пор, миндалин, макро- и микротрещин в данных типах пород создаются благоприятные условия для циркуляции гидротермальных растворов и, в дальнейшем, на гипергенной стадии, воздействия экзогенных процессов.

Породы основного состава. Базальты вцелом характеризуются более интенсивными вторичными преобразованиями по сранению с породами кислого состава. Детально характер их вторичных изменений не изучался.

Выделенные петротипы кислых вулканитов и их комплексная характеристика

С учетом разнообразия всех структурных и текстурных особенностей кислых вулканогенных пород, а также вторичных изменений установлено 25 их петрографических разностей. Такое большое количество выделенных типов пород затрудняет их интерпретацию по геофизическим методам, включая каротажные методы, и не позволяет их использовать в дальнейшем при построении геологических моделей. Поэтому, по совокупности наиболее важных признаков (выраженность на каротажных кривых, структурно-текстурные особенности, степень вторичных изменений) петрографические разности пород сгруппированы в шесть результирующих петротипов: риодацитовые лавы, риодацитовые лавы, подверженные интенсивным вторичным изменениям (коры выветривания), риодацитовые лавы перлитовые, риодацитовые туфы лапиллиево-пепловые, риодацитовые туфы пеплово-лапиллиевые с обломками перлитовых лав, а также андезидацитовые лавы. Собственно лавобрекчии в самостоятельный петротип в данной работе не выделялись (не стоит их путать с лавами, имеющих брекчиевидные текстуры в результате наложенной трещиноватости и интенсивных вторичных изменений по ослабленным зонам). Во-первых, лавобрекчии массивных и флюидальных риодацитов в изученных нами разрезах встречаются крайне редко и образуют маломощные (до 3 м) слои. Во-вторых, лавобрекчии подвержены различным вторичным изменениям, что их делает практически не различимыми на каротажных кривых с измененными риодацитовыми лавами. Наиболее часто встречаются брекчированные лавы с перлитовыми текстурами, но поскольку данный тип пород по ГИС практически не отличим от однородных перлитовых лав, данные разности пород отнесены к одному петротипу. Лавы с массивными и флюидальными текстурами также имеют одинаковый облик на каротажных кривых и петрофизические свойства.

Выделенные петротипы идентифицируются по нейтронному каротажу (NKT), сопротивлениям (ВК), значениям объемной плотности пород (RHOB), а также по акустическому каротажу (DT). В зависимости от петротипа и степени вторичных преобразований объемная плотность кислых вулканитов находится в пределах 2.2–2.6 г/см^3. Все петротипы по значениям плотности делятся на 2 большие группы: низкоплотные (в основном до 2.4 г/см^3) и высокоплотные (более 2.4 г/см^3).

Петротип 1. Риодацитовые лавы. К данному типу отнесены риодацитовые лавы с массивной и флюидальной текстурами (см. рис. 9а, 9б). Они обладают порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза, калиевого полевого шпата, реже кварца (рис. 10а, 10б). Вкрапленники темноцветных минералов, присутствующие в подчиненном количестве, представлены амфиболом, реже биотитом, орто- и клинопироксеном. Содержание вкрапленников варьирует от единичных до 10–15%. Основная масса (в среднем около 80%) раскристаллизована в фельзитовый и гранобластовый агрегат, состоящий из разноразмерных (от 0.02 до 0.7 мм) ксеноморфных изометричных гранул кварца, содержание которых в среднем составляет около 70% от объема породы. И около 20% занимает тонкорассеянный глинистый материал.

На каротажных кривых риодацитовые лавы выделяются по относительно выдержанным и самым высоким в толще вулканитов значениям

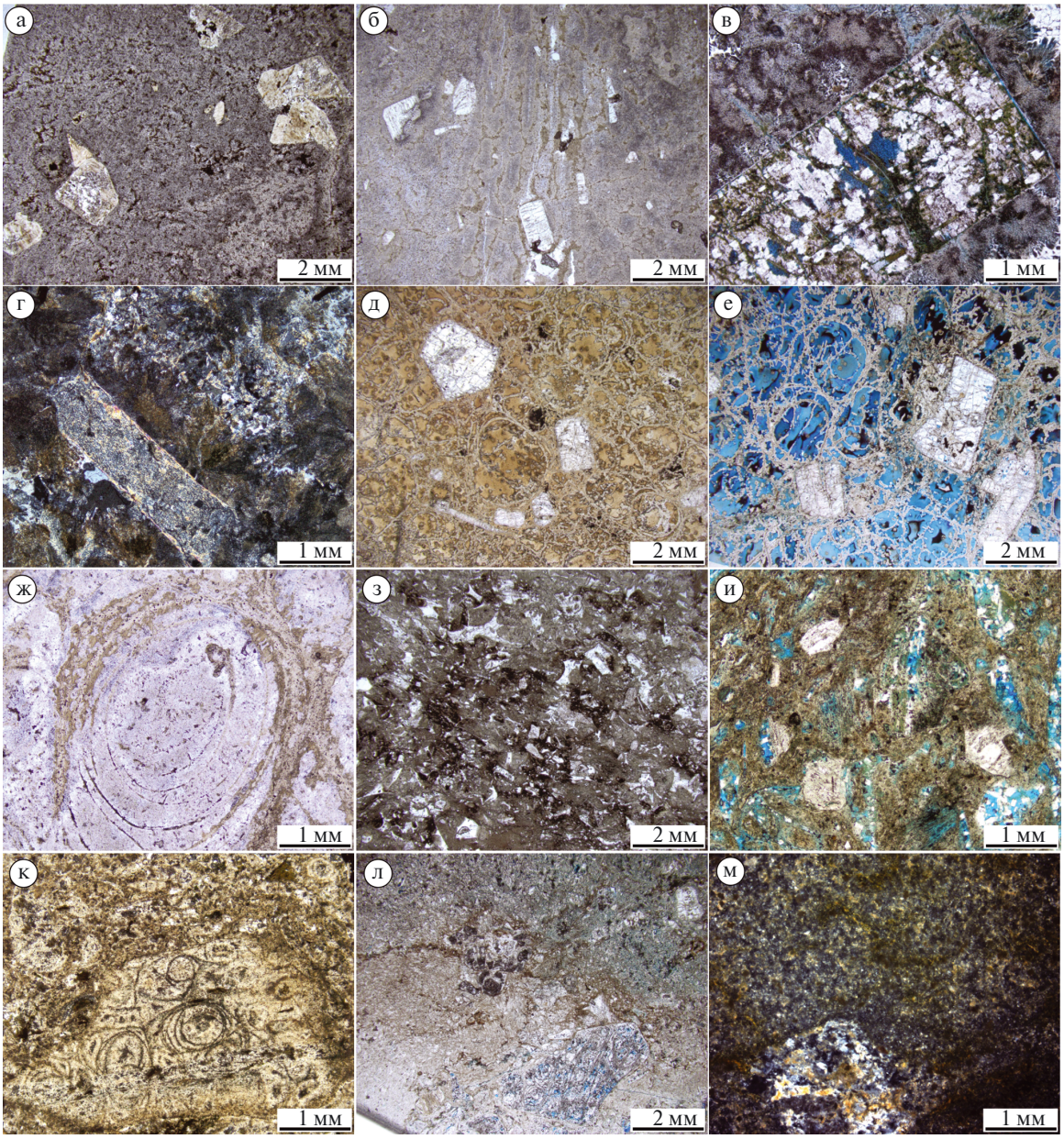

Рис. 10. Фотографии петрографических шлифов выделяемых петротипов.
а – порфировые массивные риодациты; б – порфировые флюидальные риодациты; в – пелитизированный и карбонатизированный вкрапленник полевого шпата с пустотами выщелачивания в измененных риодацитах (прокрашенный шлиф); г – метасоматит по риодацитовым лавам. Основная масса и вкрапленники полевых шпатов подвержены интенсивным вторичным изменениям: хлоритизации, пелитизации, карбонатизации; д – перлитовые риодациты с вкрапленниками полевых шпатов. Перлиты округлые, размером 0.3–1.7 мм, сложены частично девитрифицированным стеклом, а трещины, ограничивающие перлиты, выполнены кварцем, реже тонкозернистым агрегатом глинистых минералов или карбонатами; е – перлитовые риодациты с пустотами выщелачивания внутри перлитов. Трещины, ограничивающие перлиты, выполнены кварцем и тонкозернистым агрегатом глинистых минералов (прокрашенный шлиф); ж – перлит в основной массе риодацита, сложенной преимущественно кристаллами кварца. Перлитовая отдельность подчеркнута распространением глинистых минералов; з – риодацитовые кристаллолитовитрокластические пепловые туфы. Основная масса сложена тонкокристаллическими вторичными агрегатами кварца и глинистых минералов; и – риодацитовые кристалловитрокластические туфы. Основная масса сложена тонкокристаллическими вторичными агрегатами кварца и глинистых минералов. Пустоты приурочены к разрушенным фрагментам кристалло- и витрокластов (прокрашенный шлиф); к – литокласт перлитовых лав в риодацитовых туфах; л – риодацитовые туфы с обломками перлитовых лав. Пустоты приурочены к более перекристаллизованным и выщелоченным литокластам (прокрашенный шлиф); м – порфировые массивные андезидацитовые лавы. Основная масса и вкрапленники полевых шпатов интенсивно пелитизированы и замещены вторичными глинистыми минералами.

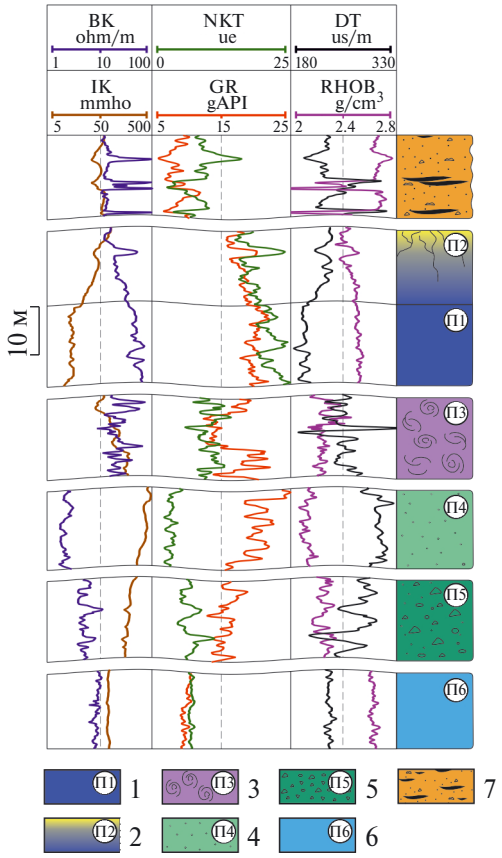

Рис. 11. Выраженность выделенных петротипов на каротажных кривых.
1–4 – риодациты: 1 – лавы массивные и флюидальные (петротип 1), 2 – коры выветривания (петротип 2), 3 – лавы перлитовые (петротип 3), 4 – туфы пепловые (петротип 4); 5 – туфы пепловолапиллевые (петротип 5); 6 – андезидациты: лавы массивные и флюидальные (петротип 6); 7 – терригенные породы (триас–юра).

нейтронного каротажа, радиоактивности, объемной плотности пород (более 2.4 г/см^3) и сопротивлениям (более 15 Ом·м), а также по низким значениям акустического каротажа (рис. 11).

Петротип 2. Риодацитовые лавы, подверженные интенсивным вторичным изменениям (коры выветривания). В отдельный петротип были выделены сильно измененные риодацитовые лавы или коры выветривания (КВ) по риодацитовым лавам, контрастно отличающиеся от петротипа 1 более интенсивными преобразованиями, приводящими порой к практически полному затушевыванию первично-вулканической структуры и текстуры породы, поскольку КВ являются результатом воздействия и метасоматоза и гипергенных процессов (см. рис. 9в).

Основная масса частично или нацело изменена и состоит, главным образом, из постмагматических минералов: кварца, бурых глинистых минералов, серого почти изотропного хлорита, бесцветного с перламутровыми интерференционными окрасками карбоната (см. рис. 10г). Преобладающие среди вкрапленников ПШ, часто полностью разложены, выщелочены, замещены серовато-бурыми глинистыми минералами (скорее всего, каолинитом и гидрослюдами) и зеленоватым хлоритом, иногда карбонатом (см. рис. 10в, 10г).

Многочисленные извилистые и ветвящиеся трещины заполнены кварцем, карбонатом и глинистыми минералами. Заполнение некоторых трещин обнаруживает зональность: краевые части сложены бурыми глинистыми минералами, а центральные выполнены кварцем. В расположении крупных трещин прослеживается ориентировка вдоль полос разного цвета в породе, возможно наследующих первичную флюидальность. Таким образом, большое количество разнонаправленных трещин и вторичные изменения, приуроченные к ним формируют вторичную брекчиевидную текстуру породы.

На каротажных кривых переход от относительно неизмененных разностей к измененным выражается в плавном изменении свойств: понижение значений нейтронного каротажа и сопротивления пород, повышение значений акустического каротажа (см. рис. 11). Плотность пород также плавно изменяется в большую или меньшую сторону (в зависимости от характера вторичных изменений и образованных минералов).

Петротип 3. Риодацитовые лавы перлитовые. Риодациты линзовидно-полосчатые, пятнистые, флюидальные с перлитовой текстурой (см. рис. 9д). Перлитовая текстура выражена наличием округлых и овальных сфер, размером от 0.2–0.3 до 1.5 мм, ограниченных концентрическими трещинами (см. рис. 10д–10ж). Вкрапленники полевых шпатов (до 10%) серицитизированы, пелитизированы, частично окварцованы. Структура основной массы от стекловатой аморфной до фельзитовой, гранобластовой разнокристаллической, сложена агрегатами кварца и микрочешуйчатыми буровато-зелеными глинистыми минералами, заполняющими перлиты. Пустотное пространство приурочено к внутренней части перлитов, реже к разрушенным вкрапленникам ПШ или концентрическим трещинам (см. рис. 10е).

Интервал перлитовых лав по каротажным кривым по сравнению с массивными

и флюидальными лавами отличается повышенными значениями акустического каротажа, пониженными значениями объемной плотности пород, нейтронного каротажа и сопротивлений, хотя значения сопротивления в целом по разрезу все еще высокие (более 15 Ом·м) (см. рис. 11).

Петротип 4. Риодацитовые туфы лапиллиево-пепловые. К данному типу относятся преимущественно пепловые с единичными литокластами и лапиллиево-пепловые туфы (см. рис. 9е). Содержание литокластов в породе уплощенной, округлой или овальной формы, представленных афировыми или флюидальными риодацитовыми лавами, редко достигает 25%.

Витрокласты неправильной формы, остроугольные, округлые, уплощенные, длиной до 0.5 мм, реже до 5 мм. Их количество в породе может достигать 80%. Кристаллокласты, содержание которых в породе достигает 15%, представлены единичными угловатыми зернами кварца и призматическими кристаллами полевых шпатов размерами до 3 мм. Зерна полевых шпатов часто пелитизированы и серицитизированы. Основная масса сложена слабо раскристаллизованным стеклом или тонко-микрогранобластовыми агрегатами кварца и буровато-серыми глинистыми минералами (см. рис. 10з, 10и). Породы сильно пористые, пустоты приурочены к разрушенным фрагментам кристалло- и витрокластов (см. рис. 10и), в сильно измененном и перекристаллизованном матриксе возможны также каверны неправильной формы, размером до 8 мм, являющиеся результатом постмагматического выщелачивания.

Для данного петротипа характерны самые низкие, но выдержанные в слое, значения сопротивления (значения ВК до 10 Ом·м) и нейтронного каротажа, самые высокие значения проводимости пород (IK) и интервального времени прохождения упругих волн (DT) (см. рис. 11).

Петротип 5. Риодацитовые туфы пепловолапиллиевые с обломками перлитовых лав. Отличительной особенностью данного типа пород от лапиллиево-пепловых туфов является наличие в обломочной составляющей литокластов перлитовых риодацитов неправильной формы, количество которых может достигать 80% (см. рис. 9ж, 10к). Основная масса разнокристаллическая, неравномерно подвержена перекристаллизации, замещена глинистыми минералами, окварцована и пелитизирована. Пустотное пространство неравномерно распределено по основной массе, чаще приурочено к выщелоченным и перекристаллизованным кластам пород (см. рис. 10л), а также трещинам между крупными обломками. Связанные пустоты составляют более 15% объема породы.

Установлено, что наличие обломков перлитовых риодацитов способствует большей раскристаллизации пород. При небольшом количестве обломков или при наличии обломков риодацитов без перлитовых текстур (массивных, фюидальных), наблюдается более однородная, слабо и неравномерно раскристаллизованная основная масса, по структуре от тонко- до мелкокристаллической.

Отмечается закономерность: в интервалах, в которых наблюдается нефтенасыщение и соответственно свечение в УФ, границы обломков на фоне основной массы читаются плохо, так как их степень девитрификации и вторичные изменения одинаковые с вмещающей массой.

По своему выражению на каротажных кривых занимают промежуточное положение между лапиллиево-пепловыми туфами и перлитовыми лавами. Отличаются от петротипа 4 повышенными и невыдержанными значениями сопротивления (в среднем до 15 Ом·м), указывающие на структурную неоднородность данного интервала, а от петротипа 3, более низкими значениями сопротивлений и нейтронного каротажа (см. рис. 11).

Петротип 6. Андезидацитовые лавы. Андезидацитовые лавы, также как и риодацитовые, массивные и флюидальные с порфировой структурой. По сравнению с риодацитовыми лавами подвержены более интенсивным вторичным изменениям. Вкрапленники, представленные кристаллами полевого шпата, призматические, корродированные, интенсивно пелитизированы и замещены вторичными минералами. Основная масса фельзитовая, неравномерно гранобластовая, состоит из кварца, темно-бурых глинистых минералов, гидрослюд, хлорита, кальцита и сидерита (см. рис. 10м). Неоднородность строения основной массы выражена в неравномерном распределении вторичных минералов, образующих пятна и прожилки (см. рис. 9г).

Для андезидацитовых лав характерны высокая объемная плотность пород, а также очень выдержанные и относительно низкие значения радиоактивности, нейтронного каротажа и сопротивлений, сопоставимые со значениями в терригенных юрских породах (см. рис. 11).

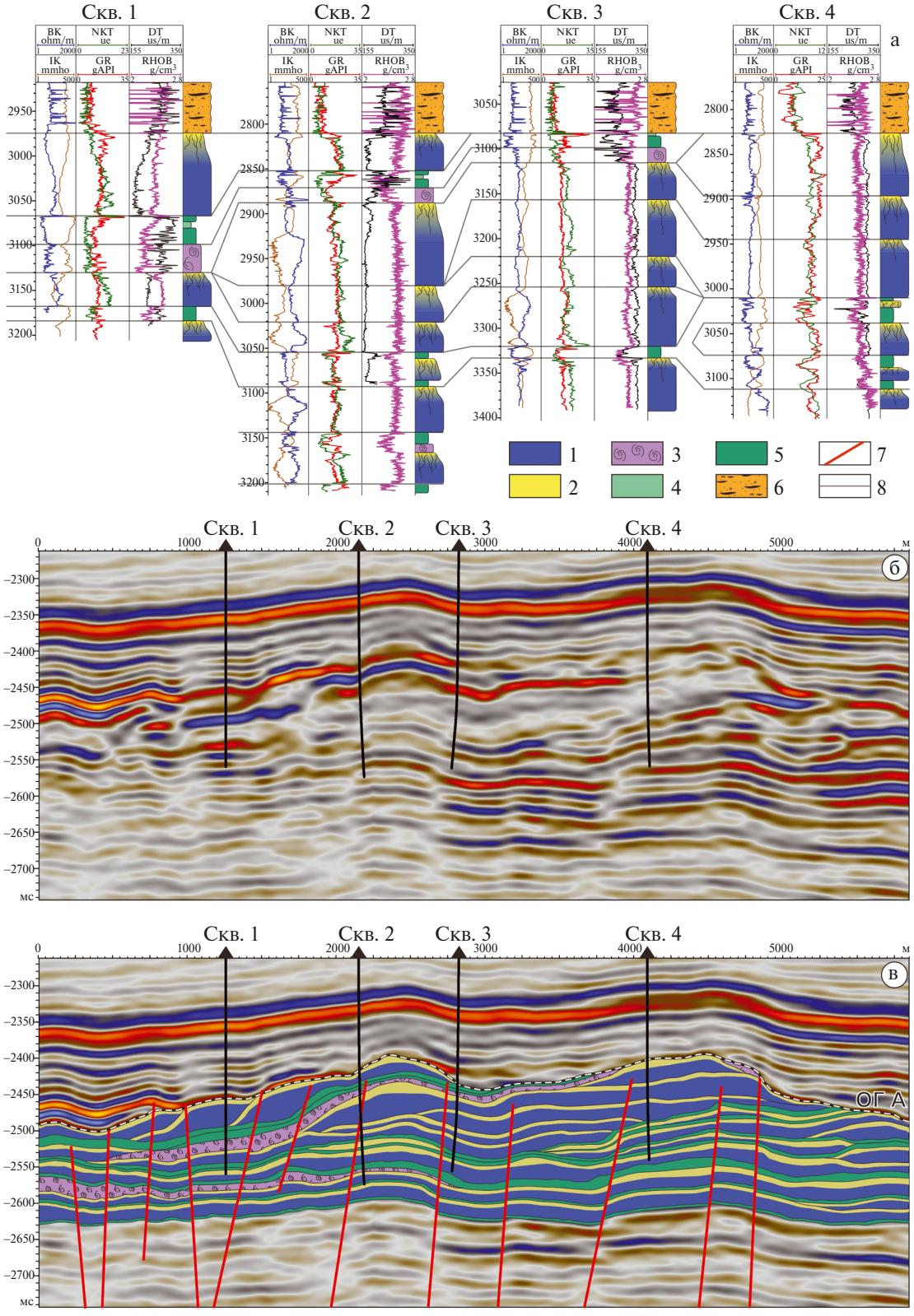

Рис. 12. Результаты интерпретации каротажных и сейсмических данных.
а – схема корреляции; б – сейсмический разрез до интерпретации; в – сейсмогеологический разрез. Положение сейсмогеологического профиля отмечено на рис. 1.
1 – лавы массивные и флюидальные, 2 – коры выветривания, 3 – лавы перлитовые, 4 – туфы пепловые, 5 – туфы пеплово-лапиллевые, 6 – терригенные породы, 7 – разрывные нарушения, 8 – границы лавовых потоков.

Морфология вулканогенных тел, сложенных различными петротипами, по результатам комплексирования данных

Выделенные петротипы кислых вулканических пород слагают на сейсмических профилях обособленные тела, различающиеся по характеру сейсмической записи. Риодацитовые и андезидацитовые лавы образуют мощные покровы, прослеживающиеся на расстояния до 10 км, при этом мощность тел резко меняется по площади, уменьшаясь от 200 до 10 м (рис. 12). В разрезах скважин наблюдается наслаивание друг на друга нескольких лавовых тел, мощностью 10–30 м, поскольку в процессе извержения потоки, нередко следовали один за другим, налегая друг на друга. Лавы перлитовые образуют меньшие по протяженности тела (до 5 км), мощностью 10–50 м. В кровле пермско-триасового вулканического комплекса, а также внутри вулканогенной толщи, в кровле отдельных покровов лав распространены коры выветривания мощностью до 10–25 м. В отдельных разрезах скважин внутри толщи встречается до 3–5 горизонтов кор выветривания (см. рис. 12). Эти прослои маркируют кровлю лавовых потоков, после извержения которых наступал достаточно длительный перерыв в излияниях. Туфы, в отличие от лав, слагают относительно маломощные горизонты (5–25 м, реже до 50 м), которые прослеживаются в пределах грабенообразной структуры через всю доступную для изучения территорию, охарактеризованную сейсмической съемкой (до 10 км и более). Лавы в значительной степени преобладают над туфами и средний коэффициент эксплозивности для изученной территории составляет 15%, что существенно ниже, чем в надсубдукционных обстановках (80–95%), и ниже, чем обычно в континентальных рифтах (40%) [Rittman, 1962].

Часто коры выветривания внутри вулканической толщи перекрываются непосредственно горизонтами туфов или сначала перлитовыми лавами, а затем туфами. Это отражает накопление флюидов в промежуточных магматических камерах и последующие мощные извержения пелейского или плинианского типов, сопровождающиеся излиянием кислых водонасыщенных лав и интенсивными эксплозиями пирокластического материала. Прослои вулканогенно-осадочных пород крайне редки и имеют мощность, как правило менее 1 м, что указывает на высокую интенсивность вулканизма и слабо расчлененный рельеф во время извержений, в связи с тем, что все локальные понижения заполнялись лавовыми и пирокластическими потоками.

Закономерности распространения и морфология тел, сложенных различными петротипами, указывают на наличие множественных локальных центров извержений, которые маркируются повышенной мощностью лав. Размер индивидуальных вулканических аппаратов составляет 1–5 км, что типично для современных кислых вулканических центров [Winter, 2014].

Коллекторские свойства выделенных петротипов

Строение вулканогенной толщи и распределение в ней определенных типов пород позволяет осуществить прогноз интервалов с наилучшими коллекторскими свойствами. Формирование коллекторов в вулканогенных образованиях весьма специфично и во многом зависит от первичных структурно-текстурных особенностей породы, а также от характера и степени вторичных изменений, которым подвержены все изученные кислые вулканиты.

Распределение ФЕС пород по петротипам показало, что наилучшими коллекторскими свойствами обладают вулканические разности с высокой первичной пористостью и подверженные более интенсивным вторичным изменениям. К таким породам относятся туфы и перлитовые лавы, а также измененные лавы в приповерхностных зонах потоков (КВ) (рис. 13).

Риодацитовые лавы перлитовые практически во всех изученных образцах имеют пористость более 15% и проницаемость до 10 мД, кроме сильно окварцованных разностей. Также высокой пористостью обладают риодацитовые туфы, но значения проницаемости у них ниже, чем у перлитовых лав при одинаковой пористости. Оба вышеописанных петротипа можно с уверенностью относить к коллекторам. На зависимости проницаемости от пористости риодацитовые и андезидацитовые лавы формируют общий тренд с пористостью в диапазоне 5–10% у первых и 10–15% у вторых. Повышенная пористость в андезидацитах объясняется их первичным составом, большим содержанием полевых шпатов, которые в первую очередь подвергаются вторичным процессам, в том числе и выщелачиванию. Андезидацитовые лавы в целом более изменены, чем риодацитовые. Проницаемость этих лав не превышает 0.1 мД. Вторично измененные риодацитовые и андезидацитовые лавы имеют сильный разброс ФЕС, которые зависят от степени и характера постмагматических изменений. Измененные лавы, подверженные интенсивным процессам выщелачивания имеют значительно

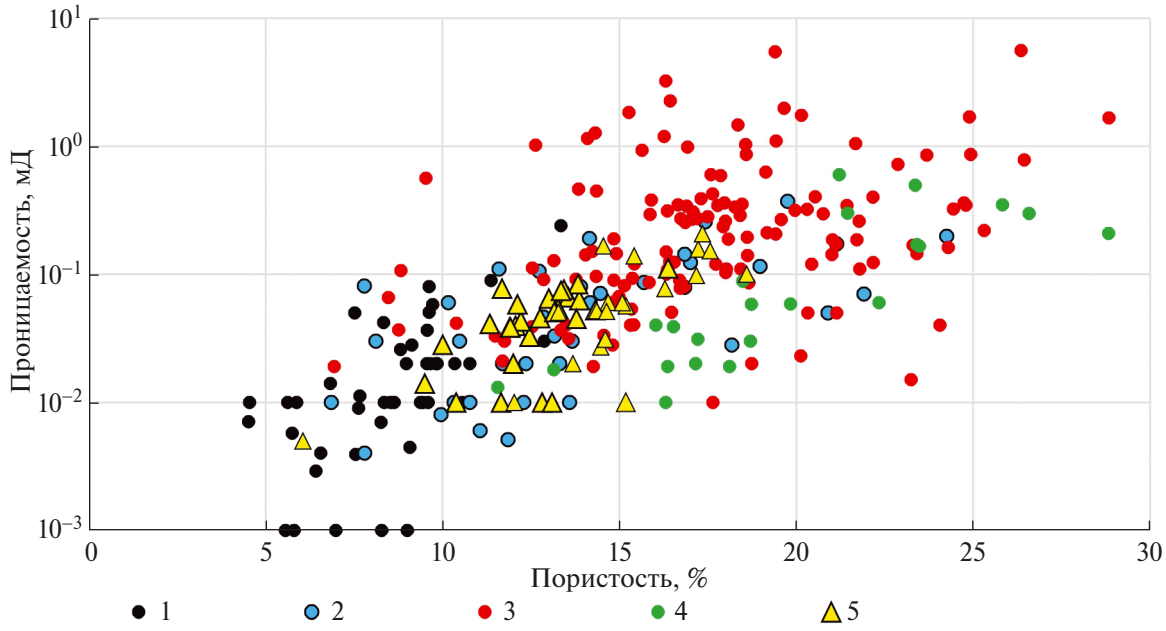

Рис. 13. Фильтрационно-емкостные свойства кислых вулканических пород.
1–4 – риодациты: 1 – лавы массивные и флюидальные (петротип 1), 2 – коры выветривания (петротип 2), 3 – лавы перлитовые (петротип 3), 4 – туфы пепловые (петротип 4); 5 – андезидациты: лавы массивные и флюидальные (петротип 6).

более высокие значения пористости и проницаемости, нежели окварцованные разности.

Основные характеристики выделенных 6 петротипов, включая фильтрационно-емкостные свойства приведены в сводной табл. 4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Фроловской мегавпадины (центральная часть Западной Сибири) детально и комплексно изучены измененные кислые вулканиты (риолиты и дациты) из промежуточного структурного этажа. Посредством изучения, анализа и обобщения керновых, каротажных и сейсмических данных, а также с учетом материалов предшествующих исследований, установлено, что эти вулканиты повсеместно развиты в грабенообразных структурах, характеризуются близкими геохимическими характеристиками и морфологией залегания. Результаты определения изотопного возраста показали, что эти породы сформировались за относительно узкий временной диапазон от 254 ± 2 до 248.2 ± 1.3 млн лет, что соответствует рубежу перми и триаса. Геохимический состав указывает на приуроченность к посторогенному тектоно-магматическому этапу.

В результате проявления вторичных изменений в этих кислых вулканитах могут формироваться коллекторы. Выявлено, что на коллекторские свойства влияют исходные структура и пустотность в породе, трещиноватость и интенсивность вторичных изменений.

По комплексу петрографических и каротажных признаков, а также с учетом вторичных изменений, многообразие изученных кислых вулканитов сгруппировано в шесть ключевых петротипов. При этом выделенные петротипы заметно отличаются по коллекторским свойствам (пористость, проницаемость).

Выделенные петротипы по результатам интерпретации каротажных и сейсмических данных спрогнозированы в межскважинном пространстве. Установлены закономерности распространения и морфология тел, сложенных различными типами пород. Показано, что лавы образуют покровы, наслаивающиеся друг на друга и прослеживающиеся на расстояния от первых сотен метров до 10 км, при мощности 10–80 м. Туфы, в отличие от лав, слагают относительно маломощные горизонты (5–25 м) и имеют существенно большую протяженность, прослеживаясь на всей территории, охарактеризованной сейсмической съемкой в пределах грабенообразной структуры. В кровле пермско-триасового вулканического комплекса, а также внутри вулканогенной толщи, в верхах

Таблица 4. Основные характеристики выделенных петротипов

№	Название петротипа	Структура	Текстура	Вторичные изменения	Пустоты	Кп, %	Кпр, мД
1	Риодацитовые лавы	Порфировая. Основная масса фельзитовая и гранобластовая от микро- до крупнокристаллической	Массивная, флюидальная	Незначительные: замещение глинистыми и карбонатными минералами, окварцевание	Редкие трещины, межкристаллические пустоты	4.5–13.4	0.001–0.24
2	Риодацитовые лавы, подверженные интенсивным вторичным изменениям (коры выветривания)	Основная масса неоднородная, участками фельзитовая и гранобластовая	Неоднородная, пятнистая, брекчиевидная, миндалекаменная	Очень интенсивные: выщелачивание, замещение глинистыми и карбонатными минералами, окварцевание	Многочисленные трещины, пустоты выщелачивания, каверны	7–24.3	0.004–0.3
3	Риодацитовые лавы перлитовые	Порфировая. Основная масса от стекловатой аморфной до фельзитовой, гранобластовой разнокристаллической	Линзовидно-полосчатая, флюидальная, пятнистая, перлитовая	Интенсивные: выщелачивание, замещение глинистыми и карбонатными минералами, окварцевание	Концентрические микротрещины, пустоты выщелачивания приурочены к внутренней части перлитов, разрушенным вкрапленникам полевых шпатов	7–28.8	0.01–5.5
4	Риодацитовые туфы лапиллиево-пепловые	Пепловая, лапиллиево-пепловая	Однородная	Интенсивные: выщелачивание, замещение глинистыми и карбонатными минералами, окварцевание	Пустоты выщелачивания приурочены к разрушенным фрагментам кристалло- и витрокластов	11.4–28.8	0.01–0.6
5	Риодацитовые туфы пеплово-лапиллиевые с обломками перлитовых лав	Пеплово-лапиллиевая	Неоднородная	Интенсивные: выщелачивание, замещение глинистыми и карбонатными минералами, окварцевание	Пустоты распределены неравномерно, приурочены к выщелоченным и перекристаллизованным литокластам и трещинам		
6	Андезидацитовые лавы	Порфировая. Основная масса фельзитовая, неравномерно гранобластовая от микро- до крупнокристаллической.	Массивная, флюидальная, неоднородная, пятнистая	От интенсивных до очень интенсивных: выщелачивание, замещение глинистыми и карбонатными минералами, окварцевание	Многочисленные трещины, пустоты выщелачивания, каверны	6–18.6	0.005–0.2

отдельных лавовых тел, распространены коры выветривания, мощностью до 10–25 м. Предполагается, что такие коры выветривания маркируют длительные перерывы в извержениях.

Выявленные закономерности строения пермско-триасовых толщ кислых вулканитов позволяют достоверно прогнозировать интервалы с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами и, соответственно, повышать результативность разработки залежей углеводородов в этих породах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы весьма признательны своим коллегам, внесшим свой значительный вклад при выполнении исследования: С.С. Гаврилову (ЗАО “МиМГО”) за ценнейшие советы и критические замечания, Р.А. Гарипову, И.М. Гусеву, Я.Б. Талдыкину (ЗАО “МиМГО”) за обсуждения результатов и помощь в оформлении материалов, М.Б. Аносовой, А.С. Красильникову, А.А. Майорову, А.О. Хотылеву (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова) и И.В. Федюкину (ИФЗ РАН) за участие в описаниях керна и петрографических исследованиях, обсуждениях материалов, А.С. Новиковой (ГИН РАН) за тщательную пробоподготовку каменного материала, коллективу НАЦ РН им. В.И. Шпильмана в г. Ханты-Мансийск за содействие в организации и участие в керновых исследованиях, в особенности О.В. Латыповой, П.А. Стулову, И.Б. Корепанову, а также А.И. Хисамутдиновой (ООО “ЛУКОЙЛ-Инжиниринг”) за поддержку, рекомендации и советы.

Особая благодарность рецензентам за ценные замечания, которые позволили лучше структурировать и корректнее приподнести наши результаты.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Петрографические исследования выполнены в рамках Гостемы ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кидра Н.П. Риолиты – составляющая часть триасового вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. № 2. С. 200–203.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. 2004. № 12. С. 339–353.

Архипов С.В., Замаруев Е.И., Хабарова Т.С. Характерные черты геологического строения и нефтенасыщенности Рогожниковского месторождения // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Двенадцатая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 202–213.

Атлас “Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа” / Ред. Э.А. Ахпателов, В.А. Волков, В.Н. Гончарова и др. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2004. 148 с.

Беккина С.М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрского фундамента в пределах Широтного Приобья / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук – 25.00.12. Уфа: СургутНИПИнефть, 2010. 149 с.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 120–143.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. К проблеме пермо-триаса Западной Сибири // Горные ведомости. 2009а. № 2. С. 6–17.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Проблемы палеозойско-мезозойского рубежа Западной Сибири в свете общей геодинамики // Горные ведомости. 2009б. № 3. С. 6–19.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.А. и др. Типизация пермо-триасовых вулкано-тектонических депрессий и грабенов Западной Сибири // Горные ведомости. 2010. № 5. С. 6–33.

Вещественный состав пород фундамента территории ХМАО. Тюмень: ОАО “СибНАЦ”, 2004. 241 с.

Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия. Лист P-42-Ханты-Мансийск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2009. 266 с.

Голубева Е.А., Криночкин В.Г. Сейсмогеологическое строение доюрского основания Рогожниковской площади // Вестник недропользователя ХМАО. 2001. № 6. С. 36–45.

Граменицкий Е.Н. Петрология метасоматических пород. М.: Инфра-М, 2012. 20 с.

Денисов В.А., Зылева Л.И., Ковригина Е.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист P-42. Ханты-Мансийск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 343 с.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Писецкий В.Б. и др. Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2012а. № 4. С. 91–106.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Вещественный состав и возраст гранитоидов из доюрского фундамента Красноленинского свода Западной Сибири (на примере Каменной площади) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. № 14. С. 54–63.

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.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Федоров Ю.Н. О возрасте гранитоидов Нялинской площади фундамента Западной Сибири. Ежегодник-2011 // Тр. ИГГ УрО РАН. 2012б. Вып. 159. С. 207–210.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.

Иванов К.С., Конторович В.А., Пучков В.Н. и др. Тектоника Урала и фундамента Западной Сибири: основные черты геологического строения и развития // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 2. С. 22–35.

Запивалов Н.П. Нефтегазоносность фундамента Западной Сибири // Горные ведомости. 2004. № 3. С. 2–11.

Зубков М.Ю. Вторичные коллекторы тектоногидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и способы их прогноза // Геология нефти и газа. 2015. № 6. С. 78–95.

Каталог литолого-стратиграфических разбивок разрезов поисково-разведочных скважин. Ханты-Мансийский автономный округ / Ред. В.Ф. Гришкевич, Е.А. Тепляков. Ханты-Мансийск, 2000. Т. 1. 432 с.

Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система / Ред. А.М. Казаков. Новосибирск: СО РАН, филиал “ГЕО”, 2002. 322 с.

Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В. и др. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 327–339.

Киричкова А.И. Особенности литологии континентального триаса Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. С. 1–28.

Клещев К.А., Шеин В.С. Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири. М.: ВНИГНИ, 2004. 214 с.

Ковешников А.Е. Резервуары нефти и газа в доюрских образованиях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319. № 1.

Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 538–547.

Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Минченков Н.Н. и др. Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири – объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Рогожниковского ЛУ) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Двенадцатая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 214–218.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 2011. 234 с.

Кос И.М., Белкин Н.М., Курышева Н.К. Сейсмогеологическое строение доюрских образований Рогожниковского лицензионного участка // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Седьмая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2004. Т. 2. С. 153–163.

Кропотова Е.П., Коровина Т.А., Гильманова Н.В. и др. Условия формирования залежей углеводородов в доюрских отложениях на Рогожниковском лицензионном участке // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Десятая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 372–383.

Кузина М.Я., Коржов Ю.В., Исаев В.И. Геохимическое и литологическое обоснование концепции “главного источника” доюрских залежей нефти Красноленинского свода (Тюменская область) // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. № 1. С. 32–38.

Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кудряшова Л.К. Генезис доюрских залежей нефти Рогожниковской группы месторождений по данным гравиразведки и геохимии (Тюменская область) // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. № 1. С. 65–72.

Лобова Г.А., Исаев В.И., Кузьменков С.Г. и др. Нефтегазоносность коллекторов коры выветривания и палеозоя юго-востока Западной Сибири (прогнозирование трудноизвлекаемых запасов) // Геофизический журнал. 2018. Т. 40. № 4. С. 73–106.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К. и др. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}Ar/^{39}Ar$ данным) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 617–620.

Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук – 25.00.12. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2004. 34 с.

Мещеряков К.А., Карасева Т.В., Кожанов Д.Д. и др. Триасовый нефтегазоносный комплекс – потенциальный объект для прироста ресурсной базы Западной Сибири // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 1. С. 73–78.

Недропользование в Ханты-Мансийском автономном округе – Югре в 2021 году. Ханты-Мансийск, 2022. 242 с.

Москвин В.И., Данилова В.П., Костырева Е.А. и др. Источники нефти в залежах Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 730–741.

Нежданов А.А. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей

прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ / Дисс. ... доктора геол.-мин. наук – 25.00.12. Тюмень, 2004. 371 с.

НСАМ 439-РС. Определение фтора, натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, калия, кальция, скандия, титана, ванадия, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, стронция, циркония, ниобия в горных породах, рудах и продуктах их переработки рентгеноспектральным флуоресцентным методом. М.: ВИМС, 2015.

НСАМ 499-АЭС/МС. Определение элементного состава горных пород, почв, грунтов и донных отложений атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой и масс-спектральным с индуктивно связанной плазмой методами. М.: ВИМС, 2015.

ОСТ 41–08–205–04. Управление качеством аналитических работ. Методики количественного химического анализа. Разработка, аттестация, утверждение. М.: ВИМС, 2004. 105 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 197 с.

Породы горные. Методы определения коллекторских свойств. ГОСТ 26450.0–85 – ГОСТ 26450.2–85 / Сборник ГОСТов. М.: Издательство стандартов, 1985.

Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт / Ред. М.В. Наумов, Е.А. Кухаренко, А.Е. Костин, Д.Н. Ремизов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.

Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины / Ред. И.И. Нестеров, В.С. Бочкарев, Ю.В. Брадучан и др. Тюмень: ЗапСибНИИГНИ, 1991. 54 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири / Ред. Ф.Г. Гурари, Н.К. Могучева, Б.Н. Шурыгин и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Травин А.В. Петрология, седиментология, геохимия и абсолютный возраст осадочно-вулканогенных отложений триаса на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы (Курганская область) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1107–1128.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.П. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет-Инженеринг, 2001. 288 с.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Тугарева А.В., Чернова Г.А., Яковлева Н.П. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части Западно-Сибирской плиты // Нефть и газ. 2017. № 5. С. 58–66.

Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты) / Сборник научных трудов / Ред. А.М. Казаков. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 226 с.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских (юра, триас) и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук – 25.00.12. Новосибирск, 2005. 30 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

Хотылев А.О., Майоров А.А., Худолей А.К. и др. Гранитоидные массивы Красноленинского свода в Западной Сибири: состав, строение, возраст и условия формирования // Геотектоника. 2021. № 2. С. 70–93.

Хромова И.Ю., Кунин К.Н., Кащеев Д.Е. и др. Создание модели продуктивности отложений доюрского комплекса на одном из месторождений Западной Сибири // Доклад для Российской нефтегазовой технической конференции SPE 26–28 октября 2015 г. М.: SPE, 2015. 17 с.

Чирков Л.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П. и др. Детальное обоснование возраста рогожниковской серии пермотриаса Ханты-Мансийского района Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2016. № 3–4. С. 86–93.

Шадрина С.В. К вопросу о геодинамической обстановке образования магматитов Рогожниковского ЛУ по новым геохимическим данным // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Двенадцатая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 219–223.

Шадрина С.В., Крицкий И.Л. Формирование коллекторов в вулканогенных породах под влиянием гидротермальных растворов // Нефтяное хозяйство. 2012. № 8. С. 18–21.

Шадрина С.В. Состав, строение, возраст пород доюрского основания северо-восточного обрамления Красноленинского свода // Геология нефти и газа. 2018. № 4. С. 27–33.

Шкутова О.В. Схема вещественного состава фундамента Западно-Сибирской низменности (в границах Тюменской области) // Труды ЗапСибНИГНИ. 1970. Вып. 17. С. 10–17.

Шустер В.Л. Нефтегазоносность палеозойского фундамента Западной Сибири // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2010. № 2. С. 1–20.

Яковлева Н.П., Чернова Г.А., Мороз М.Л. Залежи нефти и газа в вулканогенных пермско-триасовых отложениях западной части ХМАО – Югры // Новые идеи в геологии нефти и газа – 2017 // Материалы международной научно-практической конференции. М., 2017. С. 419–423.

Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. 2015. V. 1. № 7. 14 p.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.J. et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell: Oxford, 1989. 193 p.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: An extension of the Permo-Triassic Traps // Lithos. 2005. V. 79. P. 425–452.

Rittman A. Volcanoes and their activity. N. Y.: John Wiley & Sons, 1962. 305 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // Geological Society. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Vyssotski A.V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A. Evolution of the West Siberian Basin // Marine and Petroleum Geology. 2006. V. 23. P. 93–126.

Winter J.D. Principles of igneous and metamorphic petrology / Second edition. Pearson Education Limited. Harlow, UK, 2014. 738 p.

Westphal M., Gurevitch E.L., Samsonov B.V. et al. Magnetostratigraphy of the lower Triassic volcanics from deep drill SG6 in western Siberia: evidence for long-lasting Permo-Triassic volcanic activity // Geophys. J. Int. 1998. № 134. P. 254–266.

STRUCTURE, ROCK TYPES AND RESERVOIR PROPERTIES OF ALTERED PERMIAN-TRIASSIC RHYODACITES IN THE GRABENS OF THE FROLOVSKAYA MEGADEPRESSION IN WESTERN SIBERIA

M. E. Smirnova[1, *], I. V. Panchenko[1], P. Y. Kulikov[1], A. V. Latyshev[2, 3], A. I. Tokmakova[1], J. I. Trushkova[1], E. E. Sapogova[1], A. A. Bakulin[4], V. D. Shmakov[4]

[1]CJSC MiMGO, Shosse Entuziastov, 21, Moscow, 111123 Russia

[2]Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia

[3]Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

[4]LLC "NK "Ugranefteprom", Pokrovsy bulvar, 3, bld. 1A, Moscow, 109028 Russia

**e-mail: maria_smirnova89@mail.ru*

This article presents results of the comprehensive study (composition, reservoir properties, geophysical parameters and age) of altered felsic volcanic rocks (rhyolites, dacites) associated with the Permian-Triassic intermediate structural level of the West Siberian. As a result of secondary alteration, oil and gas reservoirs can form in these volcanic rocks. Taking into account their occurrence depth (more than 2 km), they are available for study only from core and geophysical data. Based on the results of core studies, 25 petrographic varieties of felsic volcanics were established. The combination of such features as 1) structural and textural features, 2) degree of secondary alteration, and 3) peculiarities of logging curves made it possible to group these numerous petrographic varieties into six key rock types. At the same time, the distinguished rock types are characterized by different reservoir properties (porosity, permeability). All 443 samples representing various rock types are characterized by similar geochemical composition, and the U-Pb ages obtained by the zircons (254 ± 2–248.2 ± 1.3 Ma) indicate that the studied felsic volcanics belong to a single tectonic-magmatic stage at the Permian-Triassic boundary. According to seismic data, it was revealed that within the Frolovskaya megadepression (the central part of Western Siberia), the studied volcanic rocks are distributed within grabens. In particular, the boundaries of a relatively large (70 km wide and 200 km long) graben-like Rogozhnikov-Nazym structure were adjusted, and several similar, but smaller structures were identified. A comprehensive analysis of core, log and seismic data made it possible to determine the morphology and spatial relationships of volcanic bodies composed of various types of felsic volcanic rocks, providing the basis for predicting intervals of the section with the best reservoir properties.

Keywords: Intermediate structural level, oil reservoir, rhyolite, dacite, secondary alteration, weathering crust, Permian-Triassic boundary, graben.