



# ТЕФРОСТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И. В. Панченко<sup>1</sup>, М. А. Рогов<sup>2</sup>, И. Д. Соболев<sup>3</sup>, А. В. Латышев<sup>4,5</sup>,  
и В. А. Захаров<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ЗАО «Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В. А. Двуреченского», Москва, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>5</sup> Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Получено 30 июня 2022 г.; принято 15 октября 2022 г.; опубликовано 31 декабря 2022 г.

Обсуждается возраст тонких прослоев измененных туфов и туффитов в верхнеюрских – нижнемеловых черносланцевых отложениях Западной Сибири (баженовская, тутлеймская и фроловская свиты). Природа этих прослоев связывается с субглобальным (перенос более 1–2 тыс. км) распространением вулканического пепла (0,001–0,1 мм) и его осаждением и захоронением в обширном эпиконтинентальном морском бассейне в эпизоды низких скоростей седиментации, слабой гидродинамической активности и при отсутствии биотурбации. Несмотря на крайне малую мощность этих туфогенных прослоев (< 1 мм – первые см), они систематически отмечаются в керне на определенных стратиграфических уровнях. Некоторые из таких прослоев прослеживаются на огромной территории (более 700 000 кв. км), что позволяет их использовать в качестве изохронных стратиграфических реперов. В статье обобщены данные по 136 скважинам Западной Сибири, в керне которых в интервале верхней юры – нижнего мела обнаружены туфогенные прослои. Приводится каталог находок всех встреченных туфов и туффитов с их характеристикой. Описанные последовательности туфогенных реперов объединены в 8 субрегиональных пирокластических уровнях, прослеживаемых в центральной части Западной Сибири в средневолжском (4 пирокластических уровня), рязанском (3 уровня) и нижневаланжинском (1 уровень) интервалах. Изображены характерные виды аммонитов, использованных при анализе возраста. Предлагается актуализированная характеристика зон рязанского яруса Западной Сибири, с описанием принципов их выделения. В микроэлементном составе туфогенного вещества выявлено обогащение редкоземельными элементами в направлении от более древних прослоев – к молодым, а по соотношениям Gd/Yb, Ho/Yb, Yb/Lu, Zr/Hf, Nd/Sr идентифицируется стратиграфическая принадлежность туфогенного прослоя к субрегиональному пирокластическому уровню. Полученные результаты могут использоваться в качестве тефро- и хроностратиграфического каркаса для пограничного юрско-мелового интервала.

**Ключевые слова:** измененные вулканические туфы, маркирующие горизонты, изохронные уровни, корреляция разрезов, аммониты, элементы-примеси, черные сланцы, баженовская свита.

**Цитирование:** Панченко, И. В., М. А. Рогов, И. Д. Соболев, А. В. Латышев, и В. А. Захаров (2022), Тефростратиграфия пограничных отложений юры и мела Западной Сибири, *Russ. J. Earth. Sci.*, т. 22, ES6014, 10.2205/2022ES000817.

## 1 ВВЕДЕНИЕ

Пирокластический материал тонкой (до 0,1 мм) размерности имеет большой потенциал к дальнему (несколько тыс. км) атмосферному переносу, если оказывается подхваченным струйными воздушными потоками высокой скорости, что обычно достигается при выбросе вулканических пеплов на высоту более 8–10 км [Лисицын,

2011; Малик, 2019; Stevenson и др., 2015]. Огромные площади распространения пепловых облаков выше тропосфера приводят к субглобальному распространению вулканической пыли во время и после интенсивного эксплозивного извержения. Оседая в осадочных бассейнах, пирокластический материал чаще всего «теряется» в объемах поступающего осадочного вещества [Маслов, 2005; Юдович и Кетрис, 1988, 2011, 2015; Major, 2022; Scudder и др., 2016]. В осадках акваторий самостоятельные туфовые прослои могут

\*Контакт: ivpanchenko89@gmail.com

\*\*Контакт: russianjurassic@gmail.com

формироваться только при обильных пеплопадах, чаще – на незначительном удалении от эруптивного центра [Малик, 2019; Моисеенко и Малик, 2015; Филей, 2021; Major, 2022], однако возможны и другие сценарии. В морских и озерных обстановках с крайне малым привносом осадочного материала даже небольшие массы пирокластики могут захорониться в виде обособленных прослоев [Kuehn и Negrini, 2010; Kutterolf и др., 2021; Wang и др., 2022]. В периоды наиболее низких скоростей морской седиментации, связанных с отдалением источников терригенного сноса на фоне подъема уровня моря, создаются особо благоприятные условия аккумулирования и сохранения любого поступающего извне эолового вещества, в том числе дистальной вулканической пыли. При этом могут формироваться туфовые и туффитовые прослои совсем небольшой мощности – даже менее 1 мм. Дополнительным фактором, благоприятным для сохранения таких пепловых прослоев, является отсутствие биотурбации [Kutterolf и др., 2021; Major, 2022].

При сочетании в геологическом прошлом всех благоприятных условий (тонкая размерность тифры, ее дальний ветровой разнос, низкий темп седиментации и отсутствие биотурбаций, спокойная гидродинамическая обстановка в зоне выпадения пеплов) ископаемые пирокластические прослои могут быть прослежены на огромном расстоянии – в десятки, сотни и даже тысячи км [Лисицын, 2011; Фролов, 1993; Carey, 1997; Kutterolf и др., 2021; Major, 2022; Mullineaux, 1986; Scudder и др., 2016; Stevenson и др., 2015]. Отсюда вытекает их важнейшая роль для стратиграфии, где такие прослои используются в качестве изохронных маркеров.

Перечисленные выше благоприятные факторы наиболее часто реализуются в черных сланцах – тонкодисперсных осадочных породах, насыщенных автохтонным органическим веществом (ОВ) [Страхов, 1960; Юдович и Кетрис, 1988]. Туфовый материал и его самостоятельные прослои известны во многих крупнейших черносланцевых толщах: кумской [Яковleva и др., 2020] и шехской [van der Boon и др., 2019] свитах Предкавказья, доманикоидной толще Русской плиты [Максимова, 1970; Шакиров и др., 2022], Лембинской зоне Урала [Юдович и др., 1986], формации Eagle Ford [Ramiro-Ramirez, 2016] и сланцах Чаттануга [Rich, 1951] Северной Америки и многих других. Яркими примерами черных сланцев служат также углеродисто-глинисто-силицитовая баженовская свита ( $J_3v - K_1v$ ) Западной Сибири и ее фаунистические аналоги (например, углеродистые пачки тутлеймской ( $J_3v - K_1v$ ) и фроловской ( $K_1v-h$ )

свит). Во многих предшествующих работах было показано наличие туфов и туффитов в баженовской и тутлеймской свитах [Булатов и др., 2021, 2017; Бумагина и др., 2018; Ван, 1973, 1974; Ван и др., 2011; Кондрашова, 2020, 2021; Панченко и др., 2015а, 2013, 2015б, 2016, 2020, 2021; Шалдыбин и др., 2018; Shal'dybin и Kondrashova, 2019; Shal'dybin и др., 2019]. В своих работах [Панченко и др., 2015б, 2020, 2021] мы акцентировали внимание на высокой информативности геологических выводов, строящихся на материалах изучения дистальной пирокластики в баженовской свите. Прежде всего, туфовые уровни интересны в качестве изохронных маркирующих горизонтов, на которые можно опираться при корреляции разрезов. Однако за счет маломощности (первые мм – первые см) их диагностика в керне может быть затруднительна и чаще всего требует детальных литологических наблюдений. Наиболее «удобный» признак для выявления обсуждаемых туфовых прослоев – их яркая люминесценция в ультрафиолетовом свете (УФ) [Панченко и др., 2015б; Шалдыбин и др., 2018] – проявлен не всегда. При этом, учитывая сложность в расчленении монотонно устроенных, но латерально неоднородных черносланцевых толщ, таких как баженовская свита, любые литологические реперы, а тем более маркирующие горизонты, будут нести важнейшую практическую пользу. Изучение изохронных уровней существенно расширяет возможности стратиграфических методов в любом разрезе, особенно при недостатке биостратиграфических данных, который неминуемо возникает при изучении кернового материала. Также стоит отметить, что туфогенные прослои в баженовской и тутлеймской свитах отмечаются в пограничном юрско-меловом интервале и развиты на обширной площади, более 700 тыс. кв. км. Таким образом, обсуждаемые туфы и туффиты могут сыграть роль надежного стратиграфического каркаса при детальном изучении нефтегазовых черносланцевых баженовской и тутлеймской свит, а также при региональных стратиграфических и палеогеографических построениях. В этих условиях мы посчитали необходимым собрать и каталогизировать весь доступный нам материал по находкам туфов и туффитов в интервале верхней юры – нижнего мела Западной Сибири.

Настоящая работа стала продолжением наших исследований туфогенного материала в черносланцевой баженовской свите ( $J_3v-K_1v$ ) и ее близких фаунистических аналогах (отдельные интервалы тутлеймской ( $J_3v-K_1v$ ) и фроловской свит ( $K_1v-h$ )). Данные отложения не выходят на дневную поверхность и не доступны в обнажениях, по-

этому изучаются только в керне скважин. По результатам многолетней работы (2012–2022 гг.) мы систематизировали находки вулканогенных прослоев по доступному нам керновому материалу. В итоге подготовлены: каталог с перечнем разрезов по скважинам, в которых обнаружены пирокластические прослои ([табл. 1](#)); сопроводительная карта местоположения изученных скважин ([рис. 1](#)); примеры фотографий туфов и туффитов ([рис. 2–7](#)) для упрощения их диагностики в керне скважин; схемы корреляции разрезов с наиболее полными последовательностями пирокластических прослоев ([рис. 8–11](#)), наглядно демонстрирующие их стратиграфическую приуроченность.

В статье обсуждаются полученные результаты с акцентом на их применимость в стратиграфии, а также некоторые методические приемы работы с ископаемыми тонкими пирокластическими прослойями.

## 2 МАТЕРИАЛ

В ходе изучения юрско-меловых туфов и туффитов Западной Сибири и их систематизации использованы результаты описания керна 124 скважин (выполнены И. В. Панченко с коллегами из МГУ им. М. В. Ломоносова (Т. А. Шарданова, Н. И. Коробова, Е. Ю. Барабошкин), ГИН РАН (Е. В. Щепетова), ЗАО «МиМГО» и ФГБУ «ВНИГНИ» (В. Д. Немова, М. Е. Смирнова, М. В. Ильина, И. М. Гусев, П. Ю. Куликов, А. И. Токмакова, Э. И. Валиева)), определения аммонитов (М. А. Рогов, Е. Ю. Барабошкин), двустворок (В. А. Захаров), радиолярий (В. С. Вишневская), фотографии керна 105 скважин в высоком разрешении, произведенных в дневном и УФ свете, результаты изучения 128 образцов керна с пирокластическими прослоями, из которых И. Д. Соболевым и И. В. Панченко выполнено описание 64 петрографических шлифов, произведены рентгенофлуоресцентный (XRF, 81 обр. в ИГЕМ РАН, НАЦ РН им. В. И. Шпильмана) и рентгенодифракционный (XRD, 10 обр. в ГИН РАН, ВНИГНИ, НАЦ РН им. В. И. Шпильмана) анализы, растровая электронная микроскопия с микрозондовой приставкой (РЭМ, 10 обр. в ВНИГНИ, Институте географии РАН), ИСП-МС (ICP-MS, 74 обр. в ИПТМ РАН, МГУ им. М. В. Ломоносова). Некоторые результаты исследований опубликованы в работах [[Булатов и др., 2017](#); [Панченко и др., 2021](#)], а конкретные прослои и образцы, изученные ранее и заимствованные из предшествующих работ, указаны в прилагаемом каталоге ([табл. 1](#)).

Туфы и туффиты встречены в керне 136 скважин, в которых выполнена запись геофизическо-

го каротажа (ГИС): гамма-метод, нейтронный, боковой, плотностной, акустический, индукционный и другие методы.

Территория, на которой установлены туфогенные прослои составляет 830 (север-юг) × 900 (запад-восток) км, что соответствует площади в 740 тыс. кв. км. Изученные скважины распределены по территории относительно равномерно ([рис. 1](#)).

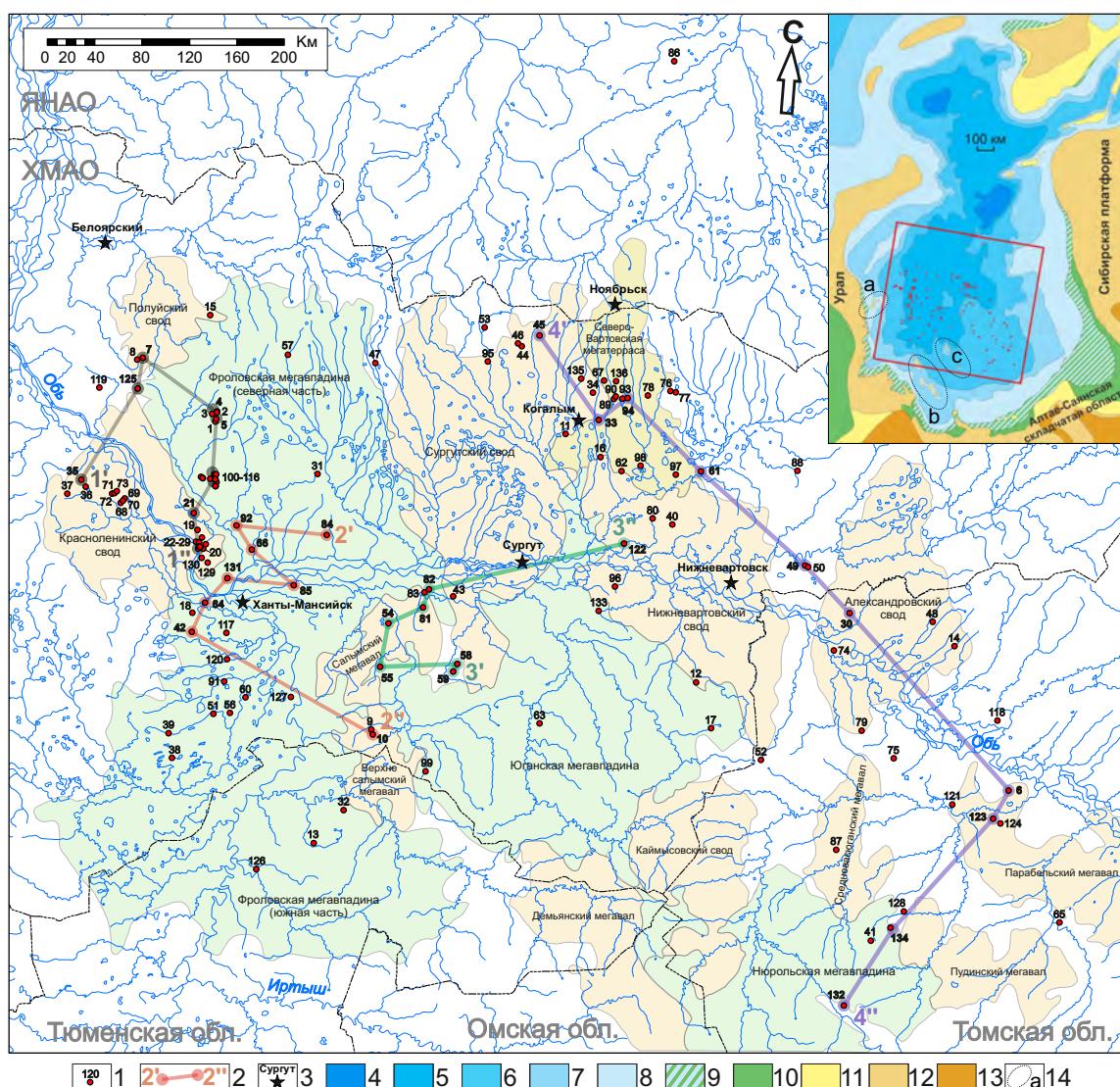
Скважинные материалы (ГИС, керн, образцы, фотографии керна) предоставлены недропользователями, МГУ им. М. В. Ломоносова, ФГБУ «ВНИГНИ» и НАЦ РН им. В. И. Шпильмана в рамках совместного выполнения государственных контрактов [[Волков и др., 2014](#); [Нестеров и др., 2007](#); [Скворцов и др., 2016](#)]. Картографическая основа и местоположение скважин взяты с информационных ресурсов ВСЕГЕИ [[Информационные ресурсы ВСЕГЕИ, 2022](#)] и НАЦ РН им. В. И. Шпильмана [[Геопортал «ЮГРА», 2022](#)] соответственно.

## 3 МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

### 3.1 Предыстория вопроса

Изначально прослои вулканогенного происхождения были обнаружены в ходе детального описания керна скважин в интервале баженовской свиты в 2012 году (Т. А. Шарданова, И. В. Панченко, МГУ им. М. В. Ломоносова). Керн отличался полнотой выноса и очень хорошим качеством сохранности и подготовки к работе: был аккуратно продольно распилен и отмыт от грязи и бурового раствора. Углубленный анализ вещества, структурно-текстурных особенностей и границ обнаруженных прослоев с контрастными свойствами указывал на их вероятную пирокластическую природу. Такие прослои привлекли пристальное внимание при последующем изучении керна, и, таким образом, материалы по баженовской пирокластике стали накапливаться и систематизироваться.

На первых этапах систематизации материала был сформирован набор критериев, позволяющих обнаружить вулканогенные прослои: 1) Такие прослои имеют резкие границы и градационное распределение структуры слагающего их материала. Четче всего в керне выражены подошвы слойков, подчеркнутые скоплениями более крупнозернистого материала у нижней границы; 2) Наиболее наглядными признаками служат их более светлая (светло-бурая) окраска и часто присущая яркая (желтая, оранжевая и переходных тонов) люминесценция в УФ, однако эти черты не всегда должным образом проявле-



**Рис. 1:** Расположение скважин, в керне которых установлены туфогенные прослои, и контур изученной территории на палеогеографической схеме (вверху справа) для волжского яруса (по [Конторович и др., 2013], с изменениями). Подписи структур по [Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1 000 000, 1998].

1 – скважины и их номера согласно (табл. 1); 2 – линии сопоставления разрезов ( $1'-1''$ ,  $2'-2''$ ,  $3'-3''$ ,  $4'-4''$ ) согласно рис. 8–11; 3 – города и их названия; 4–13 – области на палеогеографической карте согласно [Конторович и др., 2013]: 4–8 – морское осадконакопление: 4 – море глубокое, более 400 м; 5 – море глубокое, 200–400 м; 6 – море мелкое, 100–200 м; 7 – море мелкое, глубиной 25–100 м; 8 – море мелкое, глубиной менее 25 м; 9–11 – области переходного и континентального осадконакопления: 9 – равнина прибрежная, временами заливающаяся морем; 10 – равнина низменная, аккумулятивная; 11 – равнина денудационно-аккумулятивная; 12–13 – области размыва: 12 – равнина возвышенная (денудационная суша); 13 – горы низкие; 14 – ближайшие к изученным разрезам источники потенциально возможного терригенного сноса и подписи к ним: а – Шаймский, б – Старосолдатский, с – Демьянский мегавалы (названия структур согласно [Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1 000 000, 1998]).

ны; 3) Еще один важный признак заключается в нехарактерном для баженовской свиты составе этих прослоев, большая часть из которых сложена рыхлым глинистым веществом с выделяющимися на его фоне зернами алевритовой раз-

мерности. Некоторая часть вулканогенных прослоев интенсивно подвержена наложенным процессам окремнения, пиритизации и карбонатизации. Проявления этих вторичных процессов свойственны для баженовских пород, но подобные

изменения туфогенных прослоев всегда контрастно выделяют их, подчеркивая аномальность состава по отношению к вмещающим отложениям; 4) В качестве вспомогательного признака стоит отметить встречаемость этих прослоев преимущественно в наиболее однородных и насыщенных ОВ вмещающих породах, с текстурами, указывающими на спокойный пелагический режим седиментации, в том числе, в самых конденсированных интервалах разреза.

По этим критериям за несколько лет детальной комплексной работы с баженовскими отложениями и их стратиграфическими аналогами в керне скважин было диагностировано большое число туфогенных прослоев, несколько отличающихся по мощности, морфологии и составу. Некоторые пирокластические прослои были с высокой долей уверенности выявлены по фотографиям керна. Фотографии для такой работы пригодны только те, что выполнены в хорошем разрешении в дневном и УФ свете, на отмытом от грязи и, крайне желательно, продольно распиленном керне ([рис. 2–7](#)).

Накопленный материал показал изменчивость некоторых признаков. В темных черносланцевых породах достаточно явно заметны бурые прослои мощностью около 1 см, но при ближайшем рассмотрении в других, прежде всего смежных интервалах разреза, опознаются аналогичные, но более тонкие одиночные слойки и серии подобных слойков (1–2 мм и даже еще меньше). Таким образом, было установлено, что в пограничном интервале юры и мела Западной Сибири присутствует несколько туфогенных уровней.

### **3.2 Методы изучения и характерные признаки туфогенных прослоев**

Изученные туфогенные прослои различаются по мощности, морфологии, составу преобладающей массы и вторичных минералов, а также особенностям люминесценции.

По мощности и морфологии туфогенные прослои бывают двух типов: 1) единичные ровные тонкие, мощностью 1–20 мм, обособленные от вмещающей породы четкими границами; 2) 0,5–40 см серии тонких и разных по мощности (первые мм – до нескольких см) слойков, градационно переходящих друг в друга через интервалы с преобладанием вмещающих пород. Комплексный анализ результатов петрографии, химического (XRF, ICP-MS) и минерального (XRD, РЭМ) составов позволил установить, что различия в морфологии объясняются соотношением вулканогенного и осадочного вещества. Прослои первого типа содержат минимальную оса-

доющую примесь, либо не содержат ее вовсе, второго – в заметном количестве содержат фоновые отложения. Таким образом, морфология строения позволяет уже на макроуровне разделять туфы (первые) и туффиты (вторые).

По преобладающему составу слагающей массы пирокластические прослои могут быть (в порядке убывания частоты встречаемости): 1) глинистыми, рыхлыми, бурого цвета; 2) кремневыми (окремнелыми), тех же оттенков бурого цвета, но крепкими; 3) сульфидными (пиритизированными), зеленовато-бурого или соломенно-желтого цвета в зависимости от степени пиритизации; 4) карбонатными (кальцитизированными и/или доломитизированными), в этом случае они будут светло-бурыми, коричневато-белесыми, крепкими. Стоит отметить, что здесь мы имеем дело уже с влиянием вторичных процессов, значительно преобразивших состав исходной тефры [[Панченко и др., 2021](#)]. Таким образом, вариации состава прослоев (глинистый, кремневый, сульфидный, карбонатный) объясняются наложением различных процессов диаг- и катагенеза.

Результирующий состав прослоев контролируют два фактора: мощность вулканогенных слойков и состав вмещающих осадочных пород. Чем тоньше пирокластический слоек, тем больше влияния оказывает вмещающая порода. Самые маломощные (менее 1 мм) прослои в большей степени подвержены влиянию вмещающей породы, а относительно мощные (2–8 мм) обособленные слойки будут сохранять глинистый состав, связанный с первоочередными процессами монтмориллонитизации вулканокластики. Прослои мощностью 1–2 мм, залегающие в силикатах баженовской свиты с повышенным содержанием пирита (более 5%), чаще всего подвержены пиритизации. В силикатах с наибольшим содержанием  $\text{SiO}_2$  и радиоляритах встречаются обычно окремнельные разности туфогенных слойков.

Спектры распределения микроэлементов, в частности, редкоземельных (РЗЭ) и высокозарядных, более устойчивы при вторичных изменениях, чем спектры петрогенных элементов, и поэтому несут больше данных о составе исходного магматического вещества [[Маслов, 2005](#)]. Основные выводы по особенностям микроэлементного состава некоторых туфов и туффитов приведены нами в [[Панченко и др., 2021](#)], и в настоящей работе используются апробированные подходы в изучении геохимии туфов при сравнении состава разновозрастных туфогенных интервалов.

Люминесценция вулканогенных прослоев в УФ делает их заметными даже при их крайне малой мощности (до 1 мм) [[Кондрашова, 2021](#); [Пан-](#)

ченко и др., 2021]. Особенности ее цвета и интенсивности не имеют прямой устойчивой связи с преобладающим составом. Глинистые, окремнельные и карбонатизированные разности могут люминесцировать в ярко-желтых, желто-оранжевых и насыщенно-оранжевых тонах, иногда с зеленоватым оттенком. Некоторые из прослоев и во все не проявляют свечения в УФ. Известно, что пирит в УФ не люминесцирует [Горобец и Рогожин, 2001], но при этом даже практически на цело замещенные пиритом тонкие прослои часто дают люминесценцию, но пятнистого характера. По нашему мнению, люминесценция вызвана одним или несколькими микрокомпонентами (например, присутствующим здесь баритом) и слабо контролируется преобладающим породообразующим веществом. Именно сложное взаимодействие микровключений определяет особенность люминесценции [Горобец и Рогожин, 2001], поэтому в случае туфогенных прослоев ее природа может быть связана с комплексом люминогенов.

В УФ также удается более детально установить морфологию и строение прослоев с пирокластикой, а также выявить наложенные вторичные изменения. Например, обильной пиритизации соответствуют черные участки в УФ, а преобладание карбонатного вещества выражено отличными по тону и, как правило, более тусклыми люминесцентными окрасками. Туффиты, особенно в случае высокого содержания ксеногенного осадочного вещества, отличаются менее интенсивным свечением в УФ, нежели туфовые прослои без примеси фоновых отложений.

Необходимо проявлять осторожность при сравнении люминесценции пород, определенных в разных лабораториях, так как часто наблюдаются неидентичные (по длине волны и его интенсивности) источники УФ света, условия затемнения от внешнего освещения, кроме того, используются различные параметры фотографирования (если работа ведется с фотоснимками керна). В своей работе при анализе люминесценции мы в большей степени обращали внимание на интенсивность свечения в УФ, а не на цветотон и его оттенок. Последние в большей мере зависят от технических условий производимых наблюдений: от оборудования лаборатории и общего качества фотоснимков, как это показала практика сравнения множества различных фотографий, выполненных при УФ освещении, с реальной люминесценцией тех же самых пород в одном и том же УФ источнике.

Несмотря на удобство такого диагностического признака, как люминесценция, для диагностики туфовых прослоев его недостаточно, с учетом вышеупомянутых ограничений. Поэтому наи-

более достоверным методом для поиска и диагностики ископаемых пирокластических прослоев остается комплексирование подходов, в идеале основанное на детальном описании керна.

Завершая обзор многообразия свойств изученных пирокластических прослоев, следует отметить, что все туфогенные слойки, вне зависимости от стратиграфического положения, мощности, состава и морфологического выражения: 1) обладают схожими текстурно-структурными характеристиками, имеют резкие ровные горизонтальные границы и отличаются выдержанностью слойков; 2) имеют градационное строение; 3) преимущественно бурого окраса; 4) в большинстве случаев люминесцируют.

### 3.3 Используемая терминология

С учетом вариативности свойств вулканогенных прослоев, необходимо уточнение их классификации и номенклатуры. Мы основывались на наблюдениях в керне и шлифах с учетом данных химического и минерального состава. Принимаемая в работе терминология основана на рекомендациях петрографического кодекса [Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования, 2008].

Туфами мы называем породы, сложенные измененным пирокластическим веществом (глинизованным, окварцованным, и/или пиритизированным, карбонатизированным), без примеси синхронного осадочного материала. Они имеют нормальные (с уменьшением размерности зерен снизу вверх) градационные текстуры и резкую ровную подошву, сложены девитрифицированным, глинизованным и/или окварцованным вулканическим стеклом, которое может также частично карбонатизироваться и/или пиритизироваться на более поздних стадиях преобразований. На фоне преобладающей массы измененного вулканического стекла различимы тонкие (преимущественно 0,01–0,08 мм) кристаллокласты (преобладает плагиоклаз) разной степени сохранности. Петрографический и химический составы, изученные в предыдущей работе [Панченко и др., 2021], указывают на принадлежность к андезибазальтам, андезитам и, реже, базальтам. Сходство состава туфов из разных стратиграфических интервалов предполагает их принадлежность к одной магматической провинции.

Прослои туфов, прослеженные на большом расстоянии (рис. 4–7), в нашей работе обозначены индексами T0, T1, ..., T4 в соответствии с порядковым номером снизу вверх по разрезу (например, T0 – самый нижний прослой туфов). При

недостатке признаков и информации о стратиграфическом положении мы использовали пометку с вопросительным знаком.

*Туффитами* мы называем породы, содержащие измененный пирокластический материал в заметном количестве, но в разной степени им насыщенные (условно от 50 до 95%), всегда с присутствием синхронного осадочного (ксеногенного) материала фоновой седиментации. Вулканогенный материал аналогичен описанному в туфах, всегда в значительной степени изменен, как правило, окремнен, реже глинизован. В случае окремнения туффиты сложены кремневыми или кварцевыми овальными глобулями с незакономерным тонкочешуйчатым внутренним строением [см. рис. 12в, г в Панченко и др., 2021], причем подобные образования не отмечаются в баженовских силицитах. При глинизации слойки туффитов представлены однородным буроватым глинистым веществом с участками ксеногенной фоновой породы [см. рис. 12а, б в Панченко и др., 2021]. На фоне бурого глинистого вещества различимы редкие мелкие кристаллокласты плагиоклаза. Ксеногенный осадочный материал представляет собой компоненты, характерные для выше- и нижерасположенных фоновых осадочных пород (глинисто-кремневые тонкодисперсные образования с радиоляриями, ихтиодетритом и другими биокластами). Туффитовые прослои имеют незакономерное строение, чаще всего с градационной текстурой (нормальной и/или обратной), иногда они линзовидного облика. Тонкие туффитовые слойки часто группируются в серии слойков общей мощностью от 0,5 до 20 см и редко более. В таких сериях насыщенность пирокластическим материалом меняется градационно снизу вверх, иногда импульсно. Таким образом, ниже рассмотрим еще одно используемое понятие.

*Туффитовые серии* – это совокупность нескольких тонких туффитовых слойков, близкорасположенных друг к другу (первые мм – первые см), разделенных участками с преобладанием фоновой осадочной породы (рис. 2). Чаще всего такие слойки градационно переходят один в другой по вертикали. Между собой разные туффитовые серии разграничиваются относительно мощными (от нескольких см) участками фоновой осадочной породы без видимых включений пирокластики.

С туффитами нередко ассоциируют альгинитовые (водорослевые или бактериально-водорослевые) скопления [Булатов и др., 2021; Bulatov и др., 2021], что обуславливает присутствие в некоторых туффитовых слойках высочайших содержаний органического вещества ( $C_{\text{орг}}$  до 30%), при том, что в туфах ОВ не наблюдается, либо присутствуют его следовые ко-

личества [Панченко и др., 2021]. Природа парагенезиса туффитов и альгинита дискуссионна и связывается нами с возникновением благоприятных условий для вспышки развития донных бактериально-водорослевых сообществ на субстрате с пирокластикой, богатом питательными веществами (Mg, Fe, Zn и др.).

В наиболее полных последовательностях, где по комплексу критериев удается установить конкретное стратиграфическое положение *туффитов* (*туффитовых серий*) и проследить их от разреза к разрезу по совокупности критериев (морфология, мощность, состав и интенсивность люминесценции), им присуждается сокращенный индекс: ТТ1, ТТ2, ТТ3 или ТТ4, где цифра указывает на порядок снизу вверх по разрезу, а обозначение «ТТ» (туффит) информирует об участии в составе заметного количества осадочного ксеногенного материала, вне зависимости от наличия или отсутствия альгинитовой составляющей.

### 3.4 Стратиграфическая привязка туфогенных прослоев и их идентификация

Идентификация одного и того же прослоя в разных скважинах как единого уровня следовала по системному набору признаков, включающему: 1) морфологию прослоя (туфы или туффиты), 2) его мощность, 3) приуроченность к литологическим маркерам и палеонтологическим ассоциациям. Минеральный состав туфогенных слойков не является определяющим признаком, так как он может быть изменчив по латерали ввиду особенностей наложенных диакатагенетических процессов. Кроме того, ни один из указанных признаков не может быть главенствующим, используется только комплекс характеристик.

Прослои туфов и туффитов привязывались к пачкам баженовской и тутлеймской свит [Панченко и др., 2016]. Выделение пачек производилось с учетом литологических и палеонтологических признаков. Среди литологических маркеров и реперных уровней стоит отметить следующие: линзовидные радиоляриты и фосфориты (баженовские/тутлеймские пачки 1 и 2а), умеренно протяженные радиоляритовые слои и слойки (пачка 2б) и их тонко-линзовидные прослои с линзами пирита (пачка 3), кокколитофоридовые тонкослоистые гемипелагиты (пачки 5а и 5б) и уровни с карбонатными нодулями (пачки 4б, 5а и 5б). Палеонтологическими маркерами выступили уровни с обилием двустворок – иноцерамов (их скопления приурочены преимущественно к пачке 4б) и бухий (обилие их раковин маркирует по-

дошвенные слои пачки 5а, а относительно редкие створки, при этом в ассоциации с иноцерамами – подошвенные части пачки 4а); кроме того, выявлялись уровни развития аллохтонных скоплений нектонной фауны, характерные для подошвы пачки 2б, верхов пачки 3 – подошвы пачки 4а, нижней части пачки 5а [Панченко и др., 2015а; Панченко и Немова, 2017; Панченко и др., 2016] (рис. 8–12).

Анализ керна производился с опорой на методы геофизического каротажа, которые позволяли уточнить расчленение и сопоставление разрезов, скорректировать границы и мощности пачек, уточнить привязку туфогенных прослоев. В баженовской, тутлеймской и фроловской свитах наиболее информативными методами выступают: гамма, нейтронный, боковой, плотностной, акустический, индукционный каротажи.

Стратиграфическая привязка туфогенных прослоев по литолого-стратиграфическим признакам и геофизическому каротажу выполнялась и при анализе фотографий керна скважин в случае их пригодного для работы качества.

Метрическая привязка глубины залегания по керну всюду посчитана от начала интервала бурения с отбором керна (от верха интервала проходки). Увязка глубины отбора керна с глубиной по ГИС (которая принимается как более точная) производилась по стандартной методике сопоставления кривых гамма-каротажей, полученных по керну лабораторной аппаратурой и в стволе скважины каротажным прибором.

Возраст туфогенных прослоев определен биостратиграфическими методами (аммониты, двусторочки, радиолярии [Вишневская, 2013; Вишневская и др., 2020; Панченко и др., 2015а, 2013, 2016, 2021]. Согласно биостратиграфическим данным возраст баженовских пачек в центральной части Западной Сибири мало изменчив, наблюдаемая диахронность, как правило, не превышает одной аммонитовой зоны.

## 4 РЕЗУЛЬТАТЫ

В ходе исследования было выявлено множество тонких вулканогенных прослоев в керне большого количества скважин. Из 274 изученных нами разрезов скважин в пределах рассматриваемой территории, 136 оказались с пирокластическими прослоями. При этом отсутствие находок туфов и туффитов обычно коррелируется с малым выносом керна в интервале баженовской или тутлеймской свиты. Среди скважин, вскрывших керном практически весь искомый интервал, только пять оказались без находок туфогенных прослоев. Не исключено, что эти прослои могли быть

пропущены из-за отсутствия фотографий керна, сделанных в УФ, или по причине невозможности использовать УФ источник света во время работы с керном, что значительно упрощает поиск большей части тонких прослоев, особенно в керне плохой сохранности.

Обнаруженные туфогенные прослои каталогизированы по их стратиграфическому положению, морфологии и преобладающему составу (табл. 1). В каталоге скважины с туфами и туффитами выстроены в алфавитном порядке с присвоением порядкового номера (от 1 до 136), вынесенного на карту (рис. 1). Большей части прослоев или их серий дана детальная (до 1 см) метрическая привязка по глубине бурения и по корректировке с каротажными глубинами (более корректными), что позволяет использовать полученные данные в последующих работах. Прослои привязаны к свитам (баженовская, тутлеймская, фроловская) и пачкам (пачки 1–6б в баженовской свите и нижнетутлеймской подсвите). В каталог занесены также мощность прослоев, наличие фактического материала (фотографии керна, петрофотографические шлифы, определения химического состава) и имеющихся результатов исследований образцов со ссылками на публикации.

Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туффитов в керне скважин Западной Сибири [Панченко и др., 2022] в текстовом формате доступен на сайте репозитория базы данных по наукам о Земле (БДНЗ) [<http://esdb.wdcb.ru/>], расположенного в Геофизическом центре РАН.

В 136 скважинах с керном всего выявлено 373 туфогенных прослоя, из них 202 представлено туфами, 145 – туффитами, 26 – прослои неясной морфологии и состава. Пирокластические прослои происходят, главным образом, из баженовской (314 прослоев в 109 скв.) и тутлеймской свит (54 прослоя в 25 скв.), в редких случаях они отмечены в самых конденсированных углеродистых интервалах фроловской свиты, в ее подошвенных частях (отмечены в 5 скв.). Текущая статистика объясняется преимущественно выборкой имеющегося материала (рис. 1), и не в полной мере характеризует действительную частоту встречаемости пирокластики. Стоит заметить, что, несмотря на свою маломощность, обсуждаемые прослои вполне регулярно отмечаются именно в наиболее конденсированных частях изученного разреза.

Удалось установить, что большая часть прослоев приурочена к одним и тем же пачкам, но с некоторым «скольжением» относительно их границ. Туфы и туффиты отмечены в пачках 3, 4а, 4б и 5а баженовской и тутлеймской

**Таблица 1:** Каталог находок верхненорских – нижнемеловых тuffов и туфллитов в керне скважин Западной Сибири

Номер капри Tl0pka0n0ff h0mep	Скажина (площадь, номер)	Глубина по каротажу, м	Литостратиграфическая привязка	Тип турфогенного слойка	Строение и мощность турфогенного слойка	Преобладающий состав	Истека- ющая вода	Фторпрафин кепфа	ХРФ	ИИИиф	ICP-MS	Очаги активации азота [L-βγамма-04р., 2017]; [L-βγамма-04р., 2021]					
1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	1	1	1	Андреевская	5	2685,56	2680,86	баженов. сг. пачка 5в	турф	1-2 мм прослои	глинистый	T3/T4	UB4	+	+	+	+
2	1	1	2	Андреевская	5	2688,92	2684,42	баженов. сг. пачка 5а	турф	1 мм прослои	глинистый	T2	UB2	+	+	[2], обр. №29	[2], обр. №6
3	1	2	3	Андреевская	5	2692,30	2687,80	баженов. сг. пачка 4в	турф	1,5-2 мм прослои	глинист, однородный	T1	UB1	+	+	[2], обр. №6	[2], обр. №6
4	1	3	4	Андреевская	5	2693,99	2689,79	баженов. сг. пачка 4а	турф	6-8 мм прослои	глинист, однородный	T1	UB1	+	+	[2], обр. №6	[2], обр. №6
5	2	4	5	Андреевская	10	2781,19	2780,79	баженов. сг. пачка 5в-5в	турф	1 мм прослои	глинистый	T3/T4	UB4	+	+		
6	2	5	6	Андреевская	10	2784,64	2784,24	баженов. сг. пачка 5а	турф	1 мм прослои	глинистый	T3a	UB3	+	+		
7	2	6	7	Андреевская	10	2786,52	2786,52	баженов. сг. пачка 4в	турф	<2 мм прослои	глинистый	T2	UB2	+	+	[2], обр. №30	[2], обр. №30
8	3	7	8	Андреевская	12	2900,84	2902,84	баженов. сг. пачка 4в	турф	<2 мм прослои	глинист, однородный	T2	UB2	+	+	[2], обр. №30	[2], обр. №30
9	4	8	9	Андреевская	15	2908,87	2912,47	флюлол. сг.	турф	<1 мм прослои	глинистый	FrlI	+/-				
10	10	9	11	Андреевская	15	2918,15	2922,55	баженов. сг. пачка 5в-5в	турф	2 мм прослои	глинистый	T3/T4	UB4	+	+		
11	4	12	12	Андреевская	15	2921,29	2925,69	баженов. сг. пачка 5а	турф	2 мм прослои	глинистый	T3a	UB3	+	+		
12	4	13	13	Андреевская	15	2925,80	2930,20	баженов. сг. пачка 4в	турф	<2 мм прослои	глинист, однородный	T2	UB2	+	+	[2], обр. №31	[2], обр. №31
13	5	14	14	Андреевская	16	2722,48	2724,28	баженов. сг. пачка 4в	турф	<2 мм прослои	глинист, однородный	T2	UB2	+	+		
14	5	15	15	Белоярская (Карасоская)	16	2725,25	2722,05	баженов. сг. пачка 4а	турф	6-8 мм прослои	глинист, однородный	T1	UB1	+	+	[2], обр. №7	[2], обр. №7
15	6	16	16	Белоярская (Карасоская)	42	2257,42	2255,82	баженов. сг. пачка 4а	турфлит	2-3 см прослои	глинист, пиритиз.	T1	UB1	+	+		
16	6	17	17	Белоярская (Карасоская)	42	2261,58	2260,98	баженов. сг. пачка 3	турфлит	5 мм серия 1-2 мм прослои	глинист, окременный	T14	LB 2	+	+		
17	6	18	18	Белоярская (Карасоская)	42	2265,55-2263,68	2262,95-2263,08	баженов. сг. пачка 3	турфлит	3-4 мм прослои	глинист, окременный	T14	LB 2	+	+		
18	6	19	19	Белоярская (Карасоская)	42	2263,11-2263,75	2263,11-2263,15	баженов. сг. пачка 3	турфлит	13 см серия 2-4 мм прослои	глинист, окременный	T13	LB 1	+	+		
19	6	20	20	Белоярская (Карасоская)	42	2263,85	2263,25	баженов. сг. пачка 3	турфлит	4 см серия 2-4 мм прослои	глинист, окременный	T12	LB 1	+	+		
20	6	21	21	Болшевая Ольховская	75	2570,25	2569,05	туглайт. сг. пачка 4в	турф	8 см серия 2-4 мм прослои	глинист, окременный	T11	LB 1	+	+		
21	7	22	22	Болшевая Ольховская	75	2572,86	2571,66	туглайт. сг. пачка 4а	турф	<2 мм прослои	глинист, однородный	T12	UB2	+	+		
22	7	23	23	Болшевая Ольховская	77	2579,88	2580,38	туглайт. сг. пачка 4а	турфлит	6-8 мм прослои	глинист, однородный	T1	UB1	+	+	[2], обр. №3	[2], обр. №3
23	8	24	24	Верхнесалымская	45	2959,60	2964,60	баженов. сг. пачка 5а	турф	1 мм прослои	глинист, однородный	T1	UB4	+	+	[2], обр. №4	[2], обр. №4
24	9	25	25	Верхнесалымская	45	2959,88	2964,88	баженов. сг. пачка 5а	турф	1 мм прослои	глинист	T3	UB4	+	+		
25	9	26	26	Верхнесалымская	45	2963,04	2968,04	баженов. сг. пачка 4в-5а	турф	<2 мм прослои	глинист	T2	UB2	+	+		
26	9	27	27	Верхнесалымская	2316	3258,55	3258,90	баженов. сг. пачка 3-4	турф или туфлит	6-8 мм прослои	глинист	T3	UB4	+	+	[2], обр. №34	[2], обр. №34
27	10	28	28	Верхнесалымская	2316	3261,30	3261,80	баженов. сг. пачка 3-4	турфлит	1 мм прослои	глинист, окременный	T3	UB4	+	+	[2], обр. №34	[2], обр. №34
28	10	29	29	Верхнесалымская	2316	3261,58	2314,68	баженов. сг. пачка 4в-5а	турф	<2 мм прослои	глинист, пиритиз.	T2	UB2	+	+	[2], обр. №34	[2], обр. №34
29	10	30	30	Верхнесалымская	2316	3266,10	3266,60	баженов. сг. пачка 3	турф	6-8 мм прослои	глинист, однородный	T1	UB1	+	+	[2], обр. №34	[2], обр. №34
30	11	31	31	Восточно-Иркутская	154	2861,80	2739,33	туглайт. сг. пачка 3-4	турфлит	серия тонких (1-10 мм) прослоев	окременный	T1	UB1	+	+	[2], обр. №33	[2], обр. №33
31	11	32	32	Восточно-Иркутская	301	2739,07	2736,80	баженов. сг. пачка 3-4	турф или туфлит	6-8 мм прослои	серия тонких (1-10 мм) прослоев	окременный	LB 1 - UB0	+	+	[2], обр. №36	[2], обр. №36
32	12	33	33	Восточно-Калмыкская	81	2744,05	2744,45	баженов. сг. пачка 3-4	турфлит	серия тонких (1-10 мм) прослоев	окременный	LB 1 - UB0	+	+	[2], обр. №36	[2], обр. №36	
33	13	34	34	Восточно-Калмыкская	81	2744,15	2744,15	баженов. сг. пачка 3-4	турфлит	<8 мм прослои	окременный	LB 1 - UB0	+	+	[2], обр. №36	[2], обр. №36	
34	13	35	35	Восточно-Никольская	1	2321,58	2314,70	баженов. сг. пачка 4а	турф	<1 мм прослои	глинист	T1	UB1	+	+		
35	14	36	36	Восточно-Никольская	1	2321,60	2314,70	баженов. сг. пачка 4а	турф	6-8 мм прослои	глинист, однородный	T0a/b	UB0	+	+	[2], обр. №1	[2], обр. №1
36	14	37	37	Восточно-Ольховская	311	2742,03	2739,33	туглайт. сг. пачка 4а	турф	<8 мм прослои	глинист, однородный	T1	UB1	+	+		
37	15	38	38	Восточно-Ольховская	781	2945,58	2940,98	баженов. сг. пачка 4а	турфлит	>3 мм прослои	глинист, окременный	T1	UB1	+	+		
38	16	39	39	Восточно-Чистинная	526	2760,73	2756,20	баженов. сг. пачка 4а	турфлит	>3 мм прослои	глинист, окременный	T1	UB1	+	+		

*Продолжение таблицы на следующей стр.*

**Таблица 1: (продолжение) Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туфритов в керне скважин Западной Сибири**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
41	17	Восточно-Чистинная	526	2760,26	баженов, си.	Туффит			Глинист., окременный	ЛБ_1 – УБ0	+	+	+	+	+	[1]
42	17	Восточно-Чистинная	526	2760,54	баженов, си.	Туффит	6–8 мм простой		Глинист., окременный	ЛБ_1 – УБ0	+	+	+	+	+	[1]
43	18	Восточно-Чистинская	3	2655,25	2654,75	баженов, си., пачка 4а–4б	Туфф		Глинист., окременный	УБ1	+	+	+	+	+	[2], обр. №21
44	19	Галиновская	11	2651,20	2610–2612	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., лигнитиз.	Т1	УБ1	+				
45	20	Галиновская	38	2647,39	2652,49	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				[2], обр. №19
46	21	Галиновская	42	2647,39	2652,49	баженов, си., пачка 5а	Туфф	1–2 см простой	Глинист., однородный	Т3/74	УБ4	+				
47	21	Галиновская	42	2652,81	2657,91	баженов, си., пачка 4б	Туфф	<2 мм простой	Глинистый	Т2	УБ2	+				
48	22	Галиновская	43	2701,02		баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				
49	23	Галиновская	44	2704,11	2724,88	баженов, си., пачка 4б	Туфф	1–2 см простой	Карбонатизированый	Fr1	ЛФ1	+				
50	23	Галиновская	44	2724,56	2724,66	баженов, си., пачка 4б	Туфф	2–3 см простой	Глинист.	Т2	УБ2	+				
51	23	Галиновская	44	2728,55	2728,35	баженов, си., пачка 4а	Туффит	6–7 см серии 2–4 мм прослоев	Глинист., окременный	Т1	УБ1	+				
52	24	Галиновская	45	2719,90	2732,50	баженов, си., пачка 4а	Туффит	14 см серии 2–4 мм прослоев	Глинист., окременный	Т1	УБ1	+				
53	25	Галиновская	2006	2736,00		баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				[2], обр. №17
54	26	Галиновская	2024	2702,10	2703,30	баженов, си., пачка 4а	Туфф	1–2 см простой	Глинист., однородный?	Fr1	ЛФ1	+				
55	26	Галиновская	2024	2723,83	2725,03	баженов, си., пачка 3	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				
56	27	Галиновская	2031	2849,16	2849,65	баженов, си., пачка 5а	Туфф	1–2 см простой	Глинист., однородный	Т3/74	УБ4	+				
57	27	Галиновская	2031	2857,21	2854,80	баженов, си., пачка 4а	Туфф	2–3 см простой	Глинист., однородный	Т2	УБ2	+				
58	27	Галиновская	2031	2857,47	2858,67	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				[2], обр. №18
59	28	Галиновская	2034	2847,77	2841,17	баженов, си., пачка 4а	Туфф	1–2 см простой	Глинист., лигнитиз.	Fr1	ЛФ1	+				
60	29	Галиновская	2035	2911,05	2911,29	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				
61	30	Горстовая	91	2204,10	2205,20	баженов, си., пачка 3	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., хабонитиз.	Т1	УБ1	+				[2], обр. №22
62	31	Декабрьская	541	2865,59	2864,09	баженов, си., пачка 5а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				[2], обр. №15
63	32	Демьянская	20	2802–2805	2802–2805	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				[2], обр. №23
64	33	Дружная	322	2849,03	2851,53	баженов, си., пачка 5а	Туфф	1–2 см серия тонких прослоев	Глинистый	Т3/74	УБ4	+				
65	33	Дружная	322	2853,30	2853,80	баженов, си., пачка 4б	Туфф	2–3 см простой	Глинист., однородный	Т2	УБ2	+				
66	33	Дружная	322	2855,15	2857,65	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Т1	УБ1	+				[2], обр. №24
67	33	Дружная	322	2855,20	2858,00	баженов, си., пачка 4а	Туфф	1–2 см серия тонких прослоев	Глинист., однородный	Тоб	УБ0	+				
68	33	Дружная	322	2856,10	2858,60	баженов, си., пачка 4а	Туфф	2–3 см простой	Глинистый	Тоба	УБ0	+				
69	33	Дружная	322	2856,65	2859,15	баженов, си., пачка 3–4а	Туффит	>10–15 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный	ЛБ_1 – УБ0	+					
70	33	Дружная	322	2859,36	2861,86	баженов, си., пачка 3	Туфф	2–3 см серия тонких прослоев	Глинист., однородный	ЛБ_1 – УБ0	+					
71	33	Дружная	322	2859,42	2861,92	баженов, си., пачка 3	Туффит	>10–15 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный	ЛБ_1	УБ2	+				
72	34	Дружная	326	2872,05	2868,05	баженов, си., пачка 3	Туфф	9 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный	Г12	ЛБ_1	+				
73	34	Дружная	326	2872,27	2868,27	баженов, си., пачка 3	Туффит	3–4 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный	Г11	ЛБ_1	+				
74	35	Ем-Ёговская	4045	2289,90	2295,10	баженов, си., пачка 5а	Туфф	1–2 см простой	Глинистый	Г3а	УБ3	+				
75	35	Ем-Ёговская	4045	2293,70	2295,10	баженов, си., пачка 4б	Туфф	<2–3 мм простой	Глинистый	Г3	УБ2	+				
76	35	Ем-Ёговская	4045	2296,25	2297,65	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., окременный	Г1	УБ1	+				
77	36	Ем-Ёговская	4452	2281,00	2281,70	баженов, си., пачка 5а	Туфф	1–2 см простой	Глинистый	Г3а	УБ3	+				
78	36	Ем-Ёговская	4452	2299,82	2300,22	баженов, си., пачка 4а	Туфф	6–8 мм простой	Глинист., однородный	Г1	УБ1	+				
79	37	Ем-Ёговская	30034	2410,80	2410,10	баженов, си., пачка 5а	Туфф	1–2 см простой	Глинистый	Г4	УБ4	+				
80	37	Ем-Ёговская	30034	2411,25	2410,55	баженов, си., пачка 5а	Туфф	1–2 см простой	Глинист., окременный	Г3	УБ4	+				
81	37	Ем-Ёговская	30034	2422,26	2421,56	баженов, си., пачка 4а	Туффит	1 см. серия тонких прослоев	Глинист., окременный	Г4	УБ4	+				
82	37	Ем-Ёговская	30034	2423,34	2422,64	баженов, си., пачка 3–4а	Туффит	2 см. серия тонких прослоев	Глинист., окременный	Г3	УБ4	+				
83	37	Ем-Ёговская	30034	2423,87	2423,17	баженов, си., пачка 3	Туффит	1–2 см. серия тонких прослоев	Глинист., однородный	Г114	ЛБ_2	+				
84	37	Ем-Ёговская	30034	2424,15	2423,45	баженов, си., пачка 3	Туффит	>10 см. серия тонких прослоев	Глинист., окременный	Г114	ЛБ_2	+				
85	37	Ем-Ёговская	30034	2424,34	2423,64	баженов, си., пачка 3	Туффит	2–3 см. серия тонких прослоев	Глинист., окременный	Г114	ЛБ_2	+				
86	38	Зюзертая	1	2595,31	2595,31	баженов, си., пачка 5а	Туфф	2–3 см простой	Глинист., окременный	Г4	УБ4	+				
87	38	Зюзертая	1	2595,82	2595,82	баженов, си., пачка 5а	Туфф	2–3 см простой	Глинист., окременный	Г3	УБ4	+				
88	38	Зюзертая	1	2599,16	2599,36	баженов, си., пачка 5а	Туфф	2–3 см простой	Глинистый	Г3а	УБ3	+				
89	38	Зюзертая	1	2600,48	2600,68	баженов, си., пачка 5а	Туфф	<<1 см простой	Глинистый	Г114	ЛБ_2	+				
90	38	Зюзертая	1	2602,02	2602,22	баженов, си., пачка 4б	Туфф	<<1 см простой	Глинистый	Г114	ЛБ_2	+				
91	38	Зюзертая	1	2603,83	2604,03	баженов, си., пачка 4б	Туффит	1 см простой	Глинист., окременный	Г114	ЛБ2	+				

*Продолжение таблицы на следующей странице стр.*

**Таблица 1: (продолжение) Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туфритов в керне скважин Западной Сибири**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
92	38	Западная	1	2606,21	2606,41	туфлитом, си., пачка 4а	туф	5–8 см прослой	глинистый	II	UB1	+	+	+	+	+
93	38	Западная	1	2606,88	2607,08	туфлитом, си., пачка 4а	туфрит	3 см прослой	окремен., глинистый	II	IB_2	+	+	+	+	+
94	38	Западная	1	2607,37	2607,57	туфлитом, си., пачка 4а	туфрит	7 см прослой	окремен., глинистый	II	IB_2	+	+	+	+	+
95	38	Западная	1	2607,63	2607,83	туфлитом, си., пачка 4а	туфрит	4 см прослой	окремен., глинистый	II	IB_2	+	+	+	+	+
96	38	Западная	1	2607,77	2607,97	туфлитом, си., пачка 4а	туфрит	5 см прослой	окремен., глинистый	II	IB_2	+	+	+	+	+
97	38	Западная	1	2611,35	2611,55	туфлитом, си., пачка 3	туфрит	5–2 см прослой	окремен., глинистый	II	IB_2	+	+	+	+	+
98	39	Западная	17	2564,83	2557,23	туфлитом, си., пачка 5а	туф	≥ 1 мм прослой	глинистый	T3a	UB3	+	+	+	+	+
99	39	Западная	17	2572,42	2573,42	туфлитом, си., пачка 3–4а	туфрит	7–8 см серия 1–4 мм прослой	глинист., окременный			+	+	+	+	+
100	40	Западно-Атанская	1	2601,90	2802,00	баженов, си.	туф	7–8 см серия тонких прослоев	глинист., окременный			+	+	+	+	+
101	41	Западно-Кисенская	4	2801,90	2802,56	баженов, си., пачка 4а	туфрит	10 см серия 1–3 мм прослой	глинист., окременный			+	+	+	+	+
102	41	Западно-Кисенская	4	2802,46	2802,89	баженов, си., пачка 4а	туфрит	3 см серия 1–2 мм прослой	глинист., окременный			+	+	+	+	+
103	41	Западно-Кисенская	4	2802,79	2803,04	баженов, си., пачка 4а	туфрит	2–3 см серия 1–3 мм прослой	глинист., окременный			+	+	+	+	+
104	41	Западно-Кисенская	4	2802,94	2697,72	туфлитом, си., пачка 4а–4в	туф	6–8 см прослой	глинист., окременный	T1	UB1	+	+	+	+	+
105	42	Западно-Тимано-Балтийская	2003	2802,96	2803,93	баженов, си.	туф	7–8 см серия тонких прослоев	глинист., окременный			+	+	+	+	+
107	44	Имандорская	280	3019,53	3045,47	баженов, си., пачка 3	туфрит	2–3 см прослой	глинист., окременный	IB_1 – UB0	+	+	+	+	+	+
108	45	Имандорская	401	3016,00	3015,60	баженов, си., пачка 5а	туф	1–2 см прослой	глинист., окременный	T4	UB4	+	+	+	+	+
109	45	Имандорская	401	3016,32	3015,92	баженов, си., пачка 5а	туф	1–2 см прослой	глинист., окременный	T3	UB4	+	+	+	+	+
110	45	Имандорская	401	3019,24	3018,84	баженов, си., пачка 3	туф	1–2 см прослой	глинист., однородный	Tob	UB0	+	+	+	+	+
111	45	Имандорская	401	3019,93	3019,53	баженов, си., пачка 3	туф или туфрит	1–2 см прослой	глинист., однородный	T0a	UB0	+	+	+	+	+
112	46	Имандорская	412	3018,15	3019,25	баженов, си., пачка 5а	туф	1–2 см прослой	глинист., однородный	T4	UB4	+	+	+	+	+
113	46	Имандорская	412	3018,36	3019,46	баженов, си., пачка 5а	туф	1–2 см прослой	глинист., однородный	T3	UB4	+	+	+	+	+
114	46	Имандорская	412	3021,39	3022,49	баженов, си., пачка 3	туф	3–4 см прослой	глинист., однородный	Tob	UB0	+	+	+	+	+
115	46	Имандорская	412	3022,15	3023,25	баженов, си., пачка 3	туф или туфрит	1–2 см прослой	глинист., однородный	T0a	UB0	+	+	+	+	+
116	46	Имандорская	412	3022,58	3023,68	баженов, си., пачка 3	туфрит	8 см серия 1–3 мм прослой	окремен., глинист.	?	LB 2	+	+	+	+	+
117	47	Июльская	223	2988,14	2983,94	баженов, си., пачка 4а	туф	5–6 см прослой	окремен., глинист.	II	UB1	+	+	+	+	+
118	48	Круглоозерная	1	2314,70	2315,3	баженов, си., пачка 3–4	туф	2–2,5 см прослой	глинист., лирпит.	T1	UB1	+	+	+	+	+
119	49	Кумская	4	2892,38	2893,58	баженов, си., пачка 4а	туф	5–6 см прослой	глинист., однородный	T1	UB1	+	+	+	+	+
120	49	Кумская	4	2892,58	2893,78	баженов, си., пачка 4а	туф	1–2 см прослой	глинист.	Tob	UB0	+	+	+	+	+
121	49	Кумская	4	2893,22	2893,42	баженов, си., пачка 4а	туф	1–2 см прослой	глинист., однородный	T0a	UB0	+	+	+	+	+
122	49	Кумская	4	2893,67	2893,87	баженов, си., пачка 4а	туфрит	2–2,5 см прослой	окремен., глинист.	II	IB_2	+	+	+	+	+
123	49	Кумская	4	2893,86	2894,06	баженов, си., пачка 4а	туфрит	2–3 см серия тонких прослоев	окремен., глинист.	II	IB_2	+	+	+	+	+
124	49	Кумская	4	2893,96	2894,16	баженов, си., пачка 4а	туфрит	3–5 см прослой в основании серии	глинист., с высоким ОВ	II	IB_2	+	+	+	+	+
125	49	Кумская	4	2895,86	2896,06	баженов, си., пачка 3	туфрит	3–4 см серия тонких прослоев	окремен., глинист.	T3	IB_1	+	+	+	+	+
126	49	Кумская	4	2896,01	2896,21	баженов, си., пачка 3	туфрит	14–16 см серия тонких прослоев	окремен., глинист.	T3	IB_1	+	+	+	+	+
127	49	Кумская	4	2896,16	2896,36	баженов, си., пачка 3	туфрит	10 см серия тонких прослоев	окремен., глинист.	T2	IB_1	+	+	+	+	+
128	49	Кумская	4	2896,33	2896,53	баженов, си., пачка 3	туфрит	3–5 см серия тонких прослоев	окремен., глинист.	T1	UB1	+	+	+	+	+
129	50	Кумская	33	2685,60	2685,40	баженов, си., пачка 4–4в	туф	6–8 см прослой	глинист.	T2	UB2	+	+	+	+	+
130	50	Кумская	33	2686,73	2686,48	баженов, си., пачка 4а	туфрит	серия тонких (1–10 мм) прослоев	глинист.	T1	IB_1 – UB0	+	+	+	+	+
131	51	Куртамская	43	2782,14	2782,14	туфлитом, си.	туф	1–2 см прослой	глинист.			+	+	+	+	+
132	52	Ледовая	8	2621,87	2626,37	баженов, си., пачка 3–4а	туфрит	2–3 см серия тонких прослоев	глинист.			+	+	+	+	+
133	53	Леклеркская	12	3186,52	2878,66	баженов, си.	туф	1 см прослой	глинист	T4	UB4	+	+	+	+	+
134	54	Лемплинская / Салымская	2159	2881,03	2879,03	баженов, си., пачка 5а	туф	1 см прослой	глинист	T3	UB4	+	+	+	+	+
135	54	Лемплинская / Салымская	2159	2888,42	2886,82	баженов, си., пачка 4а	туф	6–8 см прослой	глинист., однородный	T1	UB1	+	+	+	+	+
136	54	Лемплинская / Салымская	2159	2888,79	2819,79	баженов, си., пачка 5а	туф	10 см серия тонких прослоев	глинист	T4	UB4	+	+	+	+	+
137	55	Лемплинская / Салымская	2838	2817,97	2819,22	баженов, си., пачка 5а	туф	1–2 см прослой	глинист	T3	UB4	+	+	+	+	+
138	55	Лемплинская / Салымская	2838	2820,16	2821,86	баженов, си., пачка 5а	туф	<1 см прослой	глинист	T3a	UB3	+	+	+	+	+
139	55	Лемплинская / Салымская	2838	2822,80	2824,50	баженов, си., пачка 4в	туф	>2 см прослой	глинист	T2	UB2	+	+	+	+	+
140	55	Лемплинская / Салымская	2838	2825,35	2827,05	баженов, си., пачка 4а	туф	6–8 см прослой	глинист., однородный	T1	UB1	+	+	+	+	+
141	55	Лемплинская / Салымская	42	2787,46	2787,46	туфлитом, си.	туф	1–2 см прослой	глинист.			+	+	+	+	+

Продолжение таблицы на следующей странице.

**Таблица 1: (продолжение)** Каталог находок верхнеюгорских – нижнемеловых туфов и туфлитов в керне скважин Западной Сибири

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
143	56	Лисорская	42	2787,96	тугдем. св.	Гурдигт										[1]
144	56	Лимнинская	42	2788,09	тугдем. св.	Гурдигт										[1]
145	57	Лимнинская	1	3028,45	3027,60	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1 мм прослой	Глинист. пиритиз.	13/14	УВ4	+	+	+	+	
146	58	Малобалынская	93	2871,10	2865,30	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1-1,5 мм прослой	Глинистый	14	УВ4	+				
147	58	Малобалынская	93	2871,40	2865,60	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1 мм прослой	Глинистый	13	УВ4	+				
148	58	Малобалынская	93	2875,20	2868,80	баженов. св. пачка 5а	Гурф	>2-3 мм прослой	Глинистый	Г3а	УВ3	+				
149	58	Малобалынская	93	2882,20	2875,20	баженов. св. пачка 4а	Гурф	>3-5 мм прослой	Глинистый	?Г1	?УВ1	+				
150	59	Малобалынская	6693	2932,96	2935,96	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1-1,5 мм прослой	Глинистый	13/14	УВ4	+				
151	59	Малобалынская	6693	2934,65	2937,65	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1-1,5 мм прослой	Глинистый	Г3а	УВ3	+				
152	59	Малобалынская	6693	2939,12	2942,32	баженов. св. пачка 4б	Гурф	<2-3 мм прослой	Глинист.	12	УВ2	+				
153	59	Малобалынская	6693	2940,50	2943,70	баженов. св. пачка 4а	Гурф	6-8 мм прослой	Глинист. однородный	Г1	УВ1	+				
154	59	Малобалынская	6693	2940,70	2943,90	баженов. св. пачка 4а	Гурф	1 мм прослой	Глинистый	Г0в	УВ0	+				
155	59	Малобалынская	6693	2940,93	2944,13	баженов. св. пачка 4а	Гурф или туффицит	1 мм прослой	Глинист. окременный	Г0а	УВ0	+				
156	59	Малобалынская	6693	2942,26	2945,46	баженов. св. пачка 3-4а	Гурф	10 см серия тонких (1 мм) прослоев	Глинист. окременный	Г14	1В_2					
157	59	Малобалынская	6693	2943,13	2946,33	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	6 см серия тонких (1 мм) прослоев	Глинист. окременный	1В_1 - УВ0	+					
158	60	Малокопытская	19	2779,02	тугдем. св.	Гурф										[1]
159	61	Маргаллеровская	42	2736,87	2737,07	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	4-5 мм прослой	Глинист. окременный	?Г14	?ЛВ_2	+				
160	61	Маргаллеровская	42	2737,41	2737,61	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	5 см серия тонких (1-4 мм) прослоев	Глинист.	?Г14	?ЛВ_2	+				
161	61	Маргаллеровская	42	2737,46-2738,08	2737,46-2738,88	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	24 см серия тонких прослоев	Глинист. окременный	?Г13	ЛВ_1	+				
162	61	Маргаллеровская	42	2738,46-2738,54	2738,46-2738,54	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	8 см серия тонких прослоев	Глинист. окременный	?Г12	ЛВ_1	+				
163	61	Маргаллеровская	42	2738,44	2738,64	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	1-2 см серия тонких прослоев	Глинист. окременный	?Г11	ЛВ_1	+				
164	62	Миттаевская	184	2804,20	2802,90	баженов. св. пачка 4а	Гурф	<6-8 мм прослой	Глинист.	УВ1	+	+			[2], обр. №28	
165	62	Миттаевская	184	2804,63	2803,33	баженов. св. пачка 4а	Гурф	1 мм прослой	Глинист. однородный	Г0в	УВ0	+				
166	62	Миттаевская	184	2805,04	2805,74	баженов. св. пачка 4а	Гурдигт	<1 см прослой	Глинист. окременный	?Г10	УВ0	+				
167	62	Миттаевская	184	2805,27	2803,97	баженов. св. пачка 4а	Гурдигт	>3 см серия тонких прослоев	Глинист. окременный	?Г9	1В_2	+				
168	62	Миттаевская	184	2806,26	2805,66	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	6-8 см прослой	Глинист.	1В_1	+					
169	62	Миттаевская	184	2807,14	2805,84	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	>10 см серия тонких (1-4 мм) прослоев	Глинист.	1В_1	+					
170	62	Миттаевская	184	2807,43	2806,13	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	16 см серия 2-3 см прослоев	Глинист.	Г12	1В_1	+			[2], обр. №48, 49	
171	63	Мулагановская	14	2857,96	2856,72	баженов. св.	Гурф	1 мм прослой	Глинистый	14	УВ4	+			[1]	
172	64	Нижне-Яйолская	2	2667,16	2668,36	тугдем. св. пачка 5а-5б	Гурф	1 мм прослой	Глинистый	Г3а	УВ4	+				
173	64	Нижне-Яйолская	2	2667,48	2668,68	тугдем. св. пачка 5а	Гурф	1,5 мм прослой	Глинист.	Г3а	УВ4	+				
174	64	Нижне-Яйолская	2	2681,04	2681,74	тугдем. св. пачка 3-4	Гурдигт	14 см серия 2-3 см прослоев	Глинист. окременный	?Г12	?1В_1	+			[2], обр. №44	
175	64	Нижне-Яйолская	2	2681,14	2681,84	тугдем. св. пачка 3-4	Гурдигт	>5 см серия тонких прослоев	Глинист.	?Г11	?1В_1	+				
176	65	Новкорытчанская	1	2747,57	2747,77	баженов. св. пачка 4а	Гурдигт	1-2 мм прослой	Глинист. окременный	?Г10	1В_2	+				
177	66	Новкорытчанская	30	2746,05	2749,05	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1 мм прослой	Глинист. окременный	?Г9	1В_1	+				
178	67	Новкорытчанская	187	2886,55	2886,75	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1 мм прослой	Глинистый	?Г14	?УВ4	+				
179	67	Новкорытчанская	187	2887,24	2889,44	баженов. св. пачка 5а	Гурф	1,5 мм прослой	Глинист. пиритиз.	?Г13	?УВ4	+				
180	67	Новкорытчанская	187	2887,77	2890,05	баженов. св. пачка 5а	Гурдигт	2 мм прослой	Глинист.	?Г12	?УВ3	+				
181	67	Новкорытчанская	187	2898,50	2896,76	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	5 см серия тонких (1-4 мм) прослоев	Глинист.	?Г11	1В_1 - УВ0	+				
182	67	Новкорытчанская	187	2897,90	2897,98	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	20 см серия тонких (1-4 мм) прослоев	Глинист.	?Г10	1В_1	+				
183	67	Новкорытчанская	187	2898,62-2898,13	2898,22-2898,33	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	11 см серия тонких (1-4 мм) прослоев	Глинист.	?Г9	1В_1	+				
184	67	Новкорытчанская	187	2898,30	2898,93	баженов. св. пачка 3	Гурдигт	>5 см серия тонких прослоев	Глинист.	?Г8	1В_1	+				
185	67	Новкорытчанская	130	2848,03	2892,78	тугдем. св. пачка 4а	Гурф	6 мм прослой	Глинист.	?Г7	1В_1	+				
186	68	Пальянковская	157	2893,88	2896,83	тугдем. св. пачка 4а	Гурф	4-5 мм прослой	Глинист.	?Г6	1В_1	+				
187	69	Пальянковская	158	2901,73	2901,73	тугдем. св. пачка 4а	Гурф	3-4 мм прослой	Глинистый	?Г5	1В_1	+				
188	70	Пальянковская	600	2330,26	2330,26	тугдем. св. пачка 5а	Гурф	1,5 мм прослой	Глинистый	?Г4	УВ3	+				
189	71	Пальянковская	601	2379,80	2377,50	тугдем. св.	Гурф	1 мм прослой	Глинистый	?Г3а	УВ3	+				
190	72	Пальянковская	611	2341,19	2338,89	тугдем. св. пачка 4а-4в	Гурф	2 мм прослой	Глинист.	?Г2	УВ1	+				
191	73	Пальянковская	192	2346,55	2436,55	баженов. св. пачка 3-4а	Гурдигт	2-3 мм прослой	Глинист. окременный	?Г11	?УВ1	+				
192	74	Панканская	1	2437,75	2437,95	баженов. св. пачка 3-4а	Гурдигт	>5 см серия тонких прослоев	Глинист. окременный	?Г12	?1В_1	+				

*Продолжение таблицы на следующей стр.*

**Таблица 1: (продолжение) Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туфритов в керне скважин Западной Сибири**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
194	75	Передовая	192	2483,22	баженов, си., пачка 3-4а	туфрит	3-4мм прямой	глинист., окременный	тг4	лб.2	+					
195	76	Покровское	273	3044,05	3944,65	баженов, си., пачка 3	туфрит	5 см серия тонких (1 мм) прослоев	глинист., окременный	лб.1 – убо	+					
196	76	Покровское	273	3044,15	3044,75	баженов, си., пачка 3	туфрит	2-3мм прямой	глинист., окременный	лб.1 – убо	+					
197	77	Покровское	70	2989,39	2990,09	баженов, си., пачка 4а	туф	6-8мм прямой	глинист., однородный	т1	уб1	+				
198	77	Покровское	70	2992,99	2993,54	баженов, си., пачка 4а	туф или туфрит	3-4мм прямой	глинист., окременный	т1а/b	уб0	+				
199	77	Покровское	70	2992,74	2993,64	баженов, си., пачка 3	туфрит	3-4мм прямой	окременный	? лб.2	+	+			[2], обр. №52	
200	77	Покровское	70	2992,84	2993,64	баженов, си., пачка 3	туфрит	3-4мм прямой	окременный	лб.1 – убо	+					
201	78	Покровское	7327	2895,18	2894,88	баженов, си., пачка 3	туфрит	4-6мм прямой	окременный	лб.1 – убо	+					
202	78	Покровское	7327	2895,25	2894,95	баженов, си., пачка 3	туфрит	3-4мм прямой	окременный	лб.1 – убо	+					
203	79	Полоцкая	1	2451,87	2451,87	баженов, си., пачка 4а	туф	<1мм прямой	глинист.	т1	уб1	+	+	+	[2], обр. №27	
204	80	Потоцкое	2832	2730,45	2732,45	баженов, си., пачка 4а	туф	6-8мм прямой	глинист., однородный	лб.1 – убо	+	+	+	+	[2], обр. №47	
205	80	Потоцкое	2832	2734,60	2736,45	баженов, си., пачка 3-4а	туфрит	серия тонких (1-10мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+	+	+		
206	81	Правдинская	4004	2810,65	2810,65	баженов, си., пачка 5а	туф	1мм прямой	глинист.	т4	уб4	+				
207	81	Правдинская	4004	2809,87	2809,87	баженов, си., пачка 5а	туф	<1мм прямой	глинист.	т3	уб3	+				
208	81	Правдинская	4004	2811,54	2811,54	баженов, си., пачка 5а	туф	<1мм прямой	глинист.	т3	уб3	+				
209	81	Правдинская	4004	2815,85	2815,85	баженов, си., пачка 4b	туф	<2мм прямой	глинист.	т2	уб2	+				
210	81	Правдинская	4004	2818,06	2818,06	баженов, си., пачка 4а	туф	6-8мм прямой	глинист., однородный	т1	уб1	+	+			
211	81	Правдинская	4004	2818,56	2818,56	баженов, си., пачка 5а	туфрит	2 см серия тонких (1мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
212	81	Правдинская	4004	2818,92	2818,92	баженов, си., пачка 4а	туфрит	2 см серия тонких (1мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
213	81	Правдинская	4004	2819,14	2819,14	баженов, си., пачка 3-4а	туфрит	2 см серия тонких (1мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
214	82	Правдинская	5209	2999,05	2999,45	баженов, си., пачка 4b	туф	<2мм прямой	глинист.	т2	уб2	+				
215	82	Правдинская	5209	3003,10	3001,50	баженов, си., пачка 4a	туф	<5-8мм прямой	глинист., однородный	т1	уб1	+				
216	82	Правдинская	5209	3006,48	3005,88	баженов, си., пачка 3	туфрит	2 см серия тонких (1мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
217	82	Правдинская	5209	3006,58	3005,98	баженов, си., пачка 3	туфрит	5 см серия тонких (1мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
218	83	Правдинская	5217	3164,08	3168,08	баженов, си., пачка 4а	туф	6-8мм прямой	глинист., однородный	т1	уб1	+				
219	84	Присеконовая	8730	2918,12	2919,12	баженов, си., пачка 4b	туф	6-8мм прямой	глинист.	т2	уб2	+				
220	84	Присеконовая	8730	2921,63	2922,63	баженов, си., пачка 4a	туф	6-8мм прямой	глинист.	т1	уб1	+				
221	85	Присеконовая	49276	2834,90	2834,20	баженов, си., пачка 5a	туф	1мм прямой	глинист.	? т3/т4	? т4	+				
222	85	Присеконовая	49276	2838,05	2837,35	баженов, си., пачка 5a	туф	<2мм прямой	глинист., лигнит.	т3a	уб3	+	+	[2], обр. №37		
223	86	Присеконовая	54	3079,45	3067,93	баженов, си., пачка 4a	туф	<2мм прямой	глинист?	? т12	? т2	+				
224	86	Присеконовая	54	3079,10	3072,50	баженов, си., пачка 3-4a	туфрит	3-4мм прямой	глинист?	т11	? т1	+				
225	86	Присеконовая	54	3079,54	3072,94	баженов, си., пачка 3-4a	туфрит	5 см серия тонких (1-2мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
226	86	Присеконовая	54	3079,18	3073,18	баженов, си., пачка 3-4a	туфрит	1-2мм прямой	глинист., окременный	т1	уб1	+				
227	86	Присеконовая	54	3079,78	3073,33	баженов, си., пачка 3-4a	туфрит	<2мм прямой	глинист., окременный	т1	уб1	+				
228	86	Присеконовая	54	3079,93	3067,63	баженов, си., пачка 3-4a	туф	6-8мм прямой	глинист., окременный	т1	уб1	+				
229	87	Пугалымская	336	2645,79	2644,79	баженов, си., пачка 4a	туф	6-8мм прямой	глинист., окременный	т1	уб1	+				
230	87	Пугалымская	336	2647,56	2646,56	баженов, си., пачка 3	туфрит	5-8мм прямой	глинист., окременный	т1а/b	? т1	+				
231	87	Пугалымская	336	2647,79	2646,79	баженов, си., пачка 3	туфрит	7-12мм прямой	глинист?	т3	уб4	+				
232	87	Пугалымская	336	2647,98	2646,98	баженов, си., пачка 3	туфрит	2-3 см серия тонких (1-3мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
233	87	Пугалымская	336	2649,47	2648,47	баженов, си., пачка 3	туфрит	2 см прямой	глинист., окременный	т1	уб1	+				
234	88	Пугалымская	611	2767,47	2761,47	баженов, си., пачка 3	туф	6-8мм прямой	глинист.	т1	уб1	+			[1]	
235	89	Свободная	195	2873,54	2868,67	баженов, си., пачка 4a	туф	6-8мм прямой	глинист., однородный	т1	уб1	+				
236	90	Свободная	196	2869,97	2869,30	баженов, си., пачка 4a	туф	6-8мм прямой	глинист., однородный	т1а/b	? т1	+				
237	90	Свободная	196	2870,60	2871,14	баженов, си., пачка 4a	туфрит	серия тонких (1-10мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
238	90	Свободная	196	2872,44	2871,14	баженов, си., пачка 3	туфрит	2-3 см серия тонких (1-3мм) прослоев	глинист., окременный	т1	уб1	+				
239	90	Свободная	196	2872,34	2871,04	баженов, си., пачка 4a	туф	6-8мм прямой	глинист., однородный	т1	уб1	+				
240	91	Северная	40	2773,76	2772,76	тульгейм, си., пачка 5a	туф	1-2мм прямой	глинист?	т4	уб4	+				
241	91	Северная	40	2774,24	2773,24	тульгейм, си., пачка 5a	туф	1-2мм прямой	глинист?	т3	уб4	+				
242	91	Северная	40	2787,36	2786,26	тульгейм, си., пачка 4a	туфрит	12мм прямой	окременный	т1	уб1	+			[2], обр. №45	
243	92	Северо-Арктическая	30	2733,80	2734,80	баженов, си., пачка 5a	туф	1мм прямой	глинист., однородный	т3/т4	уб4	+			[2], обр. №38	
244	92	Северо-Арктическая	30	2742,95	2743,10	баженов, си., пачка 3	туфрит	<1 см прямой	глинист., окременный	т1	уб1	+				

*Продолжение таблицы на следующей странице стр.*

**Таблица 1: (продолжение) Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туфритов в керне скважин Западной Сибири**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
245	93	Северо-Вантянская	1	3060/12	3059/52	баженов, сн., пачка 4а	Туф	3-5 мм простой	Глинистый	TII	UB1	+				
246	93	Северо-Вантянская	1	3062/55-3062/79	3061/55-3062/69	баженов, сн., пачка 3	Туф	1-4 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный	TII	IB_1 - UB0	+	+			
247	94	Северо-Вантянская	193	2863/30	2860/90	баженов, сн., пачка 4а	Туф	5-8 мм простой	Глинист., окременный	TII	UB1	+	+	+	[2], обр. №25	
248	94	Северо-Вантянская	193	2863/51	2861/11	баженов, сн., пачка 4а	Туф	<1 мм прослой	Туб	UB0	+					
249	94	Северо-Вантянская	193	2863/75	2861/35	баженов, сн., пачка 4а	Туф	<1 мм прослой	Глинист., шпритз.	TIIa	UB0	+				
250	94	Северо-Вантянская	193	2864/64	2862/24	баженов, сн., пачка 4а	Туф	<1 см прослой	Глинист., окременный	TII4	IB_2	+				
251	94	Северо-Вантянская	193	2864/98	2862/38	баженов, сн., пачка 4а	Туф	<1 см прослой	Глинист., окременный	TII4	IB_2	+				
252	94	Северо-Вантянская	193	2865/36	2862/96	баженов, сн., пачка 4а	Туф	2-3 см прослой	Глинист., окременный	TII4	IB_2	+			[2], обр. №51	
253	95	Северо-Континентская	318	2960/26	2958/76	баженов, сн., пачка 3	Туф	серия тонких (<10 мм) прослоев	Глинист., окременный	TII	IB_1 - UB0	+	+			
254	96	Северо-Остронная	128	2710/47	2710/47	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<1 мм прослой	Глинистый	TII	UB2	+				
255	96	Северо-Остронная	128	2713/97		баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 мм прослой	Глинистый	TII	UB1	+				
256	96	Северо-Остронная	128	2714/53		баженов, сн., пачка 4a	Туф	<1 мм прослой	Глинист., окременный	TIIa/b	UB0	+				
257	96	Северо-Остронная	128	2715/25		баженов, сн., пачка 4a	Туф	10 см серия 2-3мм-1 см прослой	Глинист., окременный	TII4	IB_2	+				
258	96	Северо-Остронная	128	2717/10		баженов, сн., пачка 4a	Туф	24 см серия 1-4 см прослой	Глинист., окременный	TII3	IB_1	+				
259	96	Северо-Остронная	128	2717/30		баженов, сн., пачка 4a	Туф	18 см серия 1-5 мм прослой	Глинист., окременный	TII2	IB_1	+				
260	96	Северо-Остронная	128	2717/50		баженов, сн., пачка 4a	Туф	4 см серия 1-3 см прослой	Глинист., окременный	TII1	IB_1	+				
261	97	Северо-Покачевская	213	2789/84		баженов, сн.	Туф								[1]	
262	98	Северо-Покачевская	2660	2818/57	2817/27	баженов, сн., пачка 5a	Туф	1 см простой	Глинистый	TII3/74	UB4	+				
263	98	Северо-Покачевская	2660	2824/38	2823/08	баженов, сн., пачка 4b	Туф	>2 см прослой	Глинистый	TII2	UB2	+				
264	98	Северо-Покачевская	2660	2828/13	2826/63	баженов, сн., пачка 4a	Туф	<1 мм прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+			[2], обр. №26	
265	98	Северо-Покачевская	2660	2828/85-2828/98	2827/35-2827/48	баженов, сн., пачка 4a	Туф	13 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный	TII	IB_1 - UB0	+				
266	99	Сорокская	55	2809/66		баженов, сн.	Туф								[1]	
267	100	Средне-Назымская	101	3009/85	3016/00	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинистый	TII2	UB2	+				
268	100	Средне-Назымская	101	3011/74	3017/89	баженов, сн., пачка 4a	Туф	5-6 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
269	101	Средне-Назымская	219-bis	2734/23	2735/88	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB2	+				
270	101	Средне-Назымская	219-bis	2735/78	2737/43	баженов, сн., пачка 4a	Туф	5-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
271	102	Средне-Назымская	230	2673/72	2673/72	баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+			[2], обр. №28	
272	102	Средне-Назымская	230	2673/87	2673/87	баженов, сн., пачка 4a	Туф	<2 см прослой	Глинистый	TIIa/b	UB0	+			[2], обр. №32	
273	103	Средне-Назымская	233	2688/36	2655/71	баженов, сн., пачка 5a	Туф	<1-2 см прослой	Глинист., шпритз.	TII3/14	UB4	+			[2], обр. №40	
274	103	Средне-Назымская	233	2669/00	2666/35	баженов, сн., пачка 4a	Туф	<5-8 см прослой	Глинист., однородный	TII	UB1	+			[2], обр. №9	
275	104	Средне-Назымская	234	2805/51	2805/66	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB2	+			[2], обр. №33	
276	105	Средне-Назымская	238	2746/57	2747/47	баженов, сн., пачка 5a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII4	UB4	+				
277	105	Средне-Назымская	238	2746/90	2747/80	баженов, сн., пачка 5a	Туф	<2-3 см прослой	Глинист., однородный	TII3	UB4	+				
278	105	Средне-Назымская	238	2751/56	2751/46	баженов, сн., пачка 5a	Туф	<1-2 см прослой	Глинист., однородный	TII3	UB4	+				
279	105	Средне-Назымская	238	2751/74	2752/64	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2-3 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB2	+				
280	105	Средне-Назымская	238	2753/49	2754/39	баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
281	106	Средне-Назымская	3000	2843/01	2840/01	баженов, сн., пачка 5a	Туф	1 см прослой	Глинист., однородный	TII3a	UB3	+				
282	106	Средне-Назымская	3000	2844/70	2841/70	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB2	+				
283	106	Средне-Назымская	3000	2846/05	2843/15	баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
284	107	Средне-Назымская	3001	2999/61		флюор. сн.	Туф	<3-4 см прослой	Карбонатизированый	TII2	UB2	+				
285	108	Средне-Назымская	3002	3131/00	3128/30	баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
286	109	Средне-Назымская	3003	2803/15	2803/45	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинистый	TII2	UB2	+				
287	109	Средне-Назымская	3003	2804/41	2804/71	баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
288	110	Средне-Назымская	3005	2851/67	2848/67	баженов, сн., пачка 4a	Туф	<6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
289	111	Средне-Назымская	3007	2917/02	2914/82	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB2	+				
290	111	Средне-Назымская	3007	2918/91	2916/71	баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+				
291	112	Средне-Назымская	3008	3016-3018	3016-3018	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB2	+			[2], обр. №34	
292	113	Средне-Назымская	3019	2710/77	2707/22	баженов, сн., пачка 4b	Туф	<2 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB2	+			[2], обр. №35	
293	113	Средне-Назымская	3019	2713/42	2709/87	баженов, сн., пачка 4a	Туф	6-8 см прослой	Глинист., однородный	TII1	UB1	+			[2], обр. №13	
294	113	Средне-Назымская	3019	2714/30	2710/75	баженов, сн., пачка 4a	Туф	<1 см прослой	Глинист., однородный	TII2	UB0	+				
295	114	Средне-Назымская	3102	2808/49	2806/89	баженов, сн., пачка 5a	Туф	<1 см прослой	Глинистый	TII3a	UB3	+				

*Продолжение таблицы на следующей странице.*

**Таблица 1:** (продолжение) Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туфритов в керне скважин Западной Сибири

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
26	114	Средне-Пазымская	1102	2812.48	2810.88	баженов, си., пачка 4а	туф	5–8 мм прослой	глинист., однородный	IIa	UB1	+	+	+	[2], обр. №10	
297	114	Средне-Назымская	1102	2812.65	2811.05	баженов, си., пачка 4а	туф	2-ам прослой	глинист., однородный	IIa/b	UB0	+	+	+	[2], обр. №14	
298	115	Средне-Пазымская	3034	2727.62	2722.42	баженов, си., пачка 4а	туф	5–8 мм прослой	глинист., однородный	II	UB1	+	+	+	[2], обр. №36	
299	116	Средне-Назымская	3030	2885.77	2881.97	баженов, си., пачка 4в	туф	<2-мм прослой	глинист., иллютиз.	T2	UB2	+	+	+	[2], обр. №14	
300	116	Средне-Назымская	3030	2888.43	2885.33	баженов, си., пачка 4а	туф	<1 см прослой	глинист., однородный	II	UB1	+	+	+	[2]	
301	117	Талинская	4	2741.17	2742.00	туфлитем, си., пачка 3–4	туфрит	<1 см прослой	глинист., однородный	II	UB1	+	+	+	[2]	
302	118	Голицынская	2	2617.95	2618.05	баженов, си., пачка 4а	туфрит	5–8 мм серий тонких прослоев	глинист., окременный	II	UB1	+	+	+	[2]	
303	118	Голицынская	2	2618.30	2618.40	баженов, си., пачка 4а	туф	<2-мм прослой	глинистый	T1	?	UB1	+	+	[1]	
304	119	Горьковская	709	2726.93	2727.18	туфлитем, си., пачка 4в	туф	<2-мм прослой	глинистый	T2	UB2	+	+	+	[1]	
305	120	Горьковская	1	2544.14	2545.69	баженов, си., пачка 4а	туф	>1 см прослой	глинистый	II	UB1	+	+	+	[2]	
306	121	Ураловская	303	2544.25	2545.80	баженов, си., пачка 4а	туф	<1 см прослой	глинистый	II	UB0	+	+	+	[2]	
307	121	Ураловская	308	2544.74	2546.29	баженов, си., пачка 4а	туф	<1 см прослой	глинистый	II	UB0	+	+	+	[2]	
309	121	Ураловская	303	2545.55	2547.10	баженов, си., пачка 3	туфрит	5-ам прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
310	121	Ураловская	303	2545.61	2547.16	баженов, си., пачка 3	туф	2-ам прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
311	122	Уренская	7761	2737.15	2738.15	баженов, си., пачка 4а	туф	6–8-ам прослой	глинистый, карбонит.	II	UB1	+	+	+	[2]	
312	122	Уренская	7761	2738.97	2739.97	баженов, си., пачка 4а	туфрит	7 см серия тонких прослоев	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
313	122	Уренская	7761	2739.13	2740.13	баженов, си., пачка 4а	туфрит	9 см серия 1–6-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
314	122	Уренская	7761	2739.58–2739.67	2740.58–2740.67	баженов, си., пачка 4а	туфрит	7–8 см серии 1–6-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2], обр. №50	
315	122	Уренская	7761	2739.70–2739.77	2740.70–2740.77	баженов, си., пачка 4а	туфрит	>5 см серии 1–8-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2], обр. №50	
316	122	Уренская	7761	2739.98	2740.98	баженов, си., пачка 4а	туфрит	>5 см серии 1–8-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
317	123	Усть-Сыльвинская	30	2253.91	2252.41	баженов, си., пачка 4а	туф	1 см прослой	глинист., однородный	II	UB1	+	+	+	[2]	
318	123	Усть-Сыльвинская	30	2254.61	2253.11	баженов, си., пачка 4а	туф или туфрит	<2-мм прослой	глинист., окременный	T4	IB_1/b	+	+	+	[2]	
319	123	Усть-Сыльвинская	30	2255.08	2253.58	баженов, си., пачка 4а	туфрит	4-5 см прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
320	123	Усть-Сыльвинская	30	2255.29	2253.79	баженов, си., пачка 3	туфрит	1–2-ам прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
321	123	Усть-Сыльвинская	30	2255.40	2253.90	баженов, си., пачка 3	туфрит	4-5 см прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
322	123	Усть-Сыльвинская	30	2258.32	2257.32	баженов, си., пачка 3	туфрит	>10 см серии тонких прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
323	123	Усть-Сыльвинская	30	2258.41	2257.51	баженов, си., пачка 3	туфрит	5 см серии 1–4-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
324	123	Усть-Сыльвинская	30	2258.56	2257.66	баженов, си., пачка 3	туфрит	11 см серии 1-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
325	124	Усть-Сыльвинская	31	2253.13	2253.13	баженов, си., пачка 3	туфрит	>8 см серии 1–4-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
326	124	Усть-Сыльвинская	31	2253.24	2253.64	баженов, си., пачка 3	туфрит	3–4 см серии 1–4-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
327	124	Усть-Сыльвинская	31	2253.64	2620.55	туфлитем, си., пачка 3	туфрит	>2 см серии тонких прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
328	125	Центральная Азия	1	2615.05	2620.55	туфлитем, си., пачка 4а	туф	6–8-ам прослой	глинист., однородный	T4	IB_1	+	+	+	[2], обр. №5	
329	126	Центрально-Азийская	2	2851.10	2553.90	баженов, си., пачка 3–4	туфрит	15 см серии 1–2-ам прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
330	127	Чапровская / Приобская	8337	2849.18	2839.88	баженов, си., пачка 5а	туф	>1-2-ам прослой	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
331	127	Чапровская / Приобская	8337	2848.75	2848.75	баженов, си., пачка 5а	туф	1-2-ам прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
332	127	Чапровская / Приобская	8337	2856.43	2852.13	баженов, си., пачка 3	туфрит	12–13 см серии 1–4-ам слоиков	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
333	127	Чапровская / Приобская	8337	2856.68	2852.38	баженов, си., пачка 3	туфрит	3–4-ам прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
334	127	Чапровская / Приобская	8337	2857.93	2852.93	баженов, си., пачка 3	туфрит	3-ам прослой	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
335	127	Чапровская / Приобская	8337	2858.00	2853.70	баженов, си., пачка 3	туфрит	19 см серии 1–5-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_2	+	+	+	[2]	
336	127	Чапровская / Приобская	8337	2858.30	2854.00	баженов, си., пачка 5b	туфрит	11 см серии 1–4-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
337	127	Чапровская / Приобская	8337	2858.47	2854.17	баженов, си., пачка 3	туфрит	5 см серии 1–4-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
338	128	Шининская	2	2647.31	2647.51	баженов, си., пачка 3	туфрит	<1-ам прослой	глинистический	T3	?	UB0	+	+	[2]	
339	128	Шининская	2	2647.50	2647.70	баженов, си., пачка 3	туфрит	18 см серии 1–2-ам прослоев	глинист., окременный	T3	IB_1	+	+	+	[2]	
340	128	Шининская	2	2647.69	2647.89	баженов, си., пачка 3	туфрит	8–9 см серии 1–2-ам прослоев	глинист., окременный	T2	IB_1	+	+	+	[2]	
341	128	Шининская	2	2647.84	2648.04	баженов, си., пачка 3	туфрит	>1 см серии 1–4-мм прослоев	глинист., окременный	T4	IB_1	+	+	+	[2]	
342	129	Южно-Галаповская	19	2643.16	2643.86	баженов, си., пачка 4а	туф	5–8-ам прослой	глинист., иллютиз.	T1	?	UB1	+	+	[2]	
343	130	Южно-Галаповская	20	2633.50	2647.31	баженов, си., пачка 4а	туф	>1-ам прослой	глинистый	T1	?	UB1	+	+	[2]	
344	131	Южно-Галаповская	502	2747.90	2744.30	баженов, си., пачка 4а	туф	5–8-ам прослой	глинист., однородный	T1	?	UB1	+	+	[2]	
345	132	Южно-Манская	413	2929.40	2921.00	баженов, си., пачка 5а	туф или туфрит	1–2-ам прослой	глинист., окременный	T2	?	UB3	+	+	[2]	
346	132	Южно-Манская	413	2928.02	2929.62	баженов, си., пачка 4в	туф или туфрит	2-ам прослой	глинист., окременный	T2	?	UB2	+	+	[2]	

Продолжение таблицы на следующей странице стр.

**Таблица 1:** (*продолжение*) Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых тuffов и туфритов в керне скважин Западной Сибири

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
347	132	Южно-Майская	413	2940,40	2932,00	баженов, си., пачка 4а	Туф или туфрит 2 см прослой	Глинист., шпатитиз.	ТЛ	УВЛ	+						
348	132	Южно-Майская	413	2940,50	2932,10	баженов, си., пачка 4а	Туф или туфрит <2 мм прослой	Глинист., окременный?	Тоб	? УВО	+						
349	132	Южно-Майская	413	2940,82	2932,42	баженов, си., пачка 4а	Туф или туфрит <1 мм прослой	Глинист., окременный?	Т0a	? УВО	+						
350	132	Южно-Майская	413	2941,02	2932,62	баженов, си., пачка 4а	Туфрит	5-10 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный?	ЛБ_1 – УВО	+						
351	132	Южно-Майская	413	2943,61	2935,21	баженов, си., пачка 3	Туфрит	3-4 см прослой	Глинист., окременный?	Г3	ЛВ_1	+					
352	132	Южно-Майская	413	2943,93	2935,53	баженов, си., пачка 3	Туфрит	3-4 см прослой	Глинист., окременный?	Г3	ЛВ_1	+					
353	132	Южно-Майская	413	2944,48	2936,08	баженов, си., пачка 3	Туфрит	3-5 см серия тонких прослоев	Глинист., шпатитиз.	Г3	ЛВ_1	+					
354	132	Южно-Майская	413	2944,79	2936,39	баженов, си., пачка 3	Туфрит	14 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный?	Г12	ЛВ_1	+					
355	132	Южно-Майская	413	2944,96	2936,56	баженов, си., пачка 3	Туфрит	10 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный?	Г12	ЛВ_1	+					
356	132	Южно-Майская	413	2945,33	2936,93	баженов, си., пачка 3	Туфрит	15 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный?	Г11	ЛВ_1	+					
357	133	Южно-Покамская	66	2918,79	баженов, си.	баженов, си.	Туф	Глинистый	Глинистый	[1]	[1]	+					
358	134	Южно-Пининская	3	2669,37	2667,37	баженов, си., пачка 4а	Туф или туфрит <2 см прослой	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	Глинист., окременный?	
359	134	Южно-Пининская	3	2669,81	2667,81	баженов, си., пачка 4а	Туф или туфрит <1-2 см прослой	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	Глинист., туфрит	
360	134	Южно-Пининская	3	2670,04	2668,04	баженов, си., пачка 4а	Туфрит	3-4 см прослой	Глинистый	Г1	УВЛ	+					[2], на рис.12 (а,б)
361	134	Южно-Пининская	3	2670,18	2668,18	баженов, си., пачка 4а	Туф или туфрит	5-6 см прослой	Глинистый	Г1	УВЛ	+					[2], на рис.12 (б,г)
362	134	Южно-Пининская	3	2671,60	2969,60	баженов, си., пачка 3	Туф или туфрит <1 см прослой	Глинист., окременный?	Г10a/b	? УВО	+						
363	134	Южно-Пининская	3	2671,70-2671,90	2669,70-2669,90	баженов, си., пачка 3	Туфрит	20 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный?	Г3	ЛВ_1	+					
364	134	Южно-Пининская	3	2672,00	2770,00	баженов, си., пачка 3	Туфрит	8 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный?	Г12	ЛВ_1	+					
365	134	Южно-Пининская	3	2672,18	2670,18	баженов, си., пачка 3	Туфрит	1-2 см серия тонких прослоев	Глинист., окременный?	Г11	ЛВ_1	+					
366	135	Южно-Яунская	304	2816,89	2815,39	баженов, си., пачка 5	Туф или туфрит	2-3 см прослой	Глинистый	Г13/Г14	УВ4	+					
367	135	Южно-Яунская	304	2824,33	2822,83	баженов, си., пачка 5	Туф	<2 см прослой	Глинист., однородный	ТЛ	УВ1	+					
368	135	Южно-Яунская	304	2824,19	2832,69	баженов, си., пачка 3-4а	Туф	6-8 см прослой	Глинист?	Тоб	УВО	+					
369	135	Южно-Яунская	304	2824,61	2833,11	баженов, си., пачка 3	Туф	<1 см прослой	Глинист?	Тоб	УВО	+					
370	135	Южно-Яунская	304	2825,13	2833,63	баженов, си., пачка 3	Туф	<1 см прослой	Глинистый	Г10a	УВО	+					
371	135	Южно-Яунская	304	2825,81	2834,31	баженов, си., пачка 3	Туфрит	5 см прослой	Глинист., окременный?	Г4	ЛВ_2	+					
372	135	Южно-Яунская	304	2836,12	2834,62	баженов, си., пачка 3	Туфрит	5 см прослой	Глинист., окременный?	Г4	ЛВ_2	+					
373	136	Яркая	177	2892,00	баженов, си.	баженов, си.	Туф		Глинистый	[1]	[1]	+					

свит, а также в подошвенных и самых углеродистых частях фроловской свиты, залегающей на баженовских отложениях в районе западного борта Фроловской мегавпадины. Таким образом, фиксируется приуроченность туфогенных прослоев к интервалам разреза с наиболее низкими скоростями седиментации. Самые первые прослои с пирокластическим веществом появляются в баженовской пачке 3, то есть именно с того интервала разреза, где по биостратиграфическим данным фиксируется снижение темпов седиментации (на 1–4 м (в среднем) толщу высокоуглеродистых глинистых радиоляритов и силицитов приходится интервал аммонитовых зон *Laugeites groenlandicus* (верхи) – *Epilaugeites vogulicus* – (частично) *Praechetaites exoticus*) [Панченко, 2021; Панченко и др., 2021]. Ни в одном из случаев пирокластика не обнаружена в нижележащей баженовской пачке 2б, схожей по литологическим особенностям с пачкой 3 (преобладание радиоляритов, но с меньшим содержанием глинистых минералов и ОВ), и сформированной, видимо, значительно быстрее (толще радиоляритов и силицитов мощностью 4–5 м (в среднем) отвечают верхи аммонитовой зоны *Dorsoplaniites maximus* – низы зоны *Laugeites groenlandicus*).

Всего в изученном интервале выявлено минимум 14 стратиграфических уровней с наличием пирокластики. Из них нижние 4 сложены преимущественно туффитами, следующие 2 вышележащих – туфами и/или туффитами, и верхние 8 (из них два – в низах фроловской свиты) – преимущественно туфами, редко переходящими по латерали в туффиты. Ниже приводится описание всех выявленных туфовых и туффитовых уровней снизу вверх по разрезу.

#### 4.1 Описание последовательности туфовых и туффитовых прослоев

Общая генерализованная последовательность туфогенных прослоев в баженовской и тутлеймской свитах, а также нижней части фроловской свиты представлена в табл. 2 и на рис. 12.

#### Баженовская и тутлеймская свиты

**ТТ1.** Самые нижние прослои с пирокластическим материалом на изученной территории повсеместно представлены серией тонких туффитовых слойков (рис. 2), тяготеющих к пачке 3. Они имеют небольшую мощность: вся туффитовая серия составляет обычно 3–5 см, реже достигает 15 см. Для туфогенного прослоя ТТ1 очень характерна четкая градационная текстура с убыванием снизу вверх количества пирокластическо-

го материала. Подошва прослоя резкая и отчетливая, подчеркнутая максимальным скоплением измененной пирокластики. Кровля постепенная и часто угадывается с трудом за счет исключительно плавного перехода во вмещающие осадочные породы. В УФ свете ТТ1 выражен слабо, умеренно интенсивная люминесценция отмечается в подошвенной части и убывает к верху туффитовой серии, подчеркивая распределение туфогенного материала. Иногда в УФ не проявлен вовсе.

**ТТ2.** Второй снизу туфогенный прослой также представлен туффитовой серией, сложенной тонкими слойками, мощностью от первых мм до 0,5–1 см. Преимущественно отмечается в пачке 3, изредка – в пачке 4а. Мощность всей туффитовой серии составляет от 3 до 20 см, в среднем (и чаще всего) 8–11 см. ТТ2 – это наиболее ярко выраженная туффитовая серия из всех, с характерным специфическим строением (рис. 2). В основании серии резкая подошва, сразу выше которой наблюдается наибольшее скопление измененного пирокластического материала. Здесь присутствуют наиболее частые и одновременно с этим мощные слойки туффитов. Выше наблюдается градационное сокращение туфогенного материала и увеличивается содержание фоновой осадочной породы, а еще выше следует обратная картина, с постепенным увеличением количества пирокластических слойков и туфогенного материала в них. Часто кровля ТТ2 фиксируется слойком туффита, заметно обогащенным пирокластикой.

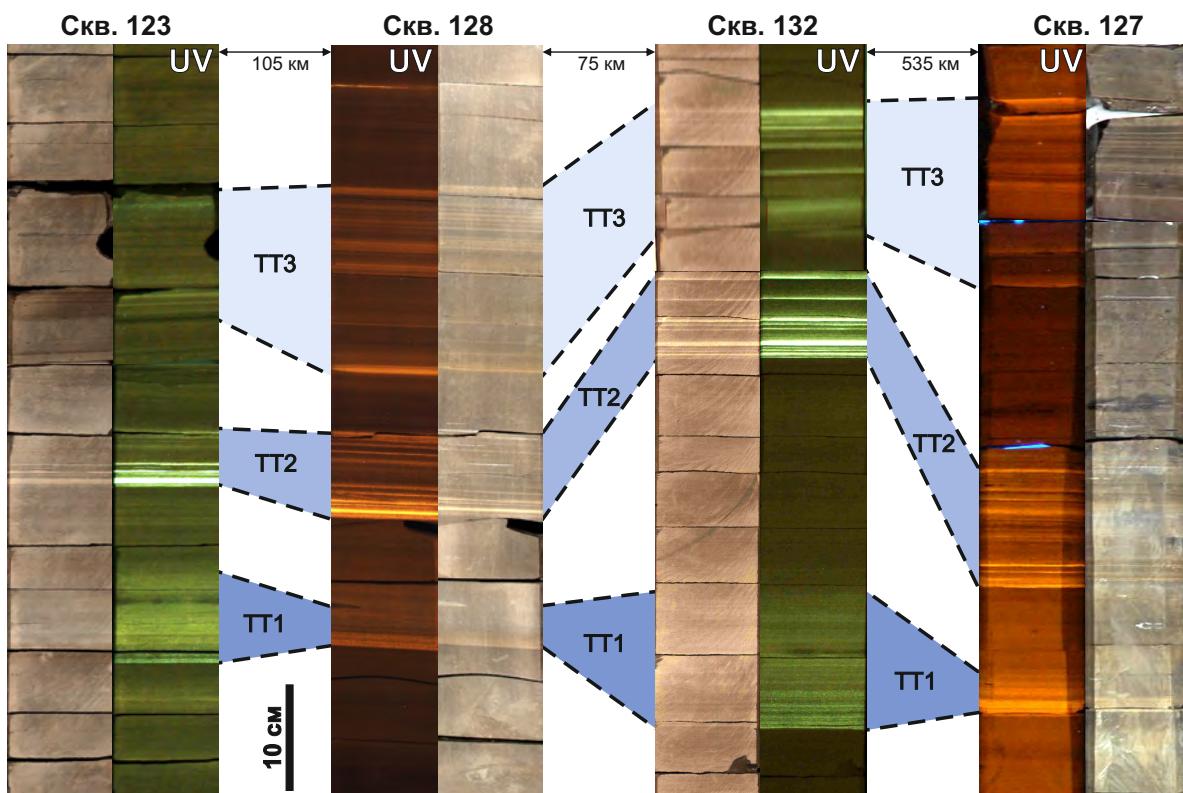
Другой характерной особенностью ТТ2 является очень яркая, чаще всего наиболее яркая люминесценция в УФ среди всех наблюдаемых туффитовых серий. По этой причине в ТТ2 предполагается более высокая концентрация туфогенного вещества, чем в ТТ1. Особенности морфологии и выражения в УФ позволяют уверенно идентифицировать данную туффитовую серию.

Туффитовые серии ТТ2 и ТТ1 близко расположены друг к другу (от 5 до 40 см по мощности), но всегда отделены интервалом без видимых признаков пирокластики.

**ТТ3.** Данный туфогенный прослой повсеместно представлен туффитовой серией, отличной по особенностям строения от нижележащих. Встречается в пачке 3 и редко – в 4а. Мощности туффитовых слойков от 1 мм до 3–4 см; вся туффитовая серия достигает 9–24 см. Чаще всего наблюдается резкая и выраженная подошва, обусловленная скоплением туфогенного материала в слойке мощностью 1–2 см. Выше этого слойка преобладает фоновая осадочная порода, в которой градационно снизу вверх растет количество туффитовых слойков и их насыщенность пирокластиче-

**Таблица 2:** Генерализованная стратиграфическая последовательность пирокластических прослоев в верхнеюрском – нижнемеловом черносланцевом интервале Западной Сибири

Стратиграфия		Субрегиональный пирокластический уровень и его биостратиграфический возраст	Индекс туфогенного прослоя	Морфологическое выражение	Литостратиграфическая приуроченность	Краткая характеристика	Частота встречаемости	Расстояние (мощность вмещающей осадочной породы) между прослойми
<b>нижний ярус</b>		-	-	3-4 мм прослой туфов	Фроловская свита	Сероцветные глинистые слои	Обнаружен единичный туфовый прослой полностью карбонатизированный.	1 скв. (№ 107)
8		LF1 <i>K<sub>1</sub>vln<sub>1</sub></i> Neotollia klimovskensis	FrT1	1 мм прослой туфов		Подошвенные высокоуглеродистые слои	Тонкий туфовый уровень в подошве фроловской свиты. Кальцитизированные и пиритизированные прослои с люминесценцией в УФ подобно баженовским туфам.	4 скв. (№№ 4, 23, 26, 28)
7		-	-	2-3 мм прослой туфов или туффитов		Пачка 5b (срединные слои)	Встречен единичный прослой туфов или туффитов, отчетливый и ровный, значительно выше уровня Т3-Т4. Глинистый, ярко люминесцирует.	1 скв. (№ 1)
7		UB4 <i>K<sub>1</sub>rz</i> Tollia tolli – Bojarkia mesezhnikowi – Surites subanalogus	T4	< 1-2 мм прослой туфов		Верхняя и кривельная часть пачки 5a, граница пачек 5a-5b.	Систематически отмечаемые отчетливые тонкие туфовые прослои, мощностью 1-2 мм, всегда близкорасположены друг к другу в разрезе (в пределах 0,5 м). Верхний (T4) более отчетливый и мощный. Глинистые и часто пиритизированные. Обычно ярко люминесцируют.	В совместном нахождении установлены более чем в 13 скв. Только один из двух прослоев - еще минимум 15 скв.
6		UB3 <i>K<sub>1</sub>rz</i> Hectoroceras kochi	T3a	< 2 мм прослой туфов		Пачка 5a, подошвенные слои и в интервале скоплений бухий	Вполне уверен диагностируемый тонкий туфовый прослой. Мощность <1-2 мм. Похож на ниже- и выше- лежащие прослои. Глинистый, пиритизированный, обычно ярко люминесцирует.	18 скв. (№№ №№ 2, 4, 35, 36, 38, 39, 55, 58, 59, 67, 71, 72, 81, 85, 105, 106, 114, 127)
5		UB2 <i>K<sub>1</sub>rz</i> Praetollia mayneci	T2	< 2 мм прослой туфов, изредка переходящий в туффиты мощностью до 5 мм		Встречен только в пределах пачки 4b, в интервале с иноцерами	Второй по частоте встречаемости и отчетливости туфовый слоек, мощностью в среднем около 2 мм, как правило, глинистый, реже пиритизированный. Обычно ярко люминесцирует.	Установлен более чем в 31 скважине
4		UB1 <i>J<sub>3</sub>v<sub>2,3</sub></i> Praechetaites exoticus	T1	6-8 мм прослой туфов, в редких случаях переходящих в туффиты, мощностью от 2-3 см до туффитовой серии 6-7 см и более	Баженовская свита / нижнеутгейская подсвита	Преимущественно однородные силикаты пачки 4a, реже пачка 3	Самый мощный (5-12 мм, в среднем 6-8 мм) и уверен распознаваемый туфовый прослой бурого цвета, преимущественно глинистый, реже окварцованный, обычно очень ярко люминесцирует.	Установлен более чем в 73 скважинах
3		UB0 <i>J<sub>3</sub>v<sub>2,3</sub></i> Praechetaites exoticus	T0b	< 1 мм (редко до 2 мм) прослой чаще туфов, реже туффитов		Пачка 3-4a	Близкорасположенные очень тонкие и слаборазличимые слойки туфов и/или туффитов, отмечаемые эпизодически. Обычно глинистые, пиритизированные, аналогичны выше-лежащим прослоям T2, T3a, T3 и T4. Верхний (T0b) более тонкий и менее отчетливый, расположен непосредственно (до 1 м) под T1. Нижний (T0a) определяется чаще и увереннее, за счет большей мощности, расположен выше туффитовых серий, на разном расстоянии от них. Люминесцируют по аналогии с T1.	В совместном нахождении - более чем в 9 скв. (№№ 33, 45, 46, 49, 59, 62, 94, 121, 135). Только один из двух прослоев - еще минимум 7 скв.
2		LB2 <i>J<sub>3</sub>v<sub>2</sub></i> Praechetaites exoticus – Laugeites groenlandicus	TT4	Разрозненные и обособленные туффитовые прослои, мощностью 0,5-5 см, реже 5-15 см серии тонких слойков невыдержанного строения		Пачка 3-4a	В данном уровне объединены 3-5 прослоя бурых туффитов с неустойчивой морфологией и мощностью, обособленных и разобщенных вмещающей породой. Серии туффитовых слойков отмечаются реже и спорадически. Плохо выражено строение. Характерны волнистые границы и линзовидный облик отдельных прослоев. Слабая люминесценция или ее отсутствие.	Установлен более чем в 13 скв. (№№ 6, 38, 49, 62, 65, 75, 94, 96, 121-123, 127, 135)
1		LB1 <i>J<sub>3</sub>v<sub>2</sub></i> Epilaugeites vogulicus – Laugeites groenlandicus	TT3	9-24 см туффитовая серия. Преобладает обратная градационная последовательность		Преимущественно пачка 3, редко пачка 4a	Туффитовая серия вариативной мощности, со слойками 1 мм - 4 см, в разной степени насыщенных измененной пирокластикой. Содержание туфогенного материала растет к кровле серии, подчеркивая ее. В УФ проявлено слабо.	Более чем в 12 скв. (№№ 6, 49, 62, 67, 96, 122-124, 127, 128, 132, 134)
			TT2	3-20 (чаще 8-11) см туффитовая серия с нормальной и обратной градацией			Самая яркая в УФ и наиболее отчетливо выраженная в керне туффитовая серия с характерным строением: снизу вверх наблюдается переход от нормального градационного до обратного.	Установлены более чем в 14 скв. (№№ 6, 34, 49, 61, 67, 87, 96, 122-124, 127, 128, 132, 134)
			TT1	2-15 (чаще 3-5) см туффитовая серия. Нормальная градационная последовательность			Туффитовая серия с четким нормальным градационным строением, ярко выраженной ровной подошвой, переходной кровлей. Слабое и неотчетливое выражение в УФ на фоне вмещающих пород	от 5 до 40 см



**Рис. 2:** Общий вид в керне нижних туфогенных прослоев (TT1, TT2, TT3), представленных сериями туффитовых слойков: характер их морфологии, интенсивности люминесценции, выдержанность в межскважинном пространстве. UV – ультрафиолетовый свет.

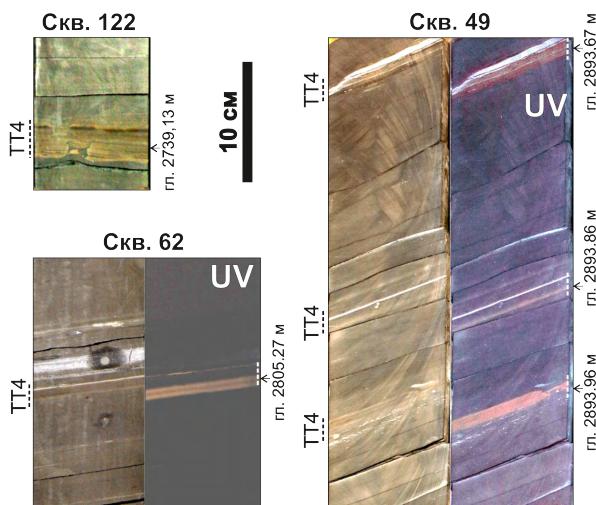
ским материалом. Наибольшее скопление туфогенного материала приурочено к кровле туффи-

товой серии ТТ3, что позволяет легко фиксировать ее в керне (рис. 2).

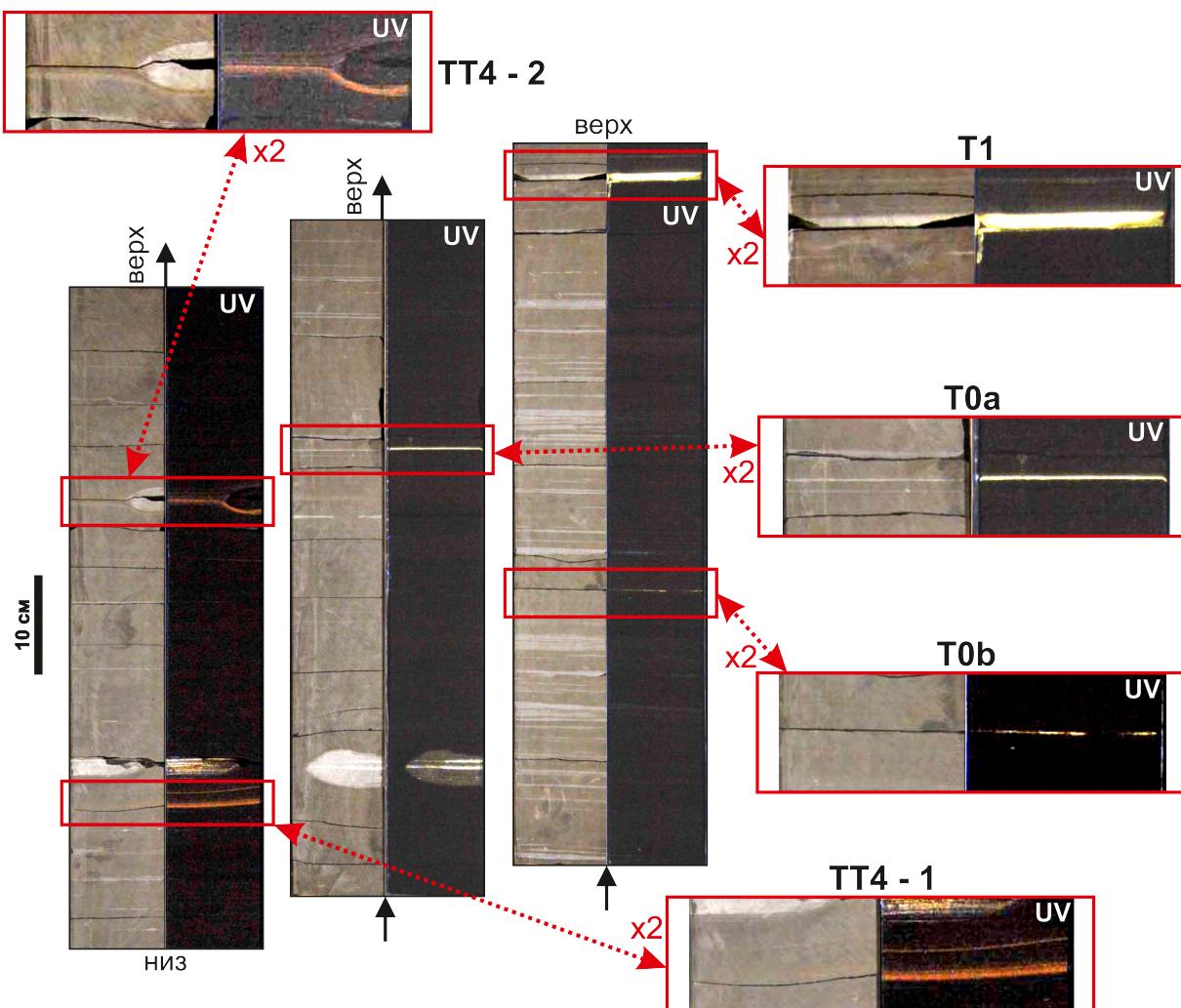
Как и у нижележащих ТТ1 и ТТ2 в данной серии особенности строения сохраняются на протяжении многих десятков и сотен км (рис. 2), однако не так устойчиво. Большой вариации подвержены мощность и люминесценция. Последняя проявлена слабо, иногда не наблюдается. Наибольшей интенсивностью свечения в УФ обладают подошвенный 1–2 см слоек и кровельная часть серии, что соотносится с распределением туфогенного материала.

Прослой ТТ3 расположен близко к ТТ2 (10–38 см), но отделен от него интервалом породы без признаков туфогенного вещества.

Туффитовые серии ТТ1–ТТ3 преимущественно отмечены в баженовской пачке 3 (высокоуглеродистой кремневой линзовидной), часто в непосредственной близости от ее подошвы. В единичных случаях (скв. 96 и 122, расположенные в относительной близости) эти серии встречены в пачке 4а. По сопоставлению биостратиграфических и литостратиграфических данных возраст ТТ1–ТТ3 можно оценить как средневолжский



**Рис. 3:** Общий вид в керне туфогенных прослоев ТТ4: линзовидные бурые туффитовые разности (скв. 49, 122), реже – серии тонких туффитовых слойков (скв. 62). UV – ультрафиолетовый свет.



**Рис. 4:** Общий вид в керне туфогенных прослоев TT4, T0a, T0b, T1 в разрезе скважины 135.  
UV – ультрафиолетовый свет.

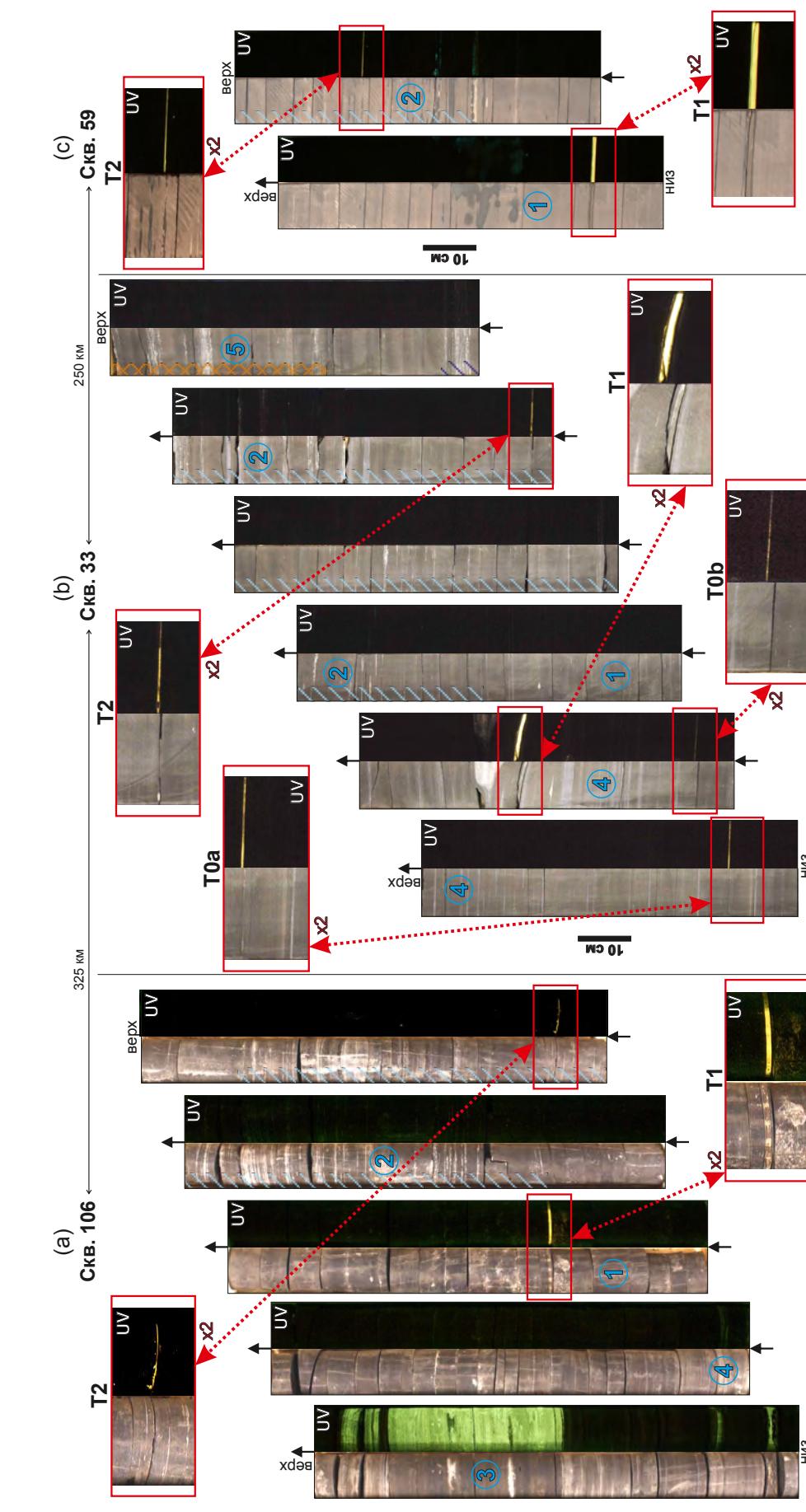
(аммонитовые зоны *Laugeites groenlandicus* – *Epilaugeites vogulicus*), что следует из ранее полученных выводов [Панченко и др., 2021] и подтверждается новыми материалами исследований (рис. 10, 11).

**TT4** представляет собой условно выделенный интервал разреза с разобщенными прослойками характерного облика туффитов, количество которых непостоянно и достигает от трех до пяти (соответственно, это прослои TT4-1, TT4-2, ..., TT4-5). Суммарно этот интервал в среднем составляет около 1 м, может варьироваться от первых десятков сантиметров до первых метров. В отличие от нижележащих прослоев TT1–TT3, здесь туффиты встречаются и сериями, и отдельными одиночными прослойками с неустойчивой морфологией и мощностью (рис. 3, 4). Одиночные слои туффитов имеют мощность 0,4–3 см, градационное строение в них прослежива-

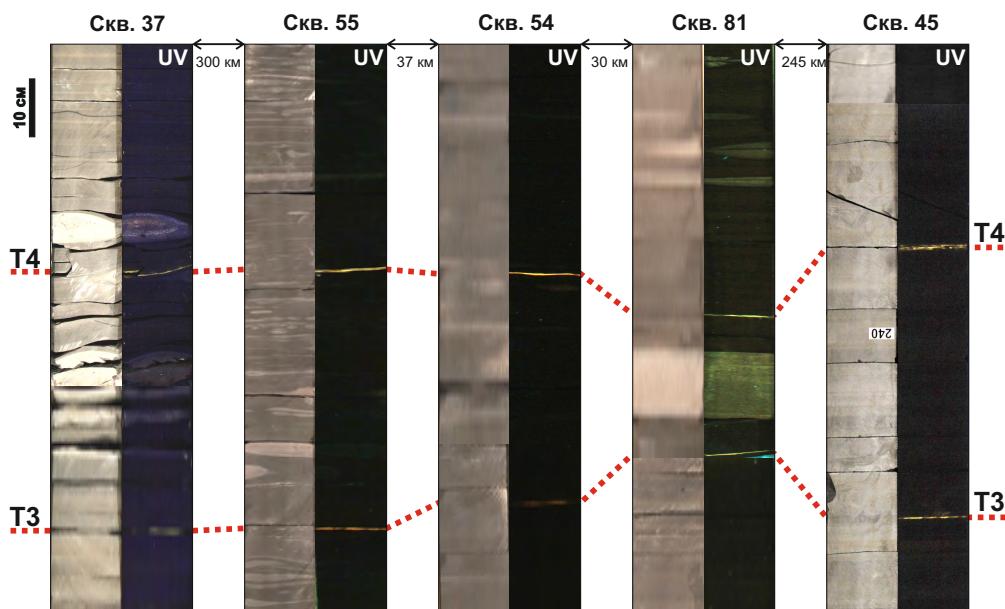
ется слабо и не всегда. Серии туффитовых слоек отмечаются реже и спорадически. Характерны резкие, но волнистые границы и линзовидный облик отдельных прослоев. Может присутствовать очень слабая люминесценция, часто она не наблюдается.

Туфогенные прослои TT4 имеют характерные черты, отличающие их от прослоев TT1–TT3, но между собой отдельные прослои TT4 трудно различимы. В межскважинном пространстве их прослеживаемость неустойчивая.

Линзовидность и волнистость отдельных прослоев может указывать на частичный перемыв туфогенного вещества. С этим согласуются относительно невысокие концентрации туфогенного материала и неотчетливость градационного строения, вплоть до его отсутствия. Возможно, этим же объясняется неустойчивость их морфологии и латеральной прослеживаемости.



**Рис. 5:** Общий вид тuffовых прослоев T0a, T0b, T1 и T2 на примере керна скв. 106 (а), 33 (б) и 59 (с). Снимки цифрами в круглых обозначениях разновидности пород: 1 – силициты однородные, 2 – силициты глинистые высококутлеродистые, 3 – радиолиты вторично доломитизированные и нефтенасыщенные, 4 – тонкие прослои серых радиолитов в силицигитах голубой птичковкой, 5 – силициты малокарбонатные углеродистые со скоплениями раковин *Bucania* (выделены оранжевой штриховкой). UV – ультрафиолетовый свет.



**Рис. 6:** Общий вид туфовых прослоев Т3 и Т4 в керне скважин и их корреляционная выдержанность. UV – ультрафиолетовый свет.

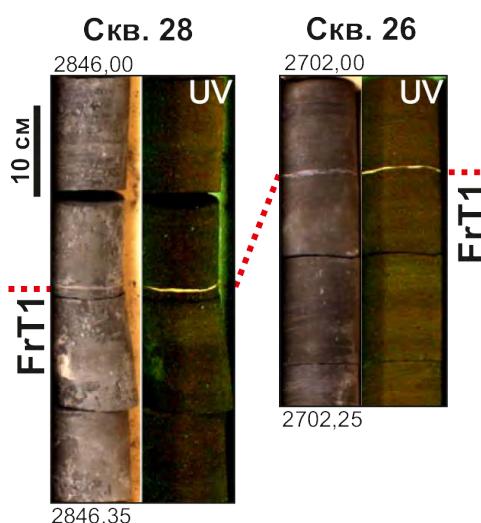
Прослои ТТ4 в равной степени встречены в пачках 3 (высокоуглеродистой кремневой линзовидной) и 4а (высокоуглеродистой однородной), в целом их литостратиграфическую приуроченность можно соотнести с пограничным интервалом этих пачек, что в совокупности с биостратиграфическими данными позволяет оценить возрастной диапазон ТТ4 в достаточно шир-

оком интервале: от аммонитовой зоны *Laugeites groenlandicus* до *Praechetaites exoticus* средневолжского подъяруса.

Удаленность ТТ4 от ТТ3 обычно достигает более 1,5 м, варьируется от 45 см до 1,9 м.

Состав туфогенных слойков в туффитовых сериях ТТ1, ТТ2, ТТ3 и туффитов ТТ4 схож и отвечает окременному и/или глинистому вторично развитому веществу. Окремнение характерно для прослоев, пространственно ассоциирующих с радиоляритами (преимущественно пачка 3), существенно глинистые туфогенные разности отмечаются в глинистых силицитах пачки 4а. Кроме того, в туффитовых сериях часто присутствует ОВ, причем в высокой и очень высокой концентрации (10–40%) за счет альгинитовой составляющей [Булатов и др., 2021; Шалдыбин и др., 2018; Bulatov и др., 2021]. Слой с повышенным содержанием ОВ не имеют приуроченности к определенным стратиграфическим интервалам и не связаны со строением туффитовых прослоев.

**T0a.** Представлен тонким (до 1–2 мм) прослойем туфов, реже туффитов (рис. 4, 5). Границы отчетливые. Обычно прослой сложен бурым глинистым веществом, иногда пиритизированным. В керне Т0а выделяется вполне уверенно при детальном просмотре. В УФ ярко люминесцирует желтым и оранжевым. Расстояние до прослоя ТТ4 в разных разрезах составляет от 23 см до 2,8 м.



**Рис. 7:** Общий вид прослоя туфов FrT1 в керне скважин (подошвенная часть фроловской свиты). UV – ультрафиолетовый свет.

**T0b.** Прослой мощностью до 1 мм (редко до 2 мм) туфов, реже туффитов. По всем признакам аналогичен нижележащему T0a, но, как правило, T0b менее отчетливый за счет меньшей мощности. В керне выделяется в основном посредством УФ за счет интенсивной люминесценции (рис. 4, 5).

Прослои T0a и T0b ранее нами не отмечались, либо идентифицировались ошибочно. Они расположены близко друг к другу (23–76 см), тяготеют к границе пачек 3 и 4a, чаще располагаясь в пачке 4a. Во вмещающей породе между этими прослойми в нескольких случаях обнаружены аммониты *Praechetaites exoticus* и *P. tenuicostatus* (рис. 8, 10, 11), что позволяет датировать оба этих прослоя зоной *Praechetaites exoticus*.

**T1.** Наиболее уверенно распознаваемый, чаще всего отмечаемый и поэтому самый изученный туфовый прослой (рис. 4, 5). Преимущественно представлен туфами мощностью 5–12 мм, чаще 6–8 мм, в редких случаях (7 наблюдений) переходящими по латерали в туффиты, мощностью от 2–3 см до 6–7 см и более. Наблюдения о латеральном переходе туфов в туффиты были получены, в том числе, на близко расположенных (первые км) скважинах с полным выносом керна (например, скв. 22–24), что делает их достаточно надежными.

Прослой T1 по находкам аммонитов относится к верхам средневолжской зоны *Praechetaites exoticus* [Панченко и др., 2021], он отмечается преимущественно в однородных глинистых силикатах пачки 4a (рис. 4, 5), реже – на границе пачек 3 и 4a, либо 4a и 4b, иногда отмечается также в пачке 3, что в совокупности позволяет оценить диагональность пачек баженовских и тутлеймских отложений.

Представлен в наибольшем количестве скважин, в керне которых имеется соответствующий стратиграфический интервал. Границы четкие и ровные, в шлифе наблюдается нормальная градационная текстура [см. рис. 8 в Панченко и др., 2021]. По составу туфы прослоя T1 как правило глинистые, частично пиритизированные и/или карбонатизированные. Местами наблюдается окремнение – пятнистое (скв. 94), послойное (скв. 18), реже полное (скв. 91).

Люминесценция, как правило, аномально яркая, наиболее яркая среди всех изученных туфовых прослоев. Характерны желтые, оранжевые и переходных тонов цвета в УФ.

Расстояние от нижележащего туфогенного прослоя T0b составляет от 10 до 88 см.

**T2.** Второй по частоте встречаемости туфогенный уровень. Представлен прослоем туфов мощностью до 2 мм. В редких случаях демонстриру-

ет морфологию туффитов, с увеличением мощности слойка до 5 мм и появлением характерной градационной мезотекстуры (скв. 38, 84). Туфы T2 по выражению в керне аналогичны прослою T1, только меньшей мощности, сложены глинистым и/или пиритовым веществом.

Данный прослой отмечается исключительно в баженовской и тутлеймской высокоуглеродистой иноцерамовой пачке 4b, среди параавтохтонных скоплений раковин рода *Inoceramus* (рис. 5), но в разных положениях относительно подошвы и кровли этой пачки [Панченко и др., 2015b, 2016]. По находкам аммонитов *Praetollia* sp. и *Surites* sp. (рис. 9, скв. 10, рис. 10, скв. 55) и литостратиграфической привязке возраст T2 оценивается в пределах аммонитовой зоны *Praetollia maynci* (= *Chetaites sibiricus*) рязанского яруса [Панченко и др., 2021], таким образом, это первый вулканогенный прослой в меловой части разреза. Однако стоит обратить внимание на единичную находку над этим прослоем (рис. 10, скв. 59) аммонита *Craspedites (C.) cf. shulginae* (рис. 13, фиг. 9) что может указывать также на поздневолжский возраст. В то же время этот аммонит очень близок к краспeditинам из нижнерязанского подъяруса р. Хеты [Rogov, 2020, табл. 20, фиг. 2], и не исключено, что его следует относить к *Craspedites (Tatygoceras)*.

Мощность отложений между прослоями T1 и T2 составляет от 1,3 до 4,8 м.

**T3a.** Вполне уверенно диагностируемый тонкий туфовый прослой, мощностью 1–2 мм, ранее ошибочно принимаемый нами за прослои T3 и T4. Прослой T3a приурочен исключительно к баженовской и тутлеймской пачке 5a (кокколитофоридовая кремнистая с бухиями), к интервалу с преобладанием двустворок рода *Buchia* (*B. unschensis*, *B. fischeriana* и др.), которые здесь отмечаются нередко в автохтонных скоплениях [Панченко и др., 2015a, 2016]. Совокупность имеющихся биостратиграфических и литостратиграфических данных (рис. 9, скв. 66, 85, 131, 64, рис. 10, скв. 58, 55, 81, 82) указывает на приуроченность T3a к аммонитовой зоне *Hectoroceras kochi* рязанского яруса.

По своим свойствам аналогичен ниже- и вышележащим туфам, преимущественно глинистый, нередко пиритизированный, при этом ярко люминесцирует в УФ. Расстояние между T3a от T2 составляет 1,2–5,2 м.

**T3.** Представлен тонким туфовым прослоем мощностью до 1, реже 2 мм (рис. 6). Глинистый и часто пиритизированный. По своему выражению в керне аналогичен вышеописанным туфовым прослоям.

**T4.** 1–3 мм прослой туфов, как правило, несколько более мощный и отчетливый, чем нижележащий T3 (рис. 6). Аналогичен нижележащим туфам.

Прослои T3 и T4 всегда близко расположены друг к другу (21–51 см) и приурочены к верхам пачки 5а, существенно выше интервала со скоплениями параавтохтонных бухий, часто – на границе с пачкой 5б. Значительная величина интервала между T3а и T3 (от 1,7 до 3,7 м), позволила их разделить при систематических наблюдениях в большом количестве изученного керна скважин. В предыдущей работе [Панченко и др., 2021] прослои T3 и T4 по аммонитам были отнесены к средней части рязанского яруса (верхи *Hectoroceras kochi* – *Surites subanalogus*). По актуализированным данным, с учетом сведений о наличии нижелещащих туфов T3а и новых результатов биостратиграфии, уровень туфовых прослоев T3 и T4 повсеместно отмечен выше аммонитов из родов *Borealites* и *Surites* (рис. 9, скв. 92, 64, рис. 11, скв. 45), и между находками аммонитов зоны *Tollia tolli* (сопоставление скв. 64 и 43 на рис. 9, рис. 10, скв. 58). В ряде случаев немногим выше (в пределах 1 м) прослоя T4 встречены аммониты рода *Neotollia* (например, рис. 9, скв. 92). В скв. 38 прослои T3 и T4 расположены непосредственно между находками представителей *Tollia* и *Neotollia*. Таким образом, по текущим биостратиграфическим данным возраст этих близкорасположенных прослоев может интерпретироваться в пользу более молодого – как позднерязанский или даже пограничный рязанско-валанжинский и грубо соотноситься с зонами *Surites subanalogus* – *Bojarkia mesezhnikowi* – *Tollia tolli*.

Еще один тонкий (около 2 мм) туфогенный прослой отмечен в 3,5 м выше прослоя T4 в скв. 1. Он встречен в пачке 5б (кокколитофоридовая пиритово-глинистая тонкоритмичная, приуроченная к верхам рязанского яруса и низам нижнего валанжина). Если идентификация пачки верна, то этот прослой может быть встречен в дальнейшем и может использоваться как дополнительный туфовый реперный уровень, однако, с существенными ограничениями ввиду невыдержанности пачки 5б (см. обсуждение ниже). Туфовый прослой сложен глинистым бурым веществом и полностью аналогичен нижележащим туфам.

#### Фроловская свита (перекрывающая баженовскую свиту в западном районе Фроловской мегавпадины)

**FrT1.** Новый туфовый уровень, ранее не упоминавшийся. Выделен в нескольких скважинах как

выдержаный 1 мм пиритовый, глинистый или кальцитовый слоек с резкими границами, аномально ярким свечением в УФ (рис. 7), приуроченный к единому стратиграфическому уровню.

Состав преимущественно вторично сульфидный, что связано, вероятнее всего, с высокой насыщенностью пиритом вмещающих фроловских углеродистых глин.

Приурочен к самым низам фроловской свиты (нижний валанжин) и, вместе с тем, к самым радиоактивным и углеродистым ее интервалам (рис. 8, скв. 4). Прослой отмечен в четырех скважинах на одном и том же детально привязанном уровне (по характерному участку кривой гамма-каротажа), что позволяет использовать его в качестве репера. Вместе с тем нельзя не отметить его недостаточную изученность. Вероятнее всего, данный туфовый прослой за счет своего повышенного содержания пирита далеко не всегда люминесцирует, отчего его поиски в керне затруднены.

Еще один пирокластический прослой встречен в 5–7 м выше по разрезу в скв. 107 (фроловская свита, нижний валанжин), мощность его достигает 4 мм. Однако, на данный момент это единичная находка, которая к тому же отвечает полностью кальцитизированной разности. Тем не менее, она позволяет судить о значительно большем стратиграфическом диапазоне потенциального развития прослоев с дистальной пирокластикой в нижнемеловом интервале Западной Сибири.

#### 4.2 Субрегиональные пирокластические уровни

По комплексу литостратиграфических и биостратиграфических методов установлена устойчивая прослеживаемость большей части обнаруженных прослоев туфов и туффитов, что наглядно демонстрируют приведенные схемы сопоставления разрезов (рис. 8–11).

Выделение и обоснование отдельных туфовых и туффитовых прослоев имеет большой смысл при детальном исследовании керна. Однако при решении геологических задач использование некоторых слабо выраженных и отмечаемых эпизодически туфогенных уровней вызывает затруднения. Отметим также, что стратиграфически единый прослой туфов по латерали может переходить в туффиты, что приводит к существенным изменениям в его морфологии и составе. Кроме того, у многих близкорасположенных прослоев туфов и туффитов наблюдаются сходные литологические признаки (например, T0a и T0b, T3 и T4, многие из прослоев туфогенного интервала TT4), что затрудняет их

идентификацию. Поэтому из практических соображений некоторые близкорасположенные и схожие по мощности, строению и составу туфогенные прослои рассматриваются как единые стратиграфические уровни.

Мы объединили такие совокупности и последовательности туфогенных прослоев, которые обладают наибольшим идентификационным потенциалом и прослеживаются на большей части изученной территории. Таким образом, выделено восемь субрегиональных пирокластических уровней (табл. 2, рис. 12), которые можно использовать при детальной корреляции разрезов и палеогеографическом анализе.

Пирокластические уровни, которые в опорных разрезах тяготели к нижней толще баженовской свиты (пачка 3 и низы 4а), получили индекс LB (от Lower Bazhenovo), уровни из заведомо верхней толщи (пачки 4а–5а) обозначены индексом UB (от Upper Bazhenovo). Установленный в низах фроловской свиты уровень получил индекс LF (от Lower Frolov). Описание пирокластических уровней приведено ниже.

1. Первые три пирокластических прослоя TT1, TT2 и TT3, представленные туффитовыми сериями мощностью от 2 до 24 см, уверенно диагностируемыми по морфологии, люминесценции и мощности (рис. 2), ввиду повсеместно близкой расположности друг к другу (до 40 см) выделены в единый – нижний субрегиональный пирокластический уровень **LB1**. Уровень датируется зонами *Laugeites groenlandicus* – *Epilaugeites vogulicus* средневолжского подъяруса.

Для уровня LB1 имеется дополнительный литостратиграфический маркер – он расположен не ниже пачки 3 (высокоуглеродистой кремневой линзовидной). Если из-за диахронности пачек данный пирокластический уровень следует ожидать в пачке 2б, то, по нашему мнению, он вряд ли там будет диагностирован. В обстановке сравнительно быстрого накопления пачки 2б (высококремневой горизонтально-слоистой) вулканогенный материал не может сохраниться в виде обособленных прослоев и будет «закамуфлирован» во вмещающих отложениях.

2. Обособленная совокупность прослоев TT4 (рис. 3, 4) выделяется в отдельный пирокластический уровень **LB2**, возраст которого может быть соотнесен с интервалом зон *Laugeites groenlandicus* – *Praechetaites exoticus* средневолжского подъяруса.

3. Преимущественно туфовые прослои T0a и T0b крайне маломощны, отчего в керне распознаются с трудом (рис. 4, 5) и, вероятно, поэтому нередко устанавливается только один из прослоев. Однако они распространены на обшир-

ной площади, и при совместной встречаемости повсеместно расположены близко друг к другу (менее 76 см) и при этом по-разному удалены от нижележащих прослоев TT4 (от 23 см до 2,8 м) и вышележащего T1 (от 10 до 88 см). Они маркируют отдельный конденсированный стратиграфический интервал перехода между пачками 3 и 4а, в котором нередко диагностируются перерывы [Панченко и Немова, 2017]. Поэтому с практической точки зрения здесь стоит выделить единый субрегиональный пирокластический уровень **UB0**, расположенный в пределах зоны *Praechetaites exoticus*.

4. Самый часто встречаемый и наиболее уверенno диагностируемый туфогенный прослой T1, представленный чаще всего туфами вторично глинистого состава с мощностью от 6 до 10 мм (рис. 4, 5), изредка – туффитами, выделен в самостоятельный субрегиональный пирокластический уровень **UB1**, расположенный у кровли средневолжского подъяруса.

5. Второй по частоте встречаемости туфовый уровень T2 уверенno диагностируется в керне и вполне надежно идентифицируется как за счет значительной удаленности от нижне- и выше-расположенных туфов (T1 и Т3а соответственно), так и за счет своей строгой приуроченности к высокоуглеродистой иноцерамовой пачке 4б (рис. 5). Прослой T2 отнесен к субрегиональному пирокластическому уровню **UB2**. Он датирован нижней зоной рязанского яруса *Praetollia maunsi*.

6. Обособленный и равноудаленный от нижне- и выше-расположенных туфов прослой Т3а отнесен к самостоятельному уровню **UB3** с тем же обоснованием, что и прослой UB2: уверенная распознаваемость, разобщенность от соседних похожих прослоев и литостратиграфическая приуроченность (интервал скопления параавтохтонных бухий в нижней половине пачки 5а). Пирокластический уровень UB3 отнесен к зоне *Hectoroceras kochi* рязанского яруса.

7. Прослои Т3 и Т4, мощностью от 1 до 3 мм каждый, диагностируются часто, в совместном нахождении всегда близко расположены друг к другу (21–51 см) и распространены на обширной территории (рис. 6). Однако ввиду своей малой мощности (обычно около 1 мм) статистически чаще в керне обнаруживается только один из двух прослоев (по аналогии с T0a и T0b). Поэтому для практических задач оба этих прослоя корректнее рассматривать как единый субрегиональный пирокластический уровень **UB4**. Приуроченность к верхним слоям пачки 5а (в слоях с редкими двусторками *Buchia*) близи границы пачки 5б дает дополнительный литостратиграфический контроль для идентификации этого

уровня. Возраст UB4 определяется как позднерязанский.

8. В подошвенных слоях фроловской свиты по пока ограниченным, но уже систематически отмечаемым находкам пиритизированного прослоя туфа FrT1 (рис. 7) мы выделили пирокластический уровень, получивший индекс **LF1**. По имеющейся литостратиграфической привязке можно судить о ранневаланжинском возрасте уровня (аммонитовая зона *Neotollia klimovskensis*).

#### 4.3 Краткие замечания по биостратиграфии баженовской свиты и ее аналогов по аммонитам

Несмотря на то, что аммониты в большинстве скважин, вскрывающих рассматриваемый интервал, встречаются достаточно редко, уже к 80-м годам XX века был накоплен значительный фактический материал, позволивший предложить зональные шкалы для этого интервала [Брадучан и др., 1986; Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка, 1991]. В дальнейшем было существенно уточнено расчленение волжского яруса Западной Сибири [Алифиров, 2009; Рогов, 2021], и в настоящей работе применяется последняя предложенная схема [Рогов, 2021]. Для рязанско-нижневаланжинского интервала используется аммонитовая шкала, близкая [Маринов и др., 2015; Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка, 1991] или идентичная шкале северной Сибири [Маринов и др., 2021; Панченко и др., 2021], но её обоснование для закрытых территорий Западной Сибири до сих пор не было опубликовано, поэтому ниже приводится краткая характеристика зон.

**Зона *Praetollia maynici*.** В качестве нижней зоны рязанского яруса в Сибири долгое время использовалась зона *Chetaites sibiricus*. Недавно было показано, что в «стратотипе» [Алексеев, 1984] зона отсутствует [Игольников и др., 2016], и вид-индекс в региональных аммонитовых шкалах Западной и Восточной Сибири был заменён на *P. maynici* [Игольников, 2019; Маринов и др., 2021]. Данное стратиграфическое подразделение достаточно надёжно устанавливается в Западной Сибири. Его нижняя граница проводится по появлению рода *Praetollia*, верхняя – по появлению *Hectoroceras*. В баженовской свите находки рода *Praetollia* традиционно рассматривались как показатель нижней зоны рязанского яруса [Вячки-

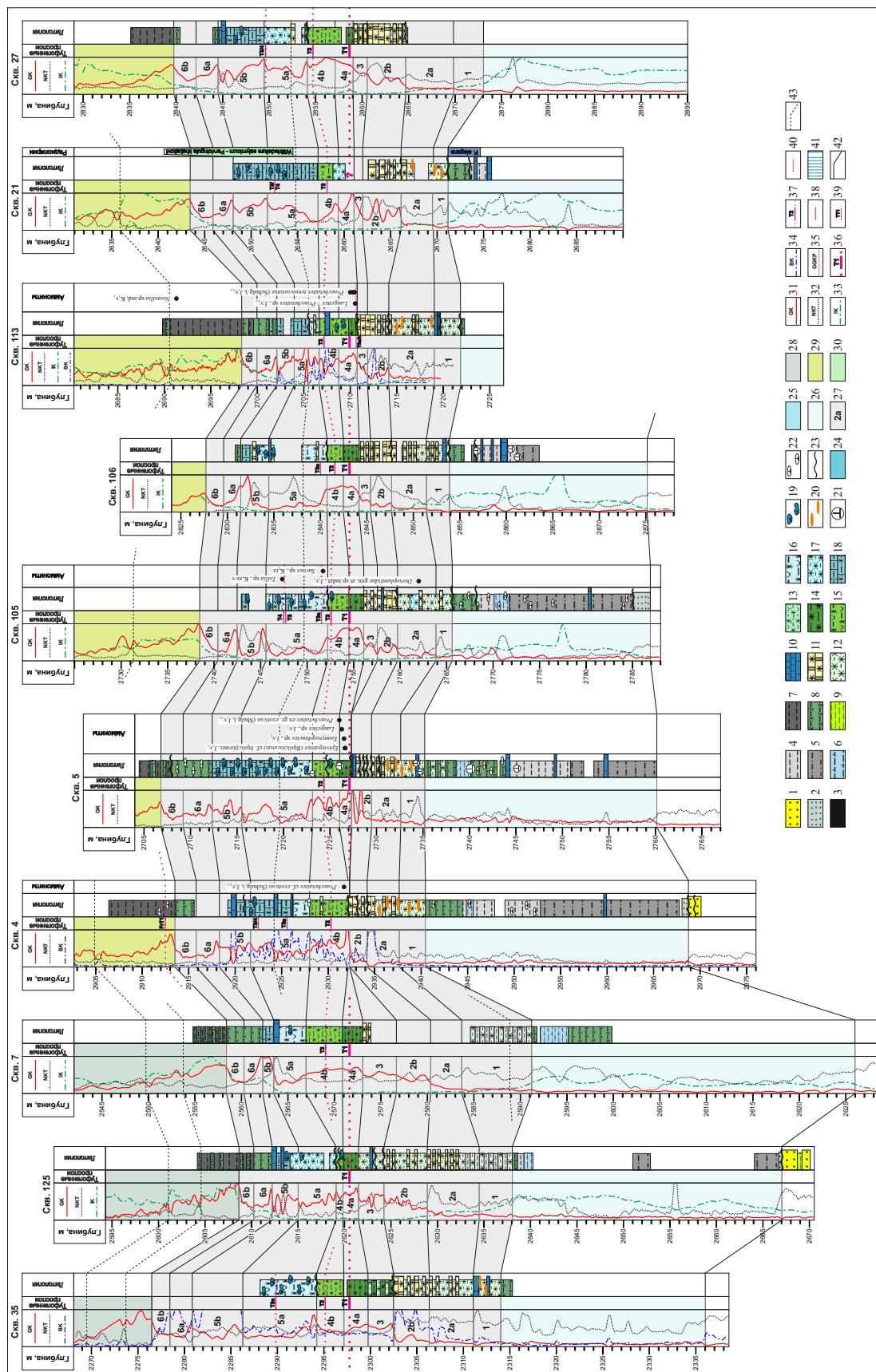
лев и др., 1990], но он встречается и выше [Игольников и др., 2016; Рогов и др., 2011; Janssen и др., 2022], поэтому не исключено, что часть претоллий может иметь более молодой возраст.

**Зона *Hectoroceras kochi*.** Это – наиболее надёжно прослеживаемая в Панбореальной биогеографической надобласти и однозначно определяемая зона, отвечающая диапазону распространения рода *Hectoroceras*. Аммониты этого рода легко определяются в керне, в том числе по фрагментам и ювенильным экземплярам [Вячкилев и др., 1990, табл. 65–67]. Кроме гектороцерасов, для зоны характерны *Borealites s.l.* и *Surites*.

**Зона *Surites subanalogus*.** Данный стратиграфический интервал, границы которого определяются по исчезновению *Hectoroceras* (нижняя граница) и смене *Surites* на *Bojarkia* (верхняя граница), достаточно хорошо прослеживается в Сибири и за её пределами. В то же время вид-индекс *S. analogus*, традиционно используемый для обозначения данной зоны, нельзя признать удачным [Janssen и др., 2022]. После первоначального описания [Богословский, 1896] этот вид ни разу не изображался ни из типового региона, ни из Сибири, откуда приводились только изображения экземпляров, определённых в открытой номенклатуре. Рассматриваемый стратон первоначально был предложен как подзона [*Caxc* и Шульгина, 1962]. Позднее, по крайней мере часть экземпляров, относившихся Н. И. Шульгиной к виду-индексу, была отнесена к новому виду *S. subanalogus* [Шульгина, 1972]. Именно этот вид, часто встречающийся в Сибири, предлагается использовать в качестве индекса для данной зоны. Для центральных районов Западной Сибири в этом интервале ранее выделялись слои с *Surites aff. caseyi* [Маринов и др., 2009].

**Зона *Bojarkia mesezhnikowi*.** Зона отвечает распространению рода *Bojarkia* и хорошо прослеживается по всей Арктике; её верхняя граница совпадает с появлением *Tollia*. В то же время в керне бояркии не всегда надёжно отличаются от более древних *Surites* и более молодых *Tollia*, и надёжных определений *Bojarkia* в Западной Сибири немного.

**Зона *Tollia tolli*.** Нижняя и верхняя границы зоны проводятся по смене *Bojarkia* на *Tollia* и появлению *Neotollia* соответственно [Барабошкин, 2004]. В Западной Сибири находки *Tollia* достаточно многочисленны, но поскольку этот род встречается в том числе в низах валанжина, сами по себе они только условно могут свидетельствовать о присутствии зоны. Кроме того, из числа признаков, по которым различаются *Tollia* и *Neotollia* [Сакс и Шульгина, 1969], в керне наиболее надёжно устанавливается только скульпту-



**Рис. 8:** Корреляция скважин с пирокластическими прослоями по линии 1'–1'': северо-западный район Фроловской мегавпадины и прилегающих структур. Расположение линий корреляций приведено на рис. 1.

Условные обозначения (см. стр. 28)

**Рис. 8 (предыдущая страница):** Условные обозначения.

1–15 – преобладающий состав пород: 1 – песчаники и алевропесчаники; 2 – пещанники и алевропесчаники биотурбитовые, часто с глауконитом; 3 – угли и углистые глины и аргиллиты; 4–8 – глины: 4 – сероватые малоалевритистые; 5 – темноцветные алевритистые биотурбитовые с пиритом; 6 – карбонатистые биотурбитовые с пиритом; 7 – темноцветные неоднородно кремнистые, пиритистые, в разлитной мере углеродистые;

8 – аргиллитоподобные кремнистые и кремневые, малоуглеродистые, малоуглеродистые, кремнистые алевролиты; 9 – сероцветные алевролиты и глинистые алевролиты; 10 – известняки, пластовые и линзовидные, в том числе, вторично развитые по карбонатным глинам, силицитам и радиоларитам; 11 – радиолариты и силициты малоглинистые, их переслаивания (мощность прослоев вне масштаба), в том числе в различной мере карбонатизированные; 12–18 – силициты: 12 – углеродистые малоглинистые; 13 – углеродистые с карбонатным шламом двусторонок *Liosstrea*, *Buchia*, *Inoceramus* и *Aequirostrea*, в ассоциациях с аммонитами и рострами белемнитов; 14 – глинистые высокоуглеродистые однородные с редкими двусторонками *Buchia*, *Inoceramus*; 16 – малоглинистые и глинистые углеродистые и аммонитами; 15 – глинистые высокоуглеродистые с многочисленными раковинами *Inoceramus*; 16 – малоглинистые и глинистые углеродистые однородные;

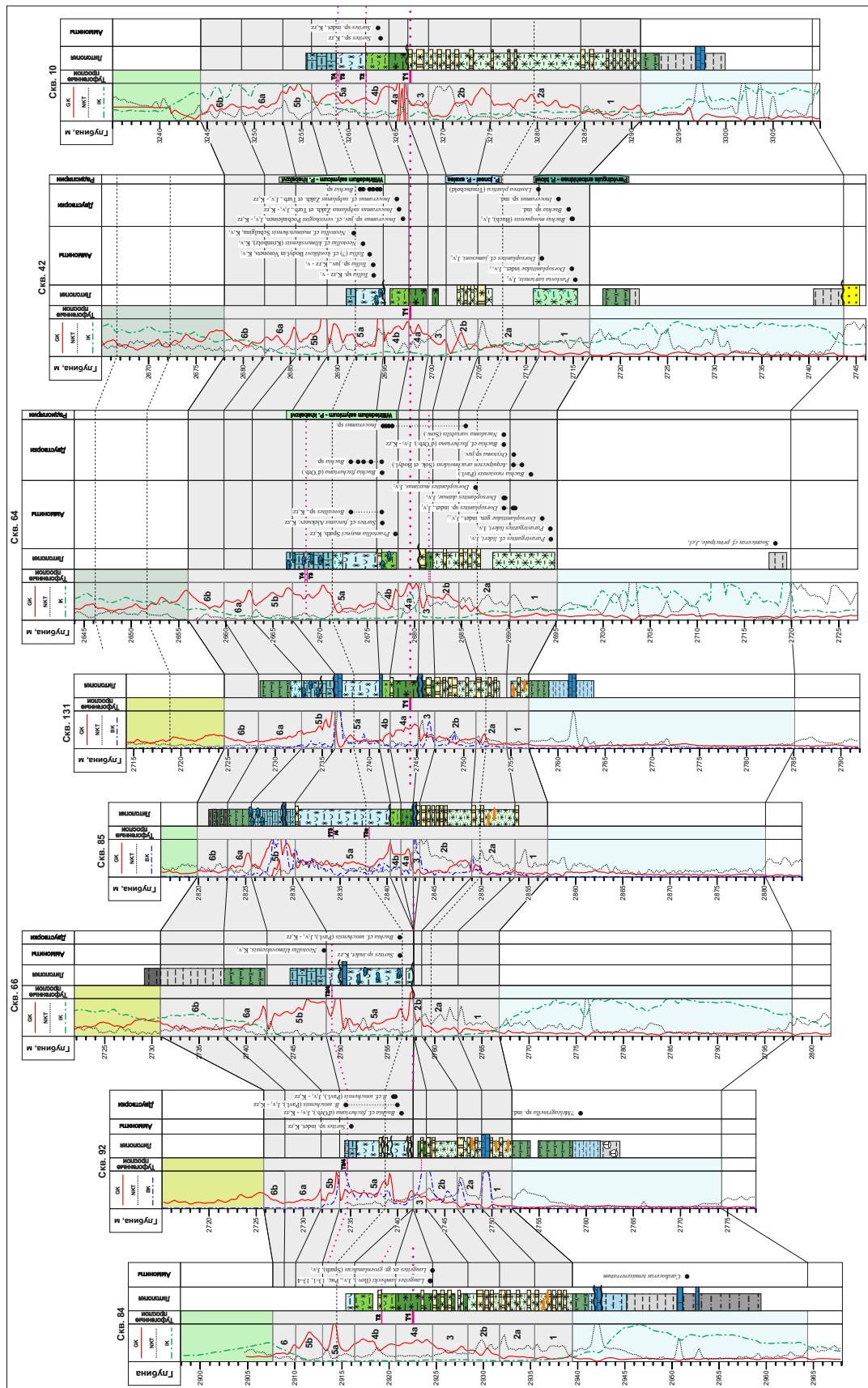
18 – тонкоритмичные глинисто-глинистые, пиритистые, высокоуглеродистые с кокколитофоридами;

19–22 – включения и неоднородности: 19 – карбонатные подули, сложенные пелoidно-интракластовым и биокластовым материалом (показаны вне масштаба); 20 – линзы фосфоритов, силицитов, радиоларитов и их ассоциаций, местами пиритизированные; 21 – известковые и доломитовые конкреции; 22 – известковые линзы; 23 – поверхности подводных размыков и связанные с ними отложения; 24–30 – местные стратиграфические подразделения: 24 – василанская и научанская свиты; 25 – георгиевская свита; 26 – абалакская свита; 27 – баженовская свита и нижнетулеймская подсвита с подицами пачек; 28 – верхнетулеймская подсвита; 29 – фроловская свита; 30 – подачимовские глины и ачимовская толща; 31–35 – геофизические каротажные методы: 31 – гамма-метод; 32 –нейтронный; 33 – индукционный; 34 – бокового зондирования; 35 – плотностной; 36–41 – положение в разрезе тuffогенных прослоев и корреляционные уровни: 36 – прослой T1; 37 – прочие идентифицированные прослои туфов и подлица к ним; 38 – прочие прослои туфов, неидентифицированные; 39 – прослой туффитов, туффитовых серий, и их индексы; 40 – прочие прослои туфритов, неидентифицированные; 41 – объем интервала с туффитами и его корреляционное положение в межскважинном пространстве; 42–43 – линии сопоставления; 42 – выдержаных пачек; 43 – вспомогательных уровней.

Литостратиграфические пачки: 6 (6a+6b) – пиритово-глинистая линзовидно-слоистая; 5b – кокколитофоридовая пиритово-глинистая тонкоритмичная; 5a – кокколитофоридовая кремнистая с бухиями; 4b – высокоуглеродистая инцерамовая; 4a – высокоуглеродистая однородная;

3 – высококремневая линзовидно-слоистая; 2b – высококремневая горизонтально-слоистая; 2a – кремневая линзовидно-слоистая;

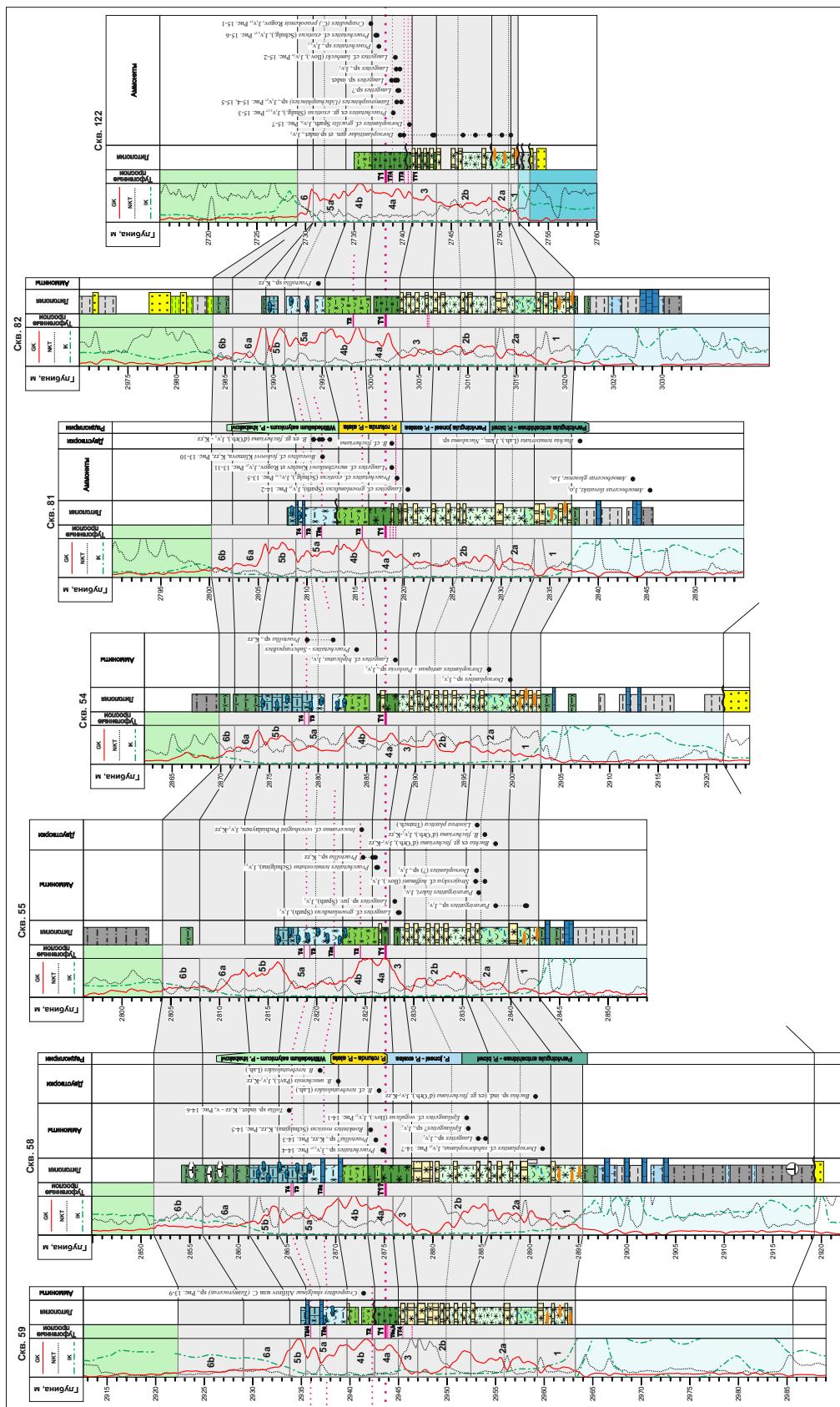
1 – фосфатно-кремневая линзовидно-слоистая.



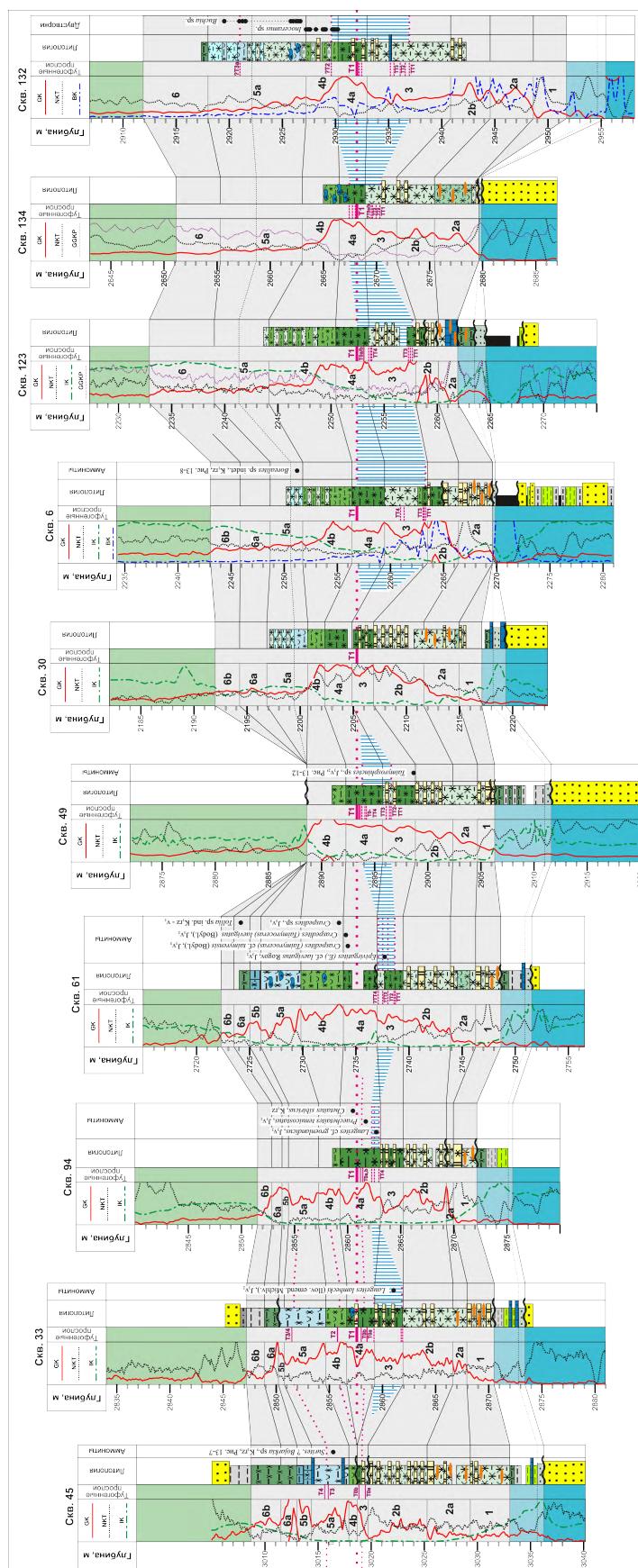
**Рис. 9:** Корреляция скважин с пирокластическими прослойками по линии 2'-2": центральный район Фроловской мегавпадины на границе

с Красноленинским сводом.

Условные обозначения (см. стр. 28)



**Рис. 10:** Корреляция скважин с пирокластическими прослойями по линии 3'-3": Салтымский мегавал – Нижневартовский свод – Сургутский свод.  
Условные обозначения (см. стр. 28)



**Рис. 11:** Корреляция скважин с пирокластическими прослоями по линии 4'-4'': Сургутский свод – Александровский мегавал – Парафельский

Условные обозначения (*см. стр. 28*)

ра внутренних оборотов, представленная двураздельными рёбрами у *Neotollia* и преимущественно трёхраздельными у *Tollia*. Граница с нижневаланжинской зоной *Neotollia klimovskensis* совпадает с появлением *Neotollia*, тогда как другие характерные для нижнего валанжина аммониты (такие как *Nikitinoceras*, *Menjaites*) встречаются в Западной Сибири более редко и, как правило, появляются выше первых находок *Neotollia*.

В керне изученных скважин с туфовыми прослойями остатки аммонитов встречаются достаточно регулярно. Часть из них изображалась ранее [Панченко и др., 2015а, 2021], некоторые важные для обоснования возраста туфогенных прослоев экземпляры изображены в настоящей работе (рис. 13–15).

#### 4.4 Площадное распространение выделенных пирокластических уровней

Как было отмечено выше, основная предпосылка обнаружения дистальных туфовых и туффитовых прослоев в пограничных отложениях юры и мела Западной Сибири кроется в их приуроченности к определенным палеообстановкам: туф-

фиты отмечаются в породах с низкой скоростью осадконакопления, а туфы – в наиболее конденсированных породах, накапливавшихся в застойных обстановках. Отсюда вытекает, во-первых, фациальный контроль, во-вторых – стратиграфический (рис. 16). При этом следует отметить отсутствие достоверных туфовых прослоев в верхневолжском интервале, который тоже характеризуется низкими скоростями седиментации. Видимо, в поздневолжское время интенсивность вулканических извержений, служивших источником пеплового материала, была ниже, или же изменилось преобладающее направление ветров, которыми переносились продукты извержений.

Территория, на которой расположены изученные нами скважины (рис. 1), относится к центральной высокоуглеродистой или «битуминозной» области развития баженовского горизонта [Брадучан и др., 1986], где обеспечивается преимущественно благоприятная для накопления и сохранения туфовых прослоев фациальная обстановка [Панченко, 2021]. С переходом в другие области Западной Сибири, где в баженовское время преобладала не биогенно-

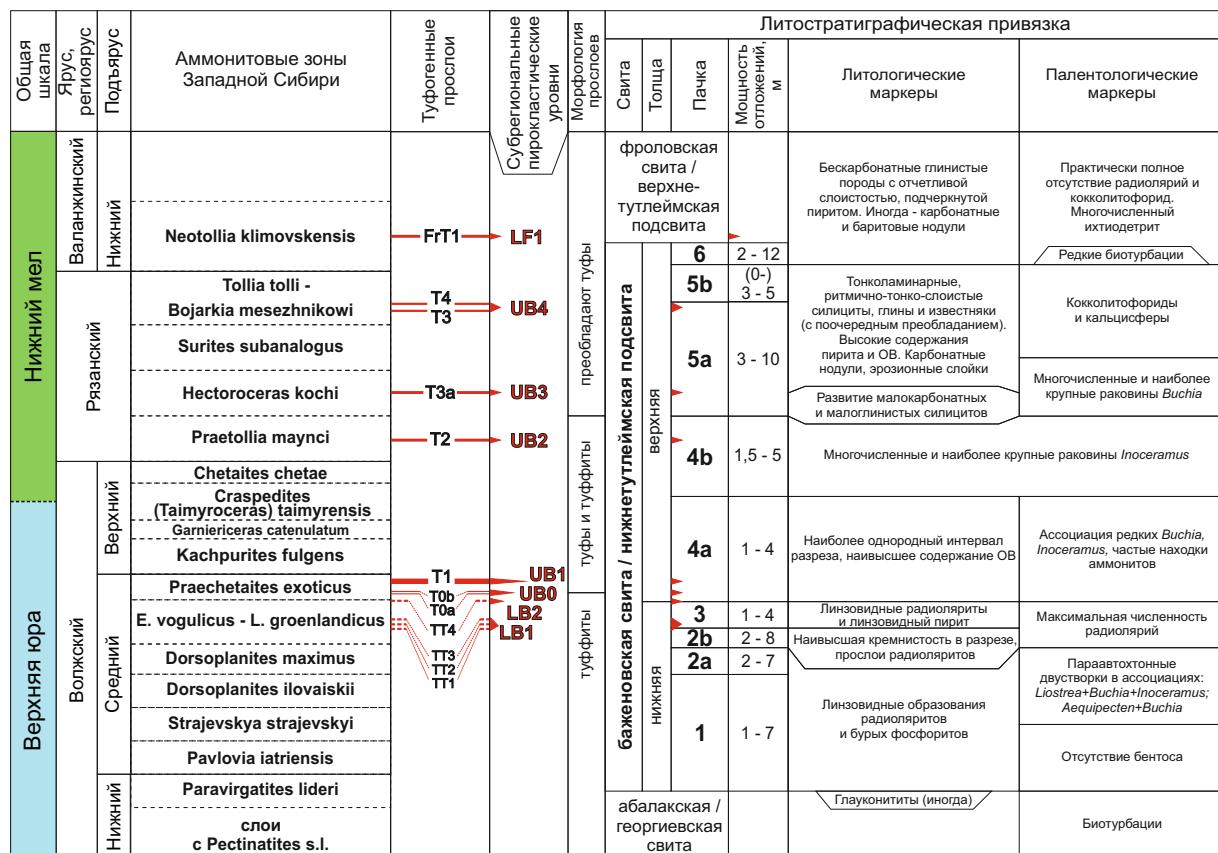
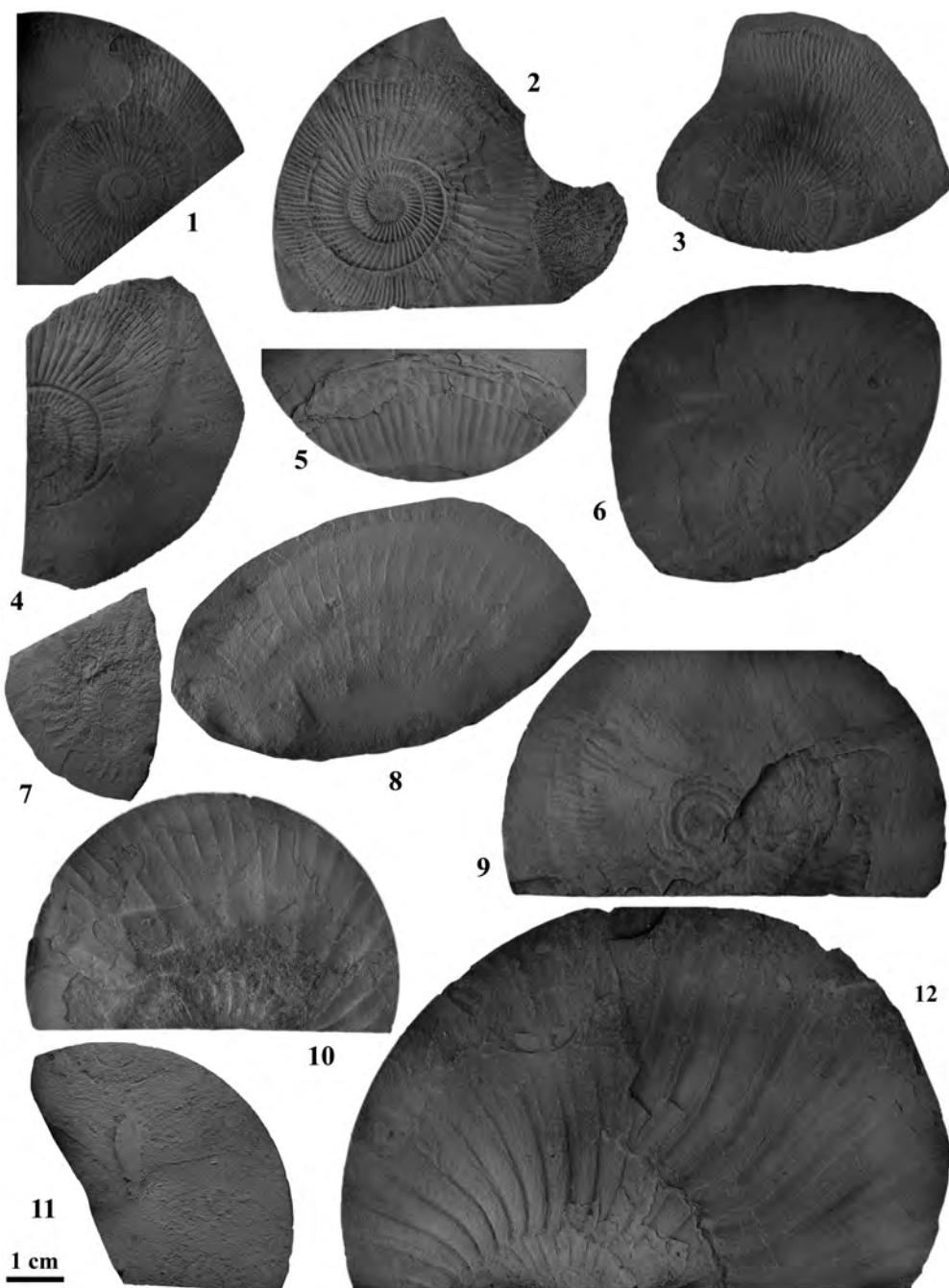
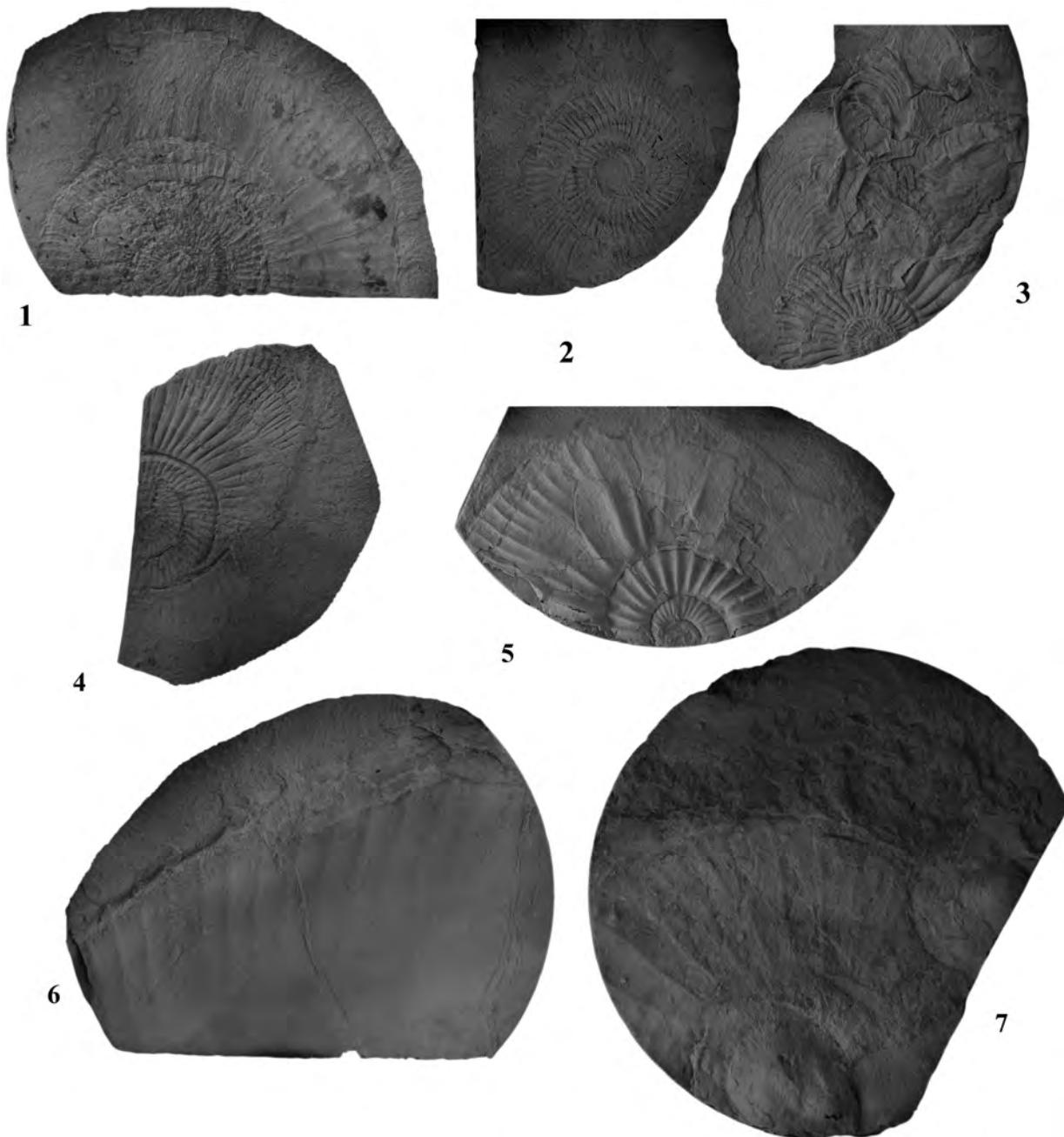


Рис. 12: Последовательность туфогенных прослоев и ее соотношение с супререгиональными пирокластическими уровнями, а также их лито- и биостратиграфическая привязка.

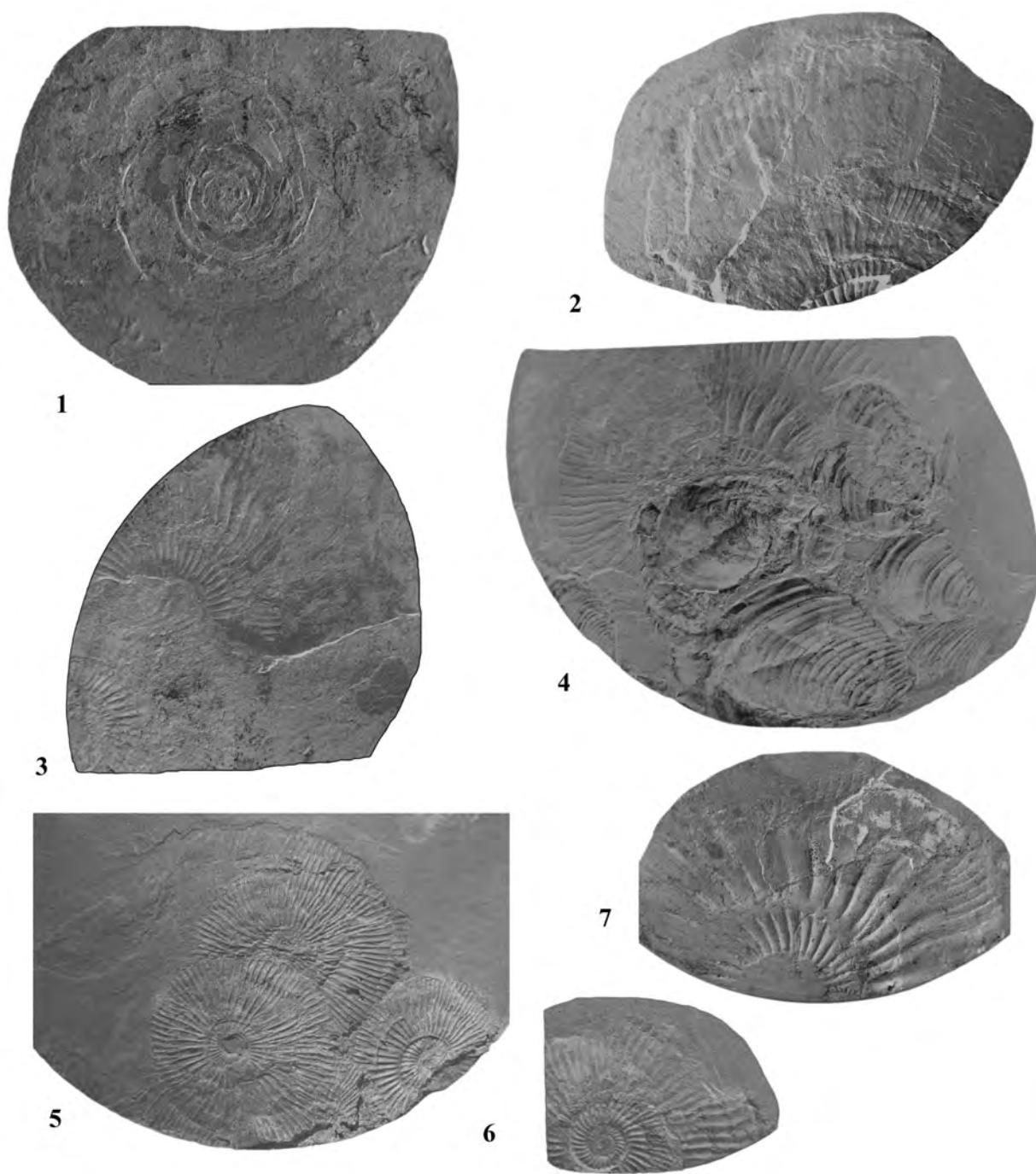


**Рис. 13:** Волжские и рязанские аммониты Западной Сибири (масштабная линейка = 1 см).  
 1–3 – *Laugeites lambecki* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона *Volgulicus* (?), 1, 3 – скв. 84, гл. 2923,31 м (\*2924,31 м), 3 – гл. 2923,5 м (\*2924,5 м); 2 – скв. 83, гл. 3165,81 м (\*3169,81 м), в 1,73 м ниже прослоя T1; 4 – *Laugeites cf. lambecki* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона *Volgulicus* (?), скв. 84, гл. 2923,34 м (\*2924,34 м); 5 – *Praechetates ex gr. exoticus* (Schulg.), средневолжский подъярус, зона *Exoticus*, скв. 81, гл. 2819,14 м (\*2819,14 м); 6–7 – *Surites* sp.indet., рязанский ярус; 6 – скв. 83, гл. 3163,73 м (\*3167,73 м), в 35 см выше прослоя T1; 7 – скв. 45, гл. 3016,84 (\*3016,44 м); 8 – *Borealites* sp.indet., рязанский ярус, зона *Kochi*, скв. 6, гл. 2251,7 м (\*2251,1 м); 9 – *Craspedites* (C.) cf. *schulginae* Alifirov, верхневолжский подъярус (или C. (*Taimyroceras*) sp., пограничный интервал волжского и рязанского ярусов), скв. 59, гл. 2938,27 м (\*2941,47 м); 10 – *Borealites* cf. *fedorovi* Klimova, рязанский ярус, зона *Kochi*, скв. 81, гл. 2811,71 м (\*2811,71 м); 11 – *Laugeites* cf. *mesezhnikowi* Kiselev et Rogov, средневолжский подъярус, зона *Exoticus*, скв. 81, гл. 2818,84 м (\*2818,84 м); 12 – *Taimyrosphinctes* sp. indet., средневолжский подъярус, верхняя часть (начиная с зоны *Maximus*), скв. 49, гл. 2897,6 м (\*2898,8 м).

\* – глубина по увязке с геофизическим каротажом.



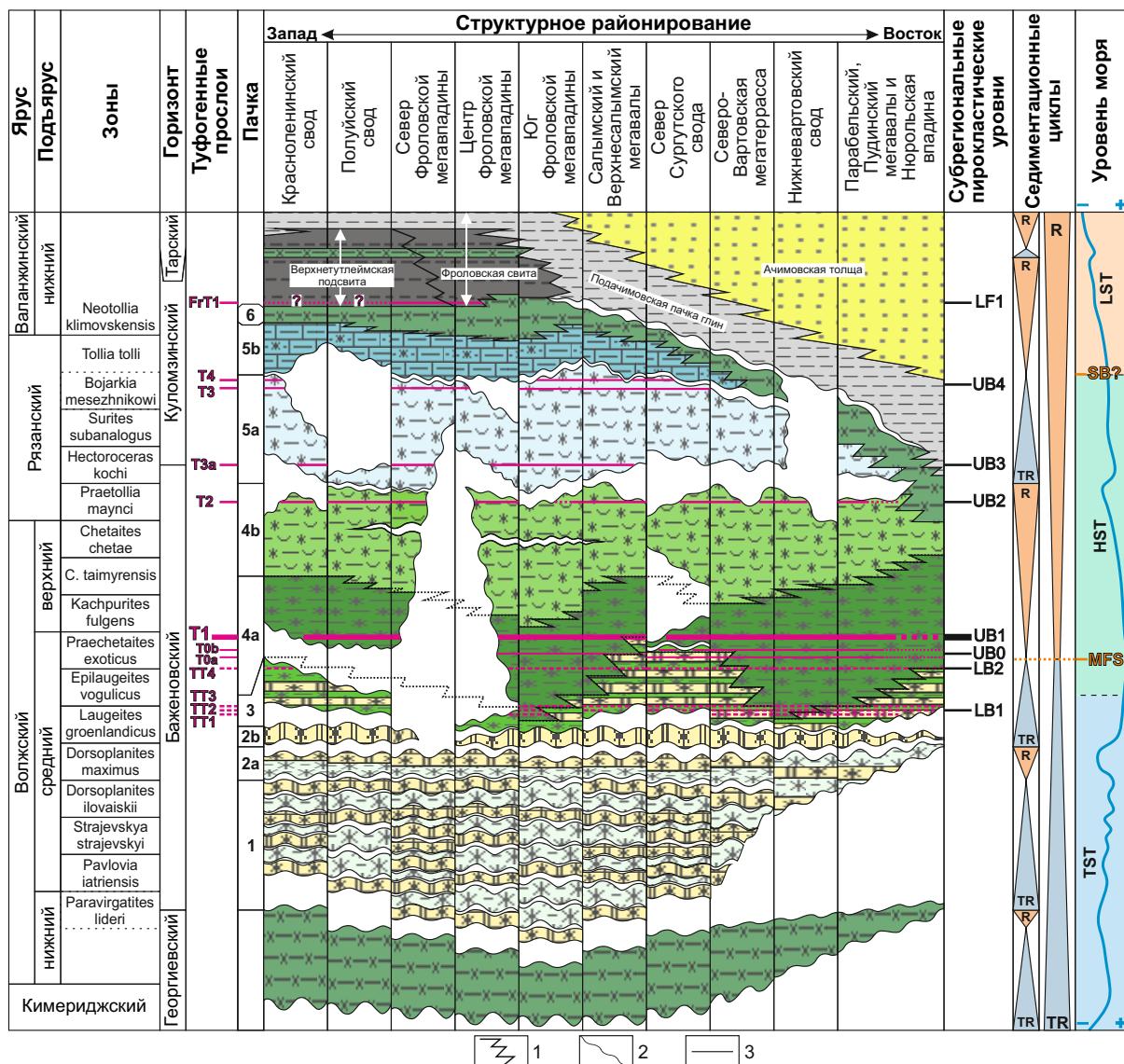
**Рис. 14:** Волжские и рязанские аммониты Западной Сибири (масштабная линейка = 1 см).  
 1 – *Epilaugeites cf. vogulicus* (Плов.), средневолжский подъярус, зона Vogulicus, скв. 58, гл. 2890,34 м (\*2883,29 м); 2 – *Laugeites cf. groenlandicus* (Spath), средневолжский подъярус, зона Groenlandicus, скв. 81, гл. 2820,3 м (\*2820,3 м); 3 – *Praetollia* sp. indet., рязанский ярус, зона Maynci (?), скв. 58, гл. 2880,6 м (\*2874,2 м); 4 – *Praechetates* sp., средне- и верхневолжский подъярусы, скв. 58, гл. 2881,87 м (\*2874,87 м); 5 – *Ronkinites rossicus* (Schulgina), рязанский ярус, зона Kochi, скв. 58, гл. 2880,1 м (\*2873,7 м); 6 – *Tollia* sp.indet., пограничный интервал рязанского и валанжинского ярусов, скв. 58, гл. 2871,09 м (\*2865,29 м); 7 – *Dorsoplaniites cf. subdorsoplanus* Mesezhn., средневолжский подъярус, зона Maximus, скв. 58, гл. 2897,92 м (\*2890,64 м).  
 \* – глубина по увязке с геофизическим каротажом.



**Рис. 15:** Волжские аммониты из скв. 122. Масштабная линейка = 1 см.

1 – *Craspedites (C.) praeokensis* Rogov, верхневолжский подъярус, зона Okensis, биогоризонт praeokensis, гл. 2735,71 м (\*2736,71 м); 2 – *Laugeites cf. lambecki* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона Volgulicus (?), гл. 2738,19 м (\*2739,19 м); 3, 6 – *Praechetaites ex gr. exoticus* (Shulg.), средневолжский подъярус, зона Exoticus, 3 – гл. 2738,06 м (\*2739,06 м); 6 – гл. 2736,23 м (\*2737,23 м); 4, 5 – *Taimyrosphinctes (Udschasphinctes) sp.*, средневолжский подъярус, 4 – гл. 2738,38 м (\*2739,38 м); 5 – 2738,91 м (\*2739,91 м); 7 – *Dorsoplanites cf. gracilis* Spath, средневолжский подъярус, зона Maximus, гл. 2739,69 м (\*2740,69 м).

\* – глубина по увязке с геофизическим каротажом.



**Рис. 16:** Хроностратиграфический профиль изученных пограничных юрско-меловых отложений по данным описания керна, каротажа, биостратиграфии, с учетом положения туфогенных прослоев.

Расположение структур приведено на [рис. 1](#). TR – трансгрессивный, R – регрессивный циклит; MFS – поверхность максимального морского затопления, SB – положение сиквенсной границы; TST – трансгрессивный тракт уровня моря, HST – тракт высокого стояния, LST – тракт низкого стояния уровня моря. Условные обозначения: 1 – фациальное замещение, 2 – эрозионная поверхность, 3 – согласная граница. Остальные условные обозначения (литология) см. на [рис. 8](#).

силицитовая, а терригенно-глинистая седиментация, вероятнее всего, многие тонкие туфовые реперы прослежены не будут.

В изученном районе наличие и количество пирокластических уровней определяется, прежде всего, стратиграфической полнотой вмещающих отложений ([рис. 16](#)). Внутри баженовских отложений наблюдается «искажение» мощностей и непостоянство слагающих пачек за счет неравномерности их режима седиментации и наличия

подводных размывов, в которых фиксируется гиатус объемом до одной и даже до четырех пачек [Панченко, 2021; Панченко и Немова, 2017; Панченко и др., 2021], ([рис. 8, 9, 16](#)).

Анализ распространения пирокластических уровней по площади в пределах изученной территории показал следующее.

Субрегиональные пирокластические уровни LB1 и LB2 распространены практически на всей изученной территории, но максимальная частота

та встречаемости соответствующих туффитовых прослоев, их представительность и мощность тяготеют к южным и юго-восточным районам. Они не встречаются в северной части Фроловской мегавпадины (наименования структур по [Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1 000 000, 1998], что коррелируется с сокращением мощности либо отсутствием пачки 3 (рис. 16). Таким образом, наличие в разрезе этих уровней контролируется мерой полноты высокоуглеродистой кремневой линзовидной пачки 3, наличием в ней микроперерывов, особенно в ее кровельной части – на границе с высокоуглеродистой однородной пачкой 4а. Граница пачек 3 и 4а может быть относительно резкой или плавной, что контролируется также характером роста снизу вверх значений на гамма-каротаже (рис. 8–11). В первом случае наблюдается резкий подъем уровня гаммы (скв. 19–29, 100–116, 131 и др.), а во втором – растянутый на 2–3 м разреза (например, скв. 6, 49, 61, 122, 132, 134). При сопоставлении керна и каротажа выявлено, что в случае нерезко выраженной кровли пачки 3, эта пачка имеет большую полноту, меньшее количество скрытых перерывов, и в ней отсутствуют ярко выраженные эрозионные поверхности, что в общем счете благоприятствует сохранности пирокластических уровней LB1 и LB2.

В ряде скважин с полным выносом керна первым снизу пирокластическим уровнем является LB2, который залегает в непосредственной близости от подошвы пачки 3 (скв. 45–46, 94, 135). Вероятно, нижележащий уровень LB1 в данном случае следовало бы ожидать в пачке 2б, условия накопления которой не способствовали сохранению тонких прослоев пирокластики. По нашему мнению, в таких скважинах наблюдается фациальный контроль отсутствия LB1, что связано с возрастным скольжением границы пачек 2б и 3.

Пирокластический уровень UB0 появляется в сильно конденсированных породах на границе пачек 3 и 4а. Режим накопления данного переходного интервала, по нашим представлениям, характеризовался минимальными объемами поступающего вещества и неравномерностью его аккумуляции, с перераспределением осадка донными течениями. Этим мы объясняем ячеистость присутствия находок этих тонких прослоев, которые в целом распространены на всей изученной территории, но встречаются спорадически (табл. 1, рис. 16).

Самый выдержаный уровень UB1 на изученной территории отмечается повсеместно, от северо-западной части Ханты-Мансийского автономного округа до Томской области. Отсутствие

находок соответствующего ему туфогенного прослоя (в интервалах полного выноса керна и его удовлетворительной сохранности), сопоставляется с областями отсутствия пачки 4а и/или верхов пачки 3 (район скв. 1–5, 44–46, 57, 66, 85, 92 см. рис. 8–11, 16) в результате их размыва или ненакопления на склонах крупных впадин (Вынглорская и Тундринская котловины в северной и центральной частях Фроловской мегавпадины соответственно, Леклорский прогиб к северу от Сургутского свода и др.).

Второй по частоте встречаемости уровень UB2 приурочен к высокоуглеродистой иноцерамовой пачке 4б, отмечаемой на всей изученной области (более 700 тыс. кв. км). Отсутствие этого уровня в некоторых изученных разрезах связано с размывом и ненакоплением, которые затронули пачку 4б полностью (скв. 57, 66, 92 и др.) или частично (скв. 44–46). Стоит отметить, что области подводного размыва в раннерязанское время занимают значительную площадь седиментации баженовских и тутлеймских отложений (рис. 16).

Кроме того, было зафиксировано отсутствие уровня UB2 и при наличии пачки 4б, с полным выносом керна в ее интервале. Повсеместно это происходит в разрезах скважин, где по комплексу керновых и каротажных данных отмечается в 2–3 раза сокращенная мощность пачки. В совокупности с отсутствием туфов прослоя T2, вероятнее всего, это указывает на наличие скрытых перерывов или размывов (рис. 16). Все эти скважины происходят из одного и того же района сочленения Сургутского свода и Северо-Вартовской мегатеррасы (рис. 1, скв. 67, 76, 77, 135 и др.).

В юго-восточной части изученной территории прослой туфов T2 распознается в керне хуже за счет повышенной глинистости отложений в верхней части баженовской свиты (пачки 4а–5а, рис. 16).

Субрегиональный пирокластический уровень UB3 повсеместно отмечается в нижней части кокколитофоридовой кремнистой пачки с бухиями (5а). Эта пачка развита на всей изученной территории, от Полуйского свода до самых юго-восточных районов (рис. 1), но ее мощность и фациальная выдержанность резко непостоянны (рис. 8–11). В частности, в этой пачке отмечается множество микроразмывов, фиксируемых при седиментологическом описании керна по выраженным эрозионным поверхностям, которые часто подчеркиваются аллохтонными скоплениями ихтиодетрита и других биокластов [Панченко и Немова, 2017]. Подобным эрозионным поверхностям соответствуют синседиментационные перерывы, причем продолжительность некоторых из них может оцениваться от микр- (менее 1 млн

лет) до мезогиатуса (более 2 млн лет) [Барабошин и др., 2002] (рис. 16).

Третий по частоте обнаружения (после UB1 и UB2) пирокластический уровень UB4 также приурочен к кокколитофоридовой кремнистой пачке с бухиями (5a), но тяготеет к ее верхним слоям. Сопоставление разрезов по площади показывает уменьшение стратиграфического объема пачек 5a и 5b с запада на восток (рис. 8–11) [Эдер и др., 2022]. В этом направлении наблюдается удревнение кровли кокколитофорид-содержащих отложений (пачки 5a+5b): сначала сокращаются верхи пачки 5b (кокколитофоридовой пиритово-глинистой тонкоритмичной) вплоть до ее полностью фациального замещения на существенно глинистые отложения пачки 6 (пиритово-глинистой линзовидно-слоистой), затем, еще восточнее, это глинистое замещение затрагивает кровельные слои 5a, содержащие туфогенные прослои T3 и T4 (рис. 16). Таким образом, площадное распространение пирокластического уровня UB4 ожидается преимущественно в центральных районах распространения баженовской свиты и в ее западном аналоге – тутлеймской свите. Прежде всего, это районы Фроловской мегавпадины, Красноленинского и Сургутского склонов и структур их обрамления (в том числе Салымский и Верхнесалымский мегавалы) [Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1 000 000, 1998], в которых туфовые прослои T3 и T4 в керне диагностируются достаточно часто (рис. 6, рис. 16).

Распространение пирокластического уровня LF1, вероятнее всего, следует ожидать в области развития самых углеродистых подошвенных слоев фроловской свиты, которые отмечаются на западном борту Фроловской мегавпадины (скв. 35–37, 119, 125, 1–5, 7–8, 100–116, 21–27, 42, 64). Вполне ожидаемо, что LF1 будет обнаружен и восточнее, в фациальных аналогах углеродистых фроловских слоев – в подачимовских глинах, особенно в их битуминозных разностях, что позволит надежно установить возраст этих отложений и проследить общую диахронность начала терригенно-глинистой седиментации в раннем валанжине (рис. 16).

Таким образом, наличие или отсутствие в керне выявленных субрегиональных пирокластических уровней позволяет судить о стратиграфической полноте отложений, что актуально в условиях наличия размывов и перерывов (рис. 16).

#### 4.5 Латеральные соотношения туфов и туффитов

Систематизация материала показала, что один и тот же стратиграфически выдержаный туфо-

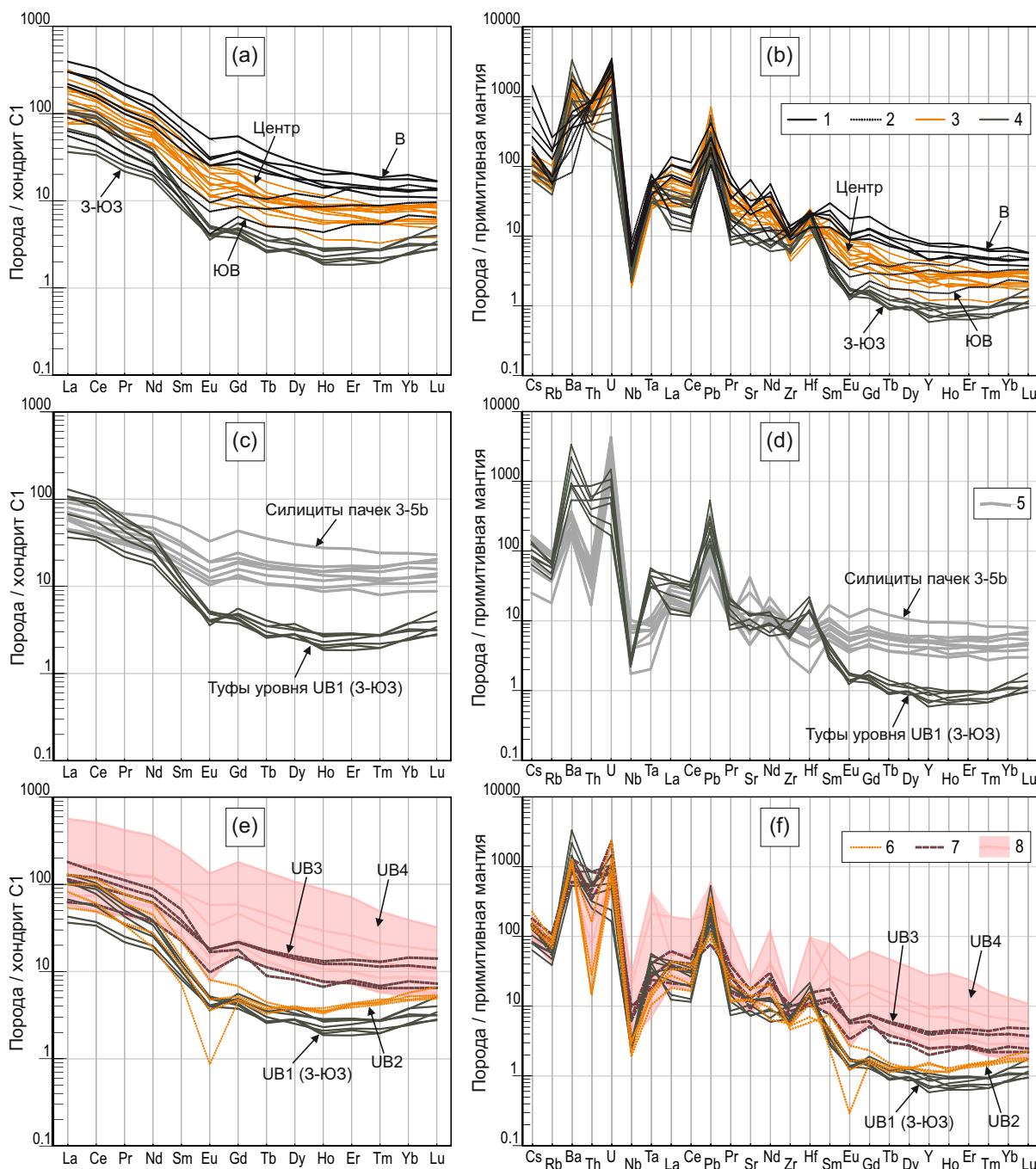
генный прослой может быть представлен как туфами (то есть породами, состоящими только из пирокластических компонентов), так и туффитами (то есть продуктами смешивания пирокластических и осадочных компонентов). Латеральные переходы туфов в туффиты неоднократно наблюдались при детальном сопоставлении разрезов по комплексу стратиграфических маркеров. В частности, это выявлялось при прослеживании наиболее мощного туфового прослоя T1, чаще это характерно для прослоев T0a и T0b, в меньшей степени – для T2 и всех вышележащих. Основной вопрос кроется в том, какой мощности может быть прослой туффитов или серия туффитовых прослоев, соответствующих прослою туфов?

По имеющимся наблюдениям, туфовый прослой T1, мощностью в среднем около 7 мм, переходит в туффиты мощностью от 2 до 3 см (скв. 6) или туффитовую серию от 6–7 см (скв. 23) до 14 см (скв. 24). Здесь необходимо учитывать особенность строения туффитовых серий, в которых тонкие слойки (первые мм), насыщенные туфогенным материалом, чередуются с более мощными (первые см) интервалами породы с крайне низкой насыщенностью пирокластическим веществом. Поэтому, если брать в расчет максимально концентрированную вулканокластикой разность туффитов или туффитовой серии (суммарно выходит около 2–3 см), то в описанных примерах можно судить о разбавлении осадочным веществом минимум в три раза. Данное соотношение можно использовать в самых первых приближениях при нормировке мощности туффитов на «неразбавленные туфы» при оценке суммарного количества поступившего дистального вулканического вещества.

Сменяемость туфов туффитами на едином стратиграфическом уровне, вероятно, является следствием седиментационного режима и подвижности придонных вод. В таком случае морфологию вулканогенных прослоев можно использовать в качестве дополнительного инструмента при палеогеографическом анализе.

#### 4.6 Микроэлементный состав силицитов баженовской и тутлеймской свит и туфогенного материала разных пирокластических уровней

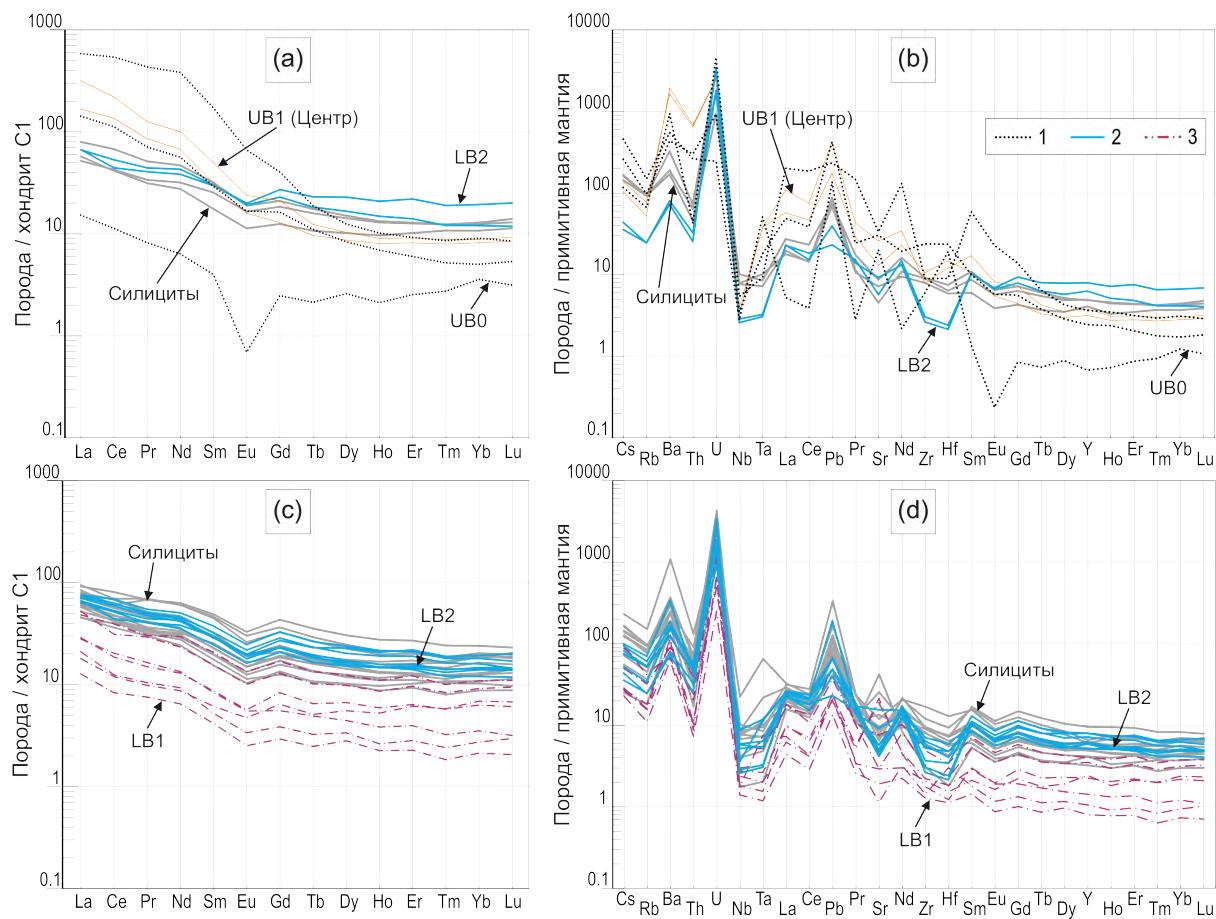
По химическому составу силициты и туфогенные прослои в целом различаются. Состав последних имеет значительные вариации, среди них можно выделить *туфы*, изначально сложенные преимущественно вулканокластическим веществом и *туффиты*, в которых в значительных количествах присутствует ксеногенный осадоч-



**Рис. 17:** Особенности микроэлементного состава туфогенного вещества в субрегиональных пирокластических уровнях. а, с, е – диаграммы распределения РЗЭ; б, д, ф – мультиэлементные диаграммы. Нормировано к хондриту С1 и примитивной мантии [Sun и McDonough, 1989] соответственно. а, б – характер изменчивости состава туфов уровня UB1 по площади (выборка по всей изученной территории); с–ф – сравнение составов на 3-ЮЗ территории: с, д – туфы UB1 и вмещающие силициты, е, ф – туфы UB1, UB2, UB3 и UB4. Условные обозначения: 1–4 – состав туфов UB1 в восточной (1), юго-восточной (2), центральной (3) и запад-юго-западной (4) частях территории; 5 – состав вмещающих пород; 6–8 – состав туфов UB2 (6), UB3 (7), UB4 (8).

ный материал, что вносит корректиры в распределение микроэлементов и не позволяет надежно охарактеризовать состав пирокластики в подобных разностях. Нами было установлено, что ту-

фы, переходящие по латерали в туффиты, теряют свою геохимическую контрастность по отношению к вмещающим породам. Туффиты с наиболее высоким содержанием осадочного матери-



**Рис. 18:** Особенности микроэлементного состава туфогенного вещества в субрегиональных пирокластических уровнях. а, с – диаграммы распределения РЗЭ; б, д – мультиэлементные диаграммы. Нормировано к хондриту C1 и примитивной мантии [Sun и McDonough, 1989] соответственно. а, б – сравнение составов туфов UB0, UB1, туффитов LB2 и вмещающих пород на ограниченной области в центральной части изученной территории; с, д – сравнение туффитов LB1, LB2 и вмещающих пород (вся изученная выборка). Условные обозначения: 1 – туфы UB0, 2 – туффиты LB2, 3 – туффиты LB1. Остальные условные обозначения см. на рис. 17.

ала, а также туффиты со следами перемыва становятся практически неузнаваемыми в спектрах распределения микроэлементов на фоне вмещающих пород. Таким образом, по туфам мы анализировали геохимию вулканического события, а по туффитам изучались только их качественные отличия в микроэлементном составе по сравнению с туфами и вмещающими породами (рис. 17, рис. 18).

**Силициты.** В пачках баженовской и тутлеймской свит, содержащих туфы и туффиты (пачки 3, 4а, 4б, 5а и предположительно 5б), может быть выделено множество литологических типов силицитов (более 10), что обусловлено неравномерностью соотношения кремнистой, глинистой и органической составляющих в этих породах, а также вариативностью присутствия карбонатного и сульфидного материала. Однако на графиках распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и мультиэлементных диаграммах норми-

рованные (по [Sun и McDonough, 1989]) составы пород разных литотипов и пачек в пределах западной (рис. 17с, д) и центральной (рис. 18) частей изученной территории демонстрируют весьма схожий характер распределения элементов-примесей. Суммарные концентрации РЗЭ (La–Lu) в пачках 3–5б составляют от 60 до 146 г/т (среднее 95, медианное 84 г/т), легких РЗЭ (La–Eu) – от 50 до 116 г/т (среднее 78, медианное 68 г/т), а тяжелых (Gd–Lu) – от 10 до 30 г/т (среднее 17, медианное 16 г/т). Отношение La/Yb находится в пределах от 4,7 до 8,9, среднее 6,1, Gd/Yb – от 1,2 до 2,3, среднее 1,7.

**Туфы.** Все изученные туфы, в целом, имеют близкие геохимические характеристики, свойственные вулканитам надсубдукционных обстановок [Панченко и др., 2021]. Однако необходимо отметить некоторые вариации микроэлементного состава в разных туфовых прослоях баженовской и тутлеймской свит, от нижнего пиро-

кластического уровня – к верхнему, а также в их площадном распространении. Принимая во внимание огромный размер изученной территории, с вытекающей неизбежной изменчивостью состава по площади как выдержаных баженовских пачек, так и туфогенных прослоев (рис. 17а, б), в данной статье мы проводим сравнительный анализ туфов, развитых только в западной и центральной областях (рис. 17, рис. 18).

**Уровень UB0.** Туфовые прослои уровня UB0 (прослои T0a и T0b) показывают существенный разброс содержаний легких РЗЭ (La–Eu, сумма от 15 до 700 г/т), и незначительный – тяжелых РЗЭ (Gd–Lu, сумма от 3 до 8 г/т). По имеющимся данным их состав можно обозначить как невыдержаный (рис. 18а, б), что вероятно связано с крайне малой мощностью этих прослоев (менее 1 мм), поэтому вторичные изменения в этих туфах могли быть проявлены с максимальной интенсивностью.

**Уровень UB1.** Самый мощный прослой туфов субрегионального уровня UB1 (прослой T1) изучен наиболее полно (39 анализов) и по всей изученной территории. Для этих туфов характерны близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов, с закономерным ростом концентраций РЗЭ (с 40–50 до 200–400 г/т) и некоторых несовместимых крупноионных и высокозарядных элементов (Th, Nb, Sr, Zr) в направлении движения по изученной площади с З–ЮЗ на В–СВ (рис. 17а, б), что связывается нами с дифференциацией исходной тефры в атмосфере [Панченко, 2021]. Туфы UB1 отличаются высоким содержанием (г/т) Cs (2–22, среднее 5), Rb (25–113, среднее 50), La (9–90, среднее 35), Ce (20–200, среднее 75) и очень высоким – Ba (600–23 000, среднее 8000), Th (20–90, среднее 56), U (3–74, среднее 41) и Pb (20–130, среднее 50). Минимальные концентрации большинства приведенных элементов (кроме Pb и Ba) наблюдаются в западных областях территории. Нормированные к примитивной мантии спектры распределения элементов-примесей характеризуются отчетливыми максимумами по Ba, U, Pb и Hf, с устойчивым для всей выборки минимумом по Nb (рис. 17а, б). Обогащение туфов крупноионными лиофильными элементами, а также проявленные Nb-минимум и Pb-максимум могут свидетельствовать об образовании туфового материала в надсубдукционной геодинамической обстановке. Отсутствие Та-минимума, свойственного надсубдукционным образованиям, вероятно, является особенностью этих туфов. Природа разного соотношения Nb и Та в исходных магматических породах может быть связана с дифференциацией магм [Tang и др., 2019].

В пределах западной части изученной территории состав туфов UB1 имеет существенно меньший разброс концентраций (вероятно, за счет меньшего влияния атмосферной дифференциации) и имеет следующие характеристики: суммарное содержание РЗЭ от 43 до 123, среднее 89 г/т, из них сумма легких РЗЭ (La–Eu) составляет от 40 до 120, среднее 86 г/т, тяжелых (Gd–Lu) – от 3 до 5, среднее 3,2 г/т. Отношение La/Yb составляет от 19 до 60, среднее 39, Gd/Yb – от 1,4 до 2,6, среднее 1,9.

По сравнению с баженовскими силицитами из пачек 3, 4а, 4б и 5а туфы UB1 отличаются пониженными концентрациями урана и большинства РЗЭ (от Sm до Lu), более высокими содержаниями Ba, Th, Ta, Pb и Hf (рис. 17с, д),

**Уровень UB2.** Туфы уровня UB2 (прослой T2) обладают схожими с UB1 геохимическими характеристиками (рис. 17е, ф), отличаясь более низкими содержаниями Th, Ta, Zr и более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ (Ho–Lu). Сумма РЗЭ (г/т) в UB2 от 64 до 143, среднее 100, из них легких (La–Eu) от 61 до 139, среднее 96, тяжелых (Gd–Lu) – около 4. Отношение La/Yb составляет от 14 до 38, среднее 26, Gd/Yb – от 1 до 1,8, среднее 1,3.

**Уровень UB3.** Вышележащие туфы уровня UB3 (прослой T3а) также близки к составу UB1, но отличаются повышенными концентрациями Nb, Nd, Sm, Eu и тяжелых РЗЭ, при сопоставимых содержаниях Th, Ta и Zr. От туфов уровня UB2 отличаются более высоким содержанием Th, Ta, Sm и тяжелых РЗЭ (Gd–Yb) (рис. 17е, ф). Кроме этого, на графиках распределения микроэлементов туфы UB3 отличаются от туфов в UB1 и UB2 локальным минимумом по Sr. Сумма РЗЭ (г/т) от 85 до 197, среднее 147; сумма легких РЗЭ от 76 до 187, среднее 136; тяжелых – от 9 до 15, среднее 12; La/Yb от 11 до 32, среднее 18; Gd/Yb – от 1,8 до 2,8, среднее 2,4.

**Уровень UB4.** Химические составы туфов из прослоев T3 и T4 практически неотличимы, что позволяет их рассматривать в составе единого пирокластического уровня UB4. Для туфов UB4 характерна меньшая выдержанность состава, чем в UB1 – UB3, но повсеместно они характеризуются наивысшими содержаниями РЗЭ (сумма от 80 до 260, среднее 155 г/т) и наличием на РЗЭ-диаграммах (рис. 17е, ф), минимума по Eu. Сумма легких РЗЭ составляет (г/т) от 70 до 223, среднее 137, тяжелых – от 9 до 33, среднее 18; La/Yb от 12 до 22, среднее 16; Gd/Yb – от 3 до 6, среднее 4,3.

Таким образом, в пределах западной части изученной территории при движении снизу вверх по разрезу от туфов уровня UB1 к туфам UB4 отме-

чается рост суммарного содержания РЗЭ (средние значения в UB1 89, UB2 – 100, UB3 – 147, UB4 – 155 г/т), в особенности тяжелых (Gd–Yb, средние значения в UB1 3,2, UB2 – 4, UB3 – 12, UB4 – 18 г/т). При этом отношение La/Yb меняется от UB1 к UB4 соответственно 39 – 26 – 18 – 16, а Gd/Yb 1,9 – 1,3 – 2,4 – 4,3 (приведены средние значения).

**Туффиты.** Далее рассмотрим состав нижних пирокластических уровней LB1 и LB2, которые представлены исключительно туффитами.

Туффиты LB1 и LB2 обладают схожими распределениями элементов-примесей. (рис. 18). Туффитам этих уровней свойственно обогащение Ba, U, Pb при отчетливых минимумах по Nb-Ta и Zr–Hf. Для всех прослоев туффитов (TT1, TT2 и TT3) уровня LB1 характерен значительный разброс суммарных концентраций РЗЭ (в 4 раза: от 15 до 70, среднее 39), особенно средних и тяжелых (Sm–Lu). Сумма тяжелых РЗЭ меняется от 2,3 до 12,1, то есть в 5 раз (среднее 6,2 г/т). Мы полагаем, что такой большой разброс может быть связан с неравномерным содержанием терригенных глинистых минералов и ОВ в составе туффитов. Согласно работе [Занин и др., 2011], глинистые минералы в баженовской свите являются хорошими концентраторами РЗЭ, особенно легких, а ОВ ответственно за концентрацию средних и тяжелых РЗЭ. При этом отношения La/Yb и Gd/Yb в туффитах LB1 характеризуются относительным постоянством и составляют от 6 до 11 (среднее 8) и от 1,6 до 1,9 (среднее 1,7) соответственно. В отличие от LB1, вся выборка туффитов вышележащего уровня LB2 отличается схожими концентрациями микроэлементов, в том числе РЗЭ: суммарное содержание РЗЭ от 88 до 120, среднее 100, медианное 97 г/т; легких РЗЭ – от 71 до 97, среднее 82 г/т, тяжелых – от 15 до 23, среднее 19 г/т; La/Yb меняется от 5 до 8, среднее 6, а Gd/Yb – от 1,7 до 2,3, среднее 2. Вероятно, это связано с преобладанием в них ксеногенного осадочного материала, который в данном случае усредняет состав туффитов, в то же время приближая его к баженовским силицитам из вмещающих пачек (рис. 18а, б).

Распределение РЗЭ и других микроэлементов в туффитах в целом сопоставимо с распределениями во вмещающих породах. При этом по сравнению с баженовскими силицитами все изученные туффиты отличаются несколько меньшим обогащением Cs, Rb, Ba, Th, Pb и относительно более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ, а также более выраженным минимумами Nb-Ta и Zr–Hf (рис. 18с, д).

Туффиты уровня LB1 по сравнению с породами пачек 3 и 4а существенно обеднены РЗЭ

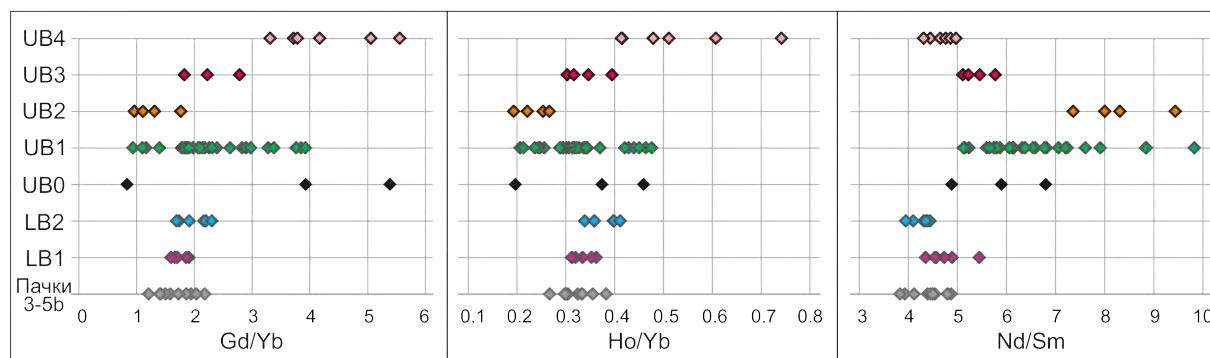
и микроэлементами в целом, что роднит их с вышележащими туфами UB0 и UB1. Туффиты LB2 заметно обогащены всеми микроэлементами по сравнению с LB1, достигая значений уровня вмещающих пород (рис. 18). Туффиты уровня LB2 от баженовских силицитов отличаются несколько повышенными содержаниями большинства тяжелых РЗЭ (Gd–Er), что особенно наглядно при сравнении туффитов и вмещающих пород, взятых непосредственно из одного интервала (рис. 16а, б).

Основные отличия туфов и туффитов из разных стратиграфических уровней выражаются в содержании Th, Eu, легких и тяжелых РЗЭ (рис. 17, рис. 18), соотношениях Gd/Yb, Ho/Yb, Yb/Lu, Zr/Hf, Nd/Sm. Наиболее контрастные отличия туфогенного материала из разных уровней проявлены в соотношениях Gd/Yb, Ho/Yb, Nd/Sm. Эти различия позволили установить качественные и количественные отличия микроэлементного состава (табл. 3, рис. 19), что служит дополнительным индикатором стратиграфической приуроченности туфогенных прослоев.

#### 4.7 Оценка изменчивости мощностей пирокластических прослоев

Мощность самого широко прослеживаемого туфового прослоя T1 на обширной площади практически не меняется (за локальными исключениями) и находится в пределах 6–8 мм в среднем. Все вышележащие тонкие прослои пирокластики, приуроченные к пачкам 4б–5а и к низам фроловской свиты, тоже имеют выдержанную мощность с колебаниями в пределах 1–2 мм. Это даже с учетом их литификационного уплотнения позволяет говорить о постоянстве мощности данных прослоев в пределах изученной территории.

Мощность интервалов с туффитами нелинейно растет с запада на восток и в южном направлении (рис. 11). Однако это происходит, скорее всего, за счет разбавления пирокластического материала осадочным глинистым. Наиболее концентрированные по количеству вулканогенного материала туффитовые разности наблюдаются в самых конденсированных разрезах западной части территории исследований. Здесь туффиты пирокластических уровней LB1–LB2 достигают суммарной мощности не более 20 см (скв. 37–18 см, скв. 59–16 см, скв. 64–19 см, скв. 81–82 – 7–9 см). В скв. 127, расположенной также в западном районе, но значительно южнее (южные структуры Фроловской мегавпадины), суммарная толщина туффитовых серий пирокластического уровня LB1 достигает 35 см, уровня LB2 – 15 см. Увеличение мощности туффитовых серий объясня-



**Рис. 19:** Распределение значений соотношения некоторых элементов в туфогенном веществе из разных пирокластических уровней и во вмещающих породах.

Таблица 3: Соотношения некоторых элементов в туфогенном веществе пирокластических уровней и в баженовских силициатах. Приведены значения по всей выборке изученных образцов (вся изученная территория)

Уровень	Значение	La/Yb	Gd/Yb	Ho/Yb	Yb/Lu	Zr/Hf	Nd/Sm
UB4 (T3+T4)	min	11,52	3,31	0,41	6,66	4,31	4,31
	max	22,06	5,56	0,74	8,13	33,30	4,97
	среднее	<b>15,82</b>	<b>4,27</b>	<b>0,53</b>	<b>7,25</b>	<b>17,95</b>	<b>4,67</b>
	медианное	<b>14,68</b>	<b>3,98</b>	<b>0,50</b>	<b>7,22</b>	<b>17,42</b>	<b>4,71</b>
UB3 (T3a)	min	11,00	1,83	0,29	6,68	16,41	5,11
	max	32,46	2,78	0,39	7,14	37,80	5,77
	среднее	<b>18,01</b>	<b>2,40</b>	<b>0,33</b>	<b>6,95</b>	<b>26,26</b>	<b>5,39</b>
	медианное	<b>14,29</b>	<b>2,50</b>	<b>0,32</b>	<b>6,98</b>	<b>25,42</b>	<b>5,34</b>
UB2 (T2)	min	14,47	0,96	0,19	5,74	13,09	7,36
	max	38,40	1,77	0,27	6,52	28,67	9,44
	среднее	<b>25,50</b>	<b>1,29</b>	<b>0,23</b>	<b>6,20</b>	<b>21,57</b>	<b>8,28</b>
	медианное	<b>24,56</b>	<b>1,21</b>	<b>0,24</b>	<b>6,28</b>	<b>22,26</b>	<b>8,16</b>
UB1 (T1)	min	8,26	0,94	0,21	4,85	12,53	5,13
	max	59,67	3,92	0,48	7,88	28,08	9,83
	среднее	<b>30,07</b>	<b>2,32</b>	<b>0,33</b>	<b>6,62</b>	<b>20,62</b>	<b>6,57</b>
	медианное	<b>28,51</b>	<b>2,14</b>	<b>0,32</b>	<b>6,69</b>	<b>19,12</b>	<b>6,32</b>
UB0 (T0a+T0b)	min	5,95	0,84	0,20	6,27	11,29	4,89
	max	89,88	5,39	0,46	7,63	36,56	6,80
	среднее	<b>45,13</b>	<b>3,38</b>	<b>0,34</b>	<b>7,01</b>	<b>28,02</b>	<b>5,86</b>
	медианное	<b>39,56</b>	<b>3,93</b>	<b>0,37</b>	<b>7,13</b>	<b>36,21</b>	<b>5,90</b>
LB2 (TT4)	min	4,81	1,69	0,34	6,47	38,93	3,95
	max	7,72	2,30	0,41	7,39	50,88	4,45
	среднее	<b>6,26</b>	<b>2,00</b>	<b>0,38</b>	<b>6,91</b>	<b>44,73</b>	<b>4,26</b>
	медианное	<b>6,24</b>	<b>2,04</b>	<b>0,38</b>	<b>6,84</b>	<b>45,39</b>	<b>4,34</b>
LB1 (TT1-TT3)	min	6,16	1,60	0,31	6,19	17,07	4,35
	max	11,08	1,91	0,36	7,42	52,28	5,45
	среднее	<b>8,45</b>	<b>1,74</b>	<b>0,33</b>	<b>6,78</b>	<b>42,92</b>	<b>4,76</b>
	медианное	<b>8,18</b>	<b>1,70</b>	<b>0,33</b>	<b>6,80</b>	<b>47,33</b>	<b>4,65</b>
Вмещающие породы (пачки 3-5b)	min	4,70	1,21	0,27	6,06	44,46	3,84
	max	8,90	2,31	0,38	7,04	61,18	4,87
	среднее	<b>6,11</b>	<b>1,74</b>	<b>0,32</b>	<b>6,56</b>	<b>49,54</b>	<b>4,39</b>
	медианное	<b>5,61</b>	<b>1,73</b>	<b>0,32</b>	<b>6,62</b>	<b>48,05</b>	<b>4,46</b>

ется расположением разрезов ближе к южному источнику терригенного вещества, где была развита обширная мелководная зона и расположены не перекрытые баженовским морем палеоострова [Конторович и др., 2013] на Демьянском, Старосолдатском мегавалах и соседних структурах (рис. 1).

В разрезах с высокой долей терригенной глинистой составляющей на востоке и юго-востоке изученной территории суммарная мощность туффитовых серий пирокластического уровня LB1 достигает 40–44 см (скв. 6, 132). При этом здесь же отмечается значительный разброс значений толщин LB1, который даже в соседних скважинах изменяется от 15 до 28 см (скв. 124 и 123 соответственно), то есть в два раза. Приведенная оценка мощностей получена на разрезах с полным выносом керна и с надежно идентифицированными туфогенными прослойями.

В итоге, оценка мощностей туффитовых серий показывает одинаковый или, как минимум, сопоставимый разброс их значений, если нормировать их на содержание ксеногенного осадочного материала. Изменения мощностей туффитов носят скорее локальный характер и связываются с колебаниями скорости фоновой седиментации, на которые прямое влияние оказывала удаленность от источников терригенно-глинистого привноса.

Таким образом, можно сделать вывод о постоянстве количества пирокластического материала на каждом из этапов его осаждения в пределах территории исследований. С одной стороны, это означает, что анализ мощности туфовых и тем более туффитовых прослоев не может использоваться в определении местоположения источника пеплов или направления господствующих ветров. С другой стороны, учитывая тонкий размер частиц и их субглобальный перенос (значительно более 1 тыс. км), вряд ли даже на такой обширной изученной площади ( $830 \times 900$  км) стоит ожидать строгую дифференциацию количества осаждающегося вещества.

## 5 ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Учитывая характерный облик обсуждаемых вулканогенных прослоев (бурые, обычно рыхлые и глинистые) и часто свойственную аномально яркую люминесценцию в УФ (ярко-желтый и оранжевый цвета) можно предположить, что эти прослои могли отмечаться и нашими предшественниками, но опубликованных материалов на этот счёт обнаружить не удалось. При этом наличие пирокластического материала в баженовской свите и ее аналогах, а также выше- и нижележащих интервалах юры и мела указывалось

во множестве работ [Van, 1973, 1974; Van и др., 2011; Ермолова, 2003; Канышева, 1975; Карнюшина, 2003; Предтеченская и Малюшко, 2016; Саркисян и Процветалова, 1964, 1968], но скорее в виде примеси в осадочных породах. И только А. В. Ваном и его соавторами [Van, 1973, 1974; Van и др., 2011] упоминались вулканогенные прослои, но без детального описания, ввиду чего их диагностика при последующих исследованиях оказалась затруднительной. По этим причинам у нас не было возможности сопоставить свои материалы и выводы с более ранними работами 1960–1970-х и 2000-х годов. Из более новых работ [Булатов и др., 2021, 2017; Бумагина и др., 2018; Кондрашова, 2020, 2021; Шалдыбин и др., 2018; Shal'dybin и Kondrashova, 2019; Shal'dybin и др., 2019] только Т. Д. Булатовым с коллегами приводится привязка туфовых прослоев с глубинами керна в скважинах. Поэтому для систематизации туфогенных уровней другие опубликованные данные использовать не удалось.

Было выявлено несколько новых туфогенных уровней в разрезе, не описанных ранее. Если исключить находки туфов, встреченные по одному разу, то в общей сложности можно говорить о 12 прослеживаемых туфогенных интервалах в баженовской и тутлеймской свитах и низах фроловской свиты. Выполненная ревизия последовательности пирокластических прослоев дополняет общую событийную и палеогеографическую картину и, вместе с этим, идентификация отдельных пирокластических уровней становится более достоверной за счет исключения ошибок при неправильном сопоставлении туфогенных уровней с листостратиграфическими пачками.

В отношении вулканогенных прослоев во фроловской свите и ее стратиграфических аналогах требуются дополнительные систематические наблюдения и полноценные исследования.

Установлено, что различия разновозрастных вулканогенных прослоев выражены в количестве аккумулированной в морском бассейне пирокластики, выраженном в мощности слойков, гидродинамических условиях седиментации и в особенностях вторичных изменений.

Удалось более полно охарактеризовать морфологию туффитовых слойков. Обнаружено, что у наиболее ранних туффитовых серий ТТ1–ТТ3 морфология и особенности строения прослоев сохраняются на огромной территории (рис. 2). Установлены отличительные признаки туффитовых серий, что позволило более четко описать их площадь распространения и уточнить стратиграфическое положение. Причина устойчивости морфологии туффитов, по нашему мнению, кро-

ется в особенности гранулометрического состава исходных вулканических частиц. В зависимости от размера, формы и плотности, вулканокластические компоненты оседали с разной скоростью, вероятно, порционно и дозированно, в результате чего формировалась либо единая градационная серия (прослой ТТ1), либо несколько градационно устроенных слойков (ТТ2, ТТ3). Очевидно, что на особенности седиментации важнейшее влияние оказала также гидрологический режим. Вероятно, наибольшее влияние подвижности придонных вод было при формировании туффитов ТТ4, на что указывает их линзовидный облик (рис. 3, 4).

Туффиты в центральной области развития баженовских и тутлеймских отложений (Широтное Приобье) маркируют пачку 3 и подошвенные слои пачки 4а, охватывая стратиграфический интервал в пределах средневолжского подъяруса верхней юры (аммонитовые зоны *Laugeites groenlandicus* – *Epilaugeites vogulicus* и частично *Praechetaites exoticus*). В южном (север Тюменской области) и юго-восточном (юго-восток ХМАО и Томская область) районах изученной территории туффиты замещают некоторые верхние прослои туфов, поэтому отмечаются и в более высоких интервалах разреза – вплоть до пачки 5а, что расширяет их возрастной диапазон до рязанского яруса нижнего мела (аммонитовая зона *Hectoroceras kochi* и, возможно, более молодой интервал).

Распределение соотношения туфового и туффитового материала на одном стратиграфическом уровне связывается с гидродинамическим режимом и темпами седиментации, которые в разное время и в разных частях баженовского бассейна отличались. На юго-восточной части изученной территории скорости седиментации и объемы поступающего глинистого материала были выше в связи с близостью терригенного источника на востоке (Сибирская платформа и Алтай-Саянская складчатая область). Дополнительный источник обломочного вещества в баженовское время присутствовал на юге изученной территории (Демьянский и Старосолдатский мегавалы и другие высокие структуры, не перекрытые морем). Поток терригенного вещества разбавлял пирокластику при ее аккумуляции, что формировало туффитовые прослои и их серии, в некоторых случаях, возможно, перемыкал туфогенное вещество (линзовидные туффиты ТТ4), тогда как в центральной области изученной территории этим прослоям могли соответствовать чистые туфы.

Таким образом, туффиты указывают на специфический режим седиментации: относительно

низкие скорости осаждения, но в областях с периодическим поступлением терригенного материала (тонкого алеврита и пелита). Туфы распространены в областях, наиболее удаленных от источников терригенного вещества, для которых были свойственны крайне низкие темпы осаждения любого осадочного материала, в том числе биогенного. Анализ мощности осадочной породы между известными туфами и туффитами позволяет судить об относительной скорости накопления тех или иных интервалов разреза.

Основная практическая польза ископаемых пирокластических прослоев заключается в их изохронности за счет практически мгновенного осаждения пеплового материала в геологических масштабах времени (несколько дней в зависимости от глубины моря и гидродинамической составляющей).

Черные сланцы баженовской и тутлеймской свит формировались в течение длительного периода (до 10 млн лет) на фоне конденсированного режима осадконакопления, дефицита кислорода, периодически возникающих условий ненакопления, размыва, перераспределения вещества. Мощности этих отложений крайне малы (баженовский и нижнетутлеймский разрезы на изученной территории достигают 15–55 м), однако они содержат в себе колossalный источник геолого-исторических данных в объеме нижневолжского – нижней части нижневаланжинского подъярусов. Внутриформационная изменчивость этих отложений по латерали вызывает существенные сложности при детальном сопоставлении разрезов на обширной площади их распространения (рис. 8–11). Пирокластические уровни в решении этих задач могут выступать как реперные маркеры, пригодные для расчленения и изохронной корреляции разрезов (рис. 16). Кроме того, они указывают на режим седиментации и позволяют оценить стратиграфическую полноту вмещающих отложений.

С одной стороны, прослои с дистальной вулканокластикой маркируют самые конденсированные интервалы разреза (рис. 16). С другой стороны, все же стоит отметить, что наибольшее скопление туфогенного материала приурочено к интервалу пачки 3 и низам 4а (рис. 12): по количеству, частоте встречаемости (суммарно до 10 прослоев на 2–6 м вмещающих черных сланцев) и мощности слойков (отдельные насыщенные пирокластикой слойки достигают 2–3 см). При этом общую мощность всех тонких слойков, концентрирующих вулканокластику, в этом интервале разреза мы оцениваем в пределах 10 см. На этом основании можно сделать предположение, что наибольшее количество дистального пирокласти-

ческого материала в центральную часть баженовского бассейна поступало в конце средневолжского времени (фазы *Laugeites groenlandicus* – *Praechetaites exoticus*). В рязанское и ранневаланжинское время (пачки 4b, 5a и низы фроловской свиты) при сопоставимых и даже более низких скоростях седиментации, туфового материала отмечено крайне мало – до 5 прослоев на 6–14 м разреза, каждый из которых редко достигает мощности 2–3 мм. Эти обстоятельства можно связывать либо с интенсивностью вулканизма на сопряженных территориях, либо с изменением направления преобладающих ветров в это время.

Данные о микроэлементном составе указывают на постоянство вулканогенного источника, который в период от средневолжского до позднерязанского времени соответствовал надсубдукционной обстановке, а постепенное обогащение РЗЭ вверх по разрезу в дистальных продуктах извержения можно связать с эволюцией геодинамической системы. В нашей предшествующей работе [Панченко и др., 2021] в качестве наиболее вероятного источника пеплов обосновывается Закавказье. Возможен также вариант Верхояно-Чукотской области, однако значительно более отдаленной от рассматриваемой территории Западной Сибири, и плохо согласующийся с полученной площадной зональностью состава баженовских и тутлеймских туфов, которая указывает на перенос пеплов с запада (или юго-запада) на восток (северо-восток). Вулканические провинции близкого возраста также известны и в других районах (Земля Франца-Иосифа, Североморский регион, Забайкалье). Тем не менее, для всех этих областей магматизма характерна внутренконтинентальная трапповая или рифтогенная геодинамическая обстановка, а состав и петрохимические характеристики вулканитов [Карякин и др., 2009; Ярмолюк и др., 2019; Bergelin и др., 2011; Karyakin и др., 2021] резко отличаются от таковых в баженовских туфах. Кроме того, имеются сведения о дацитовом вулканизме в позднеюрское – раннемеловое время в пределах Вилойской синеклизы и Предверхоянского прогиба [Гриненко и Баранов, 2021], однако данных по составу этих вулканитов в публикациях нет.

## 6 ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В черносланцевых тутлеймских, баженовских и перекрывающих их в западном районе Фроловской мегавпадины фроловских отложениях систематически отмечаются прослои с ископаемым туфовым веществом. Происхождение последнего связывается с субглобальным распространением дистальной пирокластики в поздней юре –

раннем мелу, при ее воздушном переносе более чем на 1 тыс. км. Сравнительно небольшие порции тонкого (алевро-пелитового) вещества оседали в относительно глубоководном эпиконтинентальном морском бассейне Западной Сибири, достигали дна в спокойных условиях гидрологии и сохранялись в виде самостоятельных прослоев при невысокой скорости фоновой седиментации и отсутствии биотурбации. Этим объясняется приуроченность и наибольшая частота встречаемости дистальных туфов и туффитов к наиболее конденсированным и углеродистым интервалам черносланцевых разрезов.

Систематизация накопленного за многие годы фактического материала о туфах и туффитах позволила установить четкие признаки их строения, люминесценции, и состава. По результатам получены индикационные характеристики для наиболее часто встречаемых и лучше всего прослеживаемых прослоев. Кроме того, произведенные обобщения позволили установить задомо большое количество вулканогенных прослоев, в том числе, субрегионального распространения. Выделено восемь субрегиональных пирокластических уровней, прослеживаемых по всей центральной части Западной Сибири.

Нижний пирокластический уровень LB1 отмечается в баженовских пачках 3 (чаще) и 4a (реже), повсеместно представлен сериями туффитовых слойков со специфической морфологией строения (рис. 2) и наиболее низким содержанием тяжелых РЗЭ среди всех туффитов (2,3–12,1 г/т), маркирует средневолжские отложения в интервале аммонитовых зон *Laugeites groenlandicus* – *Epilaugeites vogulicus*.

Следующий выше уровень LB2 тяготеет к границе пачек 3 и 4a и характеризуется туффитами с наименее выдержаным строением (рис. 3, 4) и наибольшей насыщенностью ксеногенного осадочного материала, отчего их микроэлементный состав близок к вмещающим баженовским породам, от которых они отличаются повышенными содержаниями тяжелых РЗЭ (Gd–Lu) и более низкими концентрациями Cs, Rb, Ba, Nb, Ta, Zn и Hf. Туффиты LB2 отмечаются в пределах аммонитовых зон *Laugeites groenlandicus* – *Praechetaites exoticus* средневолжского подъяруса.

Вышележащий уровень UB0, также расположенный в пределах границы пачек 3 и 4a, представлен двумя очень тонкими (менее 1 мм) туфами, которые часто по латерали переходят в туффиты и туффитовые серии с невыдержаным строением. Ввиду очень малого объема туфогенного вещества, оно претерпело сильнейшие изменения в ходе наложенных геологических про-

цессов под влиянием вмещающих пород, отчего морфология и состав в прослоях сильно варьируются, а площадное распространение имеет пятнистый характер. Тем не менее, данный туфогенный уровень отмечается систематически и играет роль дополнительного стратиграфического ориентира в одном из наиболее конденсированных интервалов черносланцевого разреза – в зоне *Praechetaites exoticus* средневолжского подъяруса.

Пирокластический уровень UB1 является самым изученным и чаще всего опознается исследователями, так как в подавляющем числе случаев представлен наиболее мощными туфами бурого цвета вторично глинистого состава мощностью 6–12 мм. Реже сложен туффитами или туффитовой серией. Отмечается в пачке 4а и очень редко – пачке 3. Туфы UB1 развиты на самой обширной площади и на своем латеральном протяжении в направлении с запада на восток концентрации некоторых микроэлементов в их составе меняются в 5–10 раз. В западных и юго-западных районах состав этих туфов может считаться ближе к исходному, и содержание суммы РЗЭ (La–Lu) здесь достигает в среднем 89 г/т, а тяжелых (Gd–Lu) – 3–5 г/т, со средним соотношением La/Yb – 39, а Gd/Yb – 1,9. Общая выборка (всех изученных образцов туфов UB1) характеризуется следующими показателями: La/Yb – 30, Gd/Yb – 2,32, Ho/Yb – 0,33, Nd/Sm – 6,57 (табл. 3). Пирокластический уровень маркирует приграничный средне-верхневолжский интервал в пределах зоны *Praechetaites exoticus*.

Следующий выше уровень UB2 имеет выдержанную литостратиграфическую приуроченность и отмечается только в пределах высокогородистой иноцерамовой пачки 4б (со скоплениями двустворок *Inoceramus*). Представлен тонким (до 2 мм) прослоем туфов, изредка – туффитов. В западных районах в его составе концентрации РЗЭ составляют в среднем 100 г/т, из них легких (La–Eu) – 96 г/т, тяжелых (Gd–Lu) – 4 г/т, а отношение La/Yb составляет в среднем 26. Данный уровень отличается наиболее низкими значениями Gd/Yb (0,96 – 1,77) и Ho/Yb (0,19 – 0,27), и наиболее высокими Nd/Sm (7,36 – 9,44) среди всех тонких туфов верхней толщи баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. Уровень UB2 датируется зоной *Praetollia maynisi* рязанского яруса нижнего мела.

Уровень UB3 встречается в пределах интервала силицитов углеродистых со скоплениями раковин *Buchia*, который маркирует подошвенные слои пачки 5а. Сложен туфами мощностью до 2 мм. Микроэлементный состав характеризуется переходными значениями между нижележа-

щими туфами UB2 и вышележащими UB4: сумма РЗЭ в среднем составляет 147 г/т, из них легких 136 г/т, а тяжелых – 12 г/т; La/Yb в среднем 18, а Gd/Yb – 2,4. Промежуточных значений достигают и другие соотношения: Ho/Yb от 0,29 до 0,39; Nd/Sm от 5,11 до 5,77 (табл. 3). Возраст UB3 датируется зоной *Hectoroceras kochi* рязанского яруса.

Пирокластический уровень UB4 является самым верхним туфогенным уровнем в баженовской свите и нижнетутлеймской подсвите и тяготеет к границе пачек 5а и 5б. Представлен двумя близрасположенными тонкими (1–3 мм) прослоями туфов. Характеризуются наиболее высокими концентрациями РЗЭ (сумма в среднем 155 г/т), из которых легких – 137 г/т в среднем, тяжелых – 18 г/т. Отношения Gd/Yb и Ho/Yb достигают наивысших значений среди всех изученных туфов (3,31–5,56 и 0,41–0,74 соответственно), а La/Yb и Nd/Sm – наиболее низкие (15,82 и 4,67 в среднем соответственно). Уровень UB4 расположен в пределах верхней части рязанского яруса нижнего мела, возможно, вблизи с границей нижнего валанжина.

Таким образом, при перемещении снизу вверх по разрезу мы наблюдаем переход от туффитовых прослоев (LB1 и LB2) к ассоциации туффитов и туфов (UB0, отчасти UB1 и UB2) и, наконец, к преимущественно туфовым разностям (UB3 и UB4) в верхней части (рис. 12). Смена туффитов на туфы по вертикали разреза хорошо согласуется с изменением темпа седиментации в палеобассейне (рис. 16). Первое появление прослоев, насыщенных распознаваемой пирокластикой, начинается с баженовской пачки 3, которая отражает этап сокращения объемов поступающего вещества в центральную часть баженовского моря [Панченко, 2021], поэтому наличие в разрезах нижних уровней с туффитами (LB1 – LB2) имеет фациальный контроль. Латеральный переход туфов в туффиты в пределах единого прослоя связывается с изменением гидрологических особенностей и увеличением скорости седиментации при переходе в более мелководные и периферийные области морского седиментационного бассейна (рис. 1).

Самый верхний субрегиональный уровень с пирокластикой FL1 имеет строгий литостратиграфический контроль и отмечается в подошвенных, наиболее конденсированных и радиоактивных частях фроловской свиты (нижний валанжин). Туфы этого уровня представлены тонкими (около 1 мм) прослоями с яркой люминесценцией, по аналогии с баженовскими и тутлеймскими туфами. Данный прослой требует более тщательного исследования его состава и площадного распро-

странения, так как эти сведения могут быть применены для сопоставления углеродистых отложений фроловской свиты и верхнетулеймской подсвиты с сероцветными и слабо битуминозными глинами подачимовской пачки, развитой в центральной и восточной районах Западной Сибири. Кроме того, имеющиеся сведения о наличии туфогенных прослоев выше расположения FL1 ставят новые задачи для тектонометрии нижнего мела.

Приведенные данные о стратиграфическом распространении туфов и туффитов (рис. 12, 16, табл. 2), их фотографии в керне (рис. 2–7), а также выявленные особенности микроэлементного состава (рис. 17–19, табл. 3) упростят выявление этих прослоев в черносланцевых верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири. Находки туфогенных уровней будут способствовать изучению возраста нефтеносных отложений, повышать надежность их расчленения и корреляции с анализом стратиграфической полноты и выявлением скрытых перерывов, оценкой скоростей седиментации. Идентифицированные туфы и туффиты позволят произвести достоверные сопоставления баженовской, тутлеймской, яновстанской и других свит баженовского и куломзинского горизонтов, а также разных «типов разреза» баженовских отложений [Брадучан и др., 1986; Мухер и др., 2013].

Предлагаемый каталог проанализированных туфов и туффитов (табл. 1) будет способствовать идентификации конкретных туфогенных прослоев и субрегиональных пирокластических уровней в близлежащих разрезах через метрическую привязку по глубине залегания и сопоставление через геофизический каротаж. Кроме того, каталог находок туфов и туффитов может быть применен в региональных исследованиях стратиграфического и палеогеографического характера для пограничного юрско-мелового интервала.

Дальнейшим необходимым шагом в изучении баженовских и более молодых туфов и туффитов является их датирование изотопными методами по цирконам, которые обнаружены при петрографическом описании в мелкой алевритовой фракции во множестве изученных шлифов. Подлежит вниманию также изучение природы люминесценции, которая может быть связана с люминогенами органических или неорганических соединений, либо эффектом наложения их свойств. Однако проведенная нами ревизия данных показала, что цвет люминесценции является не показателем свойств туфогенных прослоев, а отражением технических условий использования УФ света и фотографирования керна. При этом интенсивность (яркость) люминесценции объясняется

геологической природой и может использоваться как диагностический признак некоторых туффитовых прослоев.

Остается также ряд других вопросов, касающихся источника пеплового материала, площади распространения этих пеплов и поиска других территорий, на которых потенциально могут быть прослежены изученные прослои с пирокластикой. В пограничном интервале юры и мела Арктики черносланцевые отложения, близкие по обстановкам накопления, строению и мощности к охарактеризованному находками туфовых прослоев интервалу в Западной Сибири, распространены необычайно широко [Рогов и др., 2020]. Мы полагаем, что есть все основания надеяться на обнаружение туфовых прослоев в волжско-рязанских отложениях за пределами Западной Сибири. Наиболее перспективными для таких поисков представляются районы развития наиболее конденсированных, но стратиграфически полных разрезов черных сланцев, такие как шельфы Норвежского и Баренцева моря, а также нижнее течение р. Лены.

## 7 БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят В. С. Вишневскую (ГИН РАН) за предоставленные определения радиолирий и коллег Е. А. Панченко, П. Ю. Куликова, Р. А. Гарипова, А. И. Токмакову (ЗАО «МиМГО») за полезные рекомендации и комментарии, полученные в ходе обсуждения результатов работы, а также Я. Б. Талдыкина (ЗАО «МиМГО») за помощь в подготовке графических материалов. Особую признательность авторы выражают О. С. Дзюба (ИНГГ СО РАН) за ценные замечания, сделанные в ходе рецензирования рукописи. Исследования проведены в соответствии с планами научно – исследовательской работы ГИН РАН (М. А. Рогов, В. А. Захаров). Интерпретация геохимических данных производилась в рамках госзадания ИГЕМ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев С. Н. Новые данные о зональном расчленении берриасского яруса на севере Сибири // Труды ИГиГ СО АН СССР. — 1984. — С. 644, 18—27.
- Алифиров А. С. Аммонитовая шкала волжского яруса Западной Сибири и ее палеонтологическое обоснование // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2009. — Т. 17, № 6. — С. 77—89.
- Барабошкин Е. Ю. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса // Бюллетень МОИП. Отд. геол. — 2004. — Т. 79, № 3. — С. 44—68.

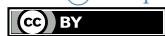
- Барабошкин Е. Ю., Веймарн А. Б., Копаевич Л. Ф. и др. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. — М : Издательство Московского Университета, 2002.
- Богословский Н. А. Рязанский горизонт (фауна, стратиграфические отношения и вероятный возраст этого горизонта) // Материалы для геологии России. — 1896. — Т. XVIII. — С. 1—136.
- Брадучан Ю. В., Гурари Ф. Г., Захаров В. А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность) // Труды ИГиГ СО АН СССР. — 1986. — Т. 649. — С. 1—216.
- Булатов Т. Д., Козлова Е. В., Пронина Н. В. и др. Кероген I типа в породах баженовской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Вестник Московского университета. — 2021. — Т. 6. — С. 110—119. — (4: Геология). — DOI: [10.33623/0579-9406-2021-6-110-119](https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-6-110-119).
- Булатов Т. Д., Оксенойд Е. Е., Семечкова Л. В. и др. Туфогенные прослои в отложениях баженовской свиты в центральной части Западной Сибири. XXI научно-практическая конференция «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО – Югры». — Ханты-Мансийск : НauкаСервис, 2017. — С. 189—198.
- Бумагина В. А., Потапова А. С., Кудаманов А. И. и др. Строение и условия формирования баженабалакского комплекса в пределах Красноленинского свода // Нефтяная провинция. — 2018. — Т. 4. — С. 86—108. — DOI: [10.25689/NP.2018.4.86-108](https://doi.org/10.25689/NP.2018.4.86-108).
- Ван А. В. Мезозойско-палеогеновый вулканализм на территории Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 210, № 5. — С. 156—159.
- Ван А. В. Роль вулканизма в формировании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. — Новосибирск : Западно-Сибирское книжное издво, 1974. — С. 52—61.
- Ван А. В., Предтеченская Е. А., Злобина О. Н. Продукты вулканализма в юрских отложениях приуральской части Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. — 2011. — Т. 4. — С. 15—22.
- Вишневская В. С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевого анализа // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Пятое Всероссийское совещание 23–27 сентября 2013 г., Тюмень / под ред. В. А. Заха-
- рова, М. А. Рогова, Б. Н. Шурыгина. — Екатеринбург : ООО «Изд. д. «ИздатНаукаСервис», 2013. — С. 34—37.
- Вишневская В. С., Амон Э. О., Гатовский Ю. А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2020. — Т. 28, № 6. — С. 105—124. — DOI: [10.31857/s0869592x20060101](https://doi.org/10.31857/s0869592x20060101).
- Волков В. А., Южакова В. М., Сулейманова Л. О. и др. Уточнение геолого-геофизической модели строения, выявление и картирование нефтегазоперспективных зон в отложениях осадочно-чехла и доюрского основания, оценка ресурсов выявленных объектов и обоснование первоочередных участков к программе лицензирования карабашской зоны. Отчет по государственному контракту № 5/12 // Фонды АУ «НАЦ РН им. В. И. Шпильмана». Тюмень. — 2014. — С. 177.
- Вячкилева Н. П., Климова И. Г., Турбина А. С. и др. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Том I. — 1990.
- Геопортал «ЮГРА». — 2022. — Дата обращения: 3.04.2022. <https://maps.crru.ru/>.
- Горобец Б. С., Рогожин А. А. Спектры люминесценции минералов: Справочник. — М : ВИМС, 2001.
- Гриненко В. С., Барапов В. В. Магматические и флористические события в мезозое Вилюйской синеклизы и Предверхоянском прогибе. Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции. — Якутск : Северо-Восточный федеральный университет им. М. К. Аммосова, 2021. — С. 33—36. — DOI: [10.52994/9785751331399\\_2021\\_7](https://doi.org/10.52994/9785751331399_2021_7).
- Ермолова Т. Е. Литологические признаки дизъюнктивных дислокаций (латеральных флюидоупоров) в юрских и нижнемеловых отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. — 2003. — Т. 4. — С. 14—20.
- Занин Ю. Н., Замирайлова А. Г., Эдер В. Г. и др. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. — 2011. — Т. 6. — С. 38—54.
- Игольников А. Е. Берриасские (рязанские) аммониты (краспeditиды и филлоцератиды) севера Восточной Сибири: морфология, систематика и биостратиграфические выводы // Дис. канд. геол-мин.наук. — 2019.
- Игольников А. Е., Рогов М. А., Алифиров А. С. Рязанские аммониты полуострова Нордвик. Меловая система России и ближнего зарубежья // Доклады Академии наук Российской Федерации. — 2020. — Т. 497, № 3. — С. 275—280.

- жья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. — 2016. — науч. трудов (Материалы Восьмого Всероссийского совещания, 26 сентября - 3 октября 2016 г., Республика Крым). Симферополь: Издательский Дом Черноморпресс, Информационные ресурсы ВСЕГЕИ. — 2022. — Дата обращения: 3.04.2022. <https://www.vsegei.ru/ru/info/>.
- Канышева Р. А. Вулканогенный материал в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири. В кн.: Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных ископаемых Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск : Наука, 1975. — С. 140—142.
- Карношина Е. Е. Кремнистые породы нефтеносной баженовской свиты Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Вестник Московского университета. — 2003. — Т. Серия 4: Геология, 6. — С. 19—27. — DOI: [10.3103/S0145875215050026](https://doi.org/10.3103/S0145875215050026).
- Карякин Ю. В., Ляпунов С. М., Симонов В. А. и др. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа. Геология полярных областей Земли: материалы XLII Тектонического совещания // М.: ГЕОС. — 2009. — Т. 1. — С. 257—263.
- Кондрашова Е. С. Минералогия, геохимия и природа свечения люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна. Известия Томского политехнического университета // Инженеринг георесурсов. — 2020. — Т. 331, № 8. — С. 123—135. — DOI: [10.18799/24131830/2020/8/2774](https://doi.org/10.18799/24131830/2020/8/2774).
- Кондрашова Е. С. Вулканогенные прослои в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна. Известия Томского политехнического университета // Инженеринг георесурсов. — 2021. — Т. 332, № 3. — С. 62—73. — DOI: [10.18799/24131830/2021/3/3102](https://doi.org/10.18799/24131830/2021/3/3102).
- Конторович А. Э., Конторович В. А., Рыжкова С. В. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. — 2013. — Т. 54, № 8. — С. 972—1012.
- Лисицын А. П. Аридная седиментация в мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // Геология и геофизика. — 2011. — Т. 52, № 10. — С. 1398—1439.
- Максимова С. В. Эколого-фаунистические особенности и условия образования доманика. — М : Наука, 1970.
- Малик Н. А. Пеплы извержений вулканов Камчатки (2006–2013 гг.): состав, масса и водорасстворимый комплекс // Дис. канд. геол-мин. наук. Петропавловск-Камчатский. — 2019.
- Маринов В. А., Меледина С. В., Дзюба О. С. и др. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела центральной части Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. — 2009. — Т. 12. — С. 119—142.
- Маринов В. А., Алифиров А. С., Бумагина В. А. д. Стратиграфия и условия формирования келловейских и верхнеюрских отложений центральной части Казым-Кондинского района (Западная Сибирь) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. — 2021. — Т. 2, № 46. — С. 3—16. — DOI: [10.20403/2078-0575-2021-2-3-16](https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-2-3-16).
- Маринов В. А., Злобина О. Н., Игольников А. Е. и др. Биостратиграфия и условия формирования нижнего мела Малохетского структурно-фаунистического района (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. — 2015. — Т. 56, № 10. — С. 1842—1853. — DOI: [10.15372/GiG20151007](https://doi.org/10.15372/GiG20151007).
- Маслов А. В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. — Екатеринбург : Изд-во УГГУ, 2005.
- Моисеенко К. Б., Малик Н. А. Оценка суммарной массы выбросов вулканического пепла с использованием моделей атмосферного переноса // Вулканология и сейсмология. — 2015. — Т. 1. — С. 35—55. — DOI: [10.7868/S0203030615010058](https://doi.org/10.7868/S0203030615010058).
- Мухер А. Г., Кулагина С. Ф., Пахомова Е. А. Районирование баженовского горизонта по типам разреза в пределах Красноленинско-Фроловской зоны (Западная Сибирь). Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г. — Новосибирск : ИНГГ СО РАН. Т. I, 2013. — С. 297—301.
- Нестеров И. И., Монастырев Б. В., Бочкарев В. С. и др. Переинтерпретация, переобработка и унифицированная стратификация опорных отражающих горизонтов региональных сейсмических профилей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с целью построения единых нефтегеологических моделей продуктивных комплексов как основы уточнения перспектив нефтегазоносности. Отчет по государственному контракту № 12/05 // Фонды АУ «НАЦ РН им. В. И. Шпильмана». Тюмень. — 2007. — С. 1169.
- Панченко И. В. Этапы и условия формирования баженовских нефтеносных отложений в центральной части Западной Сибири. Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и

- кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. // электронный ресурс] / Под ред. Н. К. Лебедевой, А. А. Горячевой, О. С. Дзюба, Б. Н. Шурыгина. — Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2021. — С. 152–156. — DOI: [10.18303/B978-5-4262-0104-0-152](https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0104-0-152).
- Панченко И. В., Балушкина Н. С., Барабошкин Е. Ю. и др. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2015а. — Т. 10, № 2. — С. 1–29. — DOI: [10.17353/2070-5379/24\\_2015](https://doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015).
- Панченко И. В., Вишневская В. С., Калмыков Г. А. и др. Новые данные по биостратиграфии абалакской и баженовской свит Широтного Приобья, полученные на основе комплексного изучения макро- и микрофаунистических остатков // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Пятое Всероссийское совещание. 23–27 сентября 2013 г., Тюмень. Научные материалы / под ред. В. А. Захарова, М. А. Рогова, Б. Н. Шурыгина. — Екатеринбург : ООО «Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2013. — С. 162–165.
- Панченко И. В., Камзолкин В. А., Латышев А. В. и др. Туфы и туффиты в баженовском горизонте (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27–30 октября 2015 г.) Том II. — Москва : РГУ нефти и газа имени И. М. Губкина, 2015б. — С. 258–261.
- Панченко И. В., Немова В. Д. Контуриты в баженовских отложениях Западной Сибири: формирование, распространение и практическое значение // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание 18–22 сентября 2017 г., Москва. Научные материалы / под ред. Е. В. Щ. В. А. Захаров М. А. Рогов. — Москва : ГИН РАН, 2017. — С. 153–157.
- Панченко И. В., Немова В. Д., Смирнова М. Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литологопалеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. — 2016. — Т. 6. — С. 22–34.
- Панченко И. В., Рогов М. А., Соболев И. Д. и др. Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туффитов в керне скважин Западной Сибири // ESDB repository. — Москва, 2022. — DOI: <https://doi.org/10.2205/2022ES000817-data>. — (Набор данных).
- Панченко И. В., Соболев И. Д., Латышев А. В. Пирокластический материал в баженовских отложениях Западной Сибири: его роль в седиментогенезе и возможные источники // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / под ред. В. А. Захарова, М. А. Рогова, Е. В. Щепетовой и др. — Сыктывкар : ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. — С. 183–187.
- Панченко И. В., Соболев И. Д., Рогов М. А. и др. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. — 2021. — Т. 2. — С. 144–183. — DOI: [10.3185/S0024497X21020051](https://doi.org/10.3185/S0024497X21020051).
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О. А. Богатикова, О. В. Петрова, А. Ф. Морозов. — 3-е изд. — СПб : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — С. 200.
- Предтеченская Е. А., Малюшко Л. Д. Геохимические особенности и факторные модели баженовской свиты в центральных и юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты // Известия ВУЗов. Геология и разведка. — 2016. — Т. 4. — С. 23–36.
- Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка / под ред. В. С. Бочкарёв, Ю. В. Брадучан, И. И. Нестеров. — Тюмень : МинГео СССР, 1991.
- Рогов М. А. Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти // Труды Геологического института. — 2021. — Т. 627. — С. 1–732. — DOI: [10.54896/00023272\\_2021\\_627\\_1](https://doi.org/10.54896/00023272_2021_627_1).
- Рогов М. А., Захаров В. А., Ершова В. Б. Детальная стратиграфия пограничных юрско-меловых отложений нижнего течения р. Лена (Якутия) по аммонитам и бухиям // Стратиграфия. Геол. Корреляция. — 2011. — Т. 19, № 6. — С. 67–88.
- Сакс В. Н., Шульгина Н. И. Меловая система в Сибири. Предложения о ярусном и зональном расчленении // Геология и геофизика. — 1962. — Т. 10. — С. 23–41.
- Сакс В. Н., Шульгина Н. И. Новые зоны неокома и граница берриасского и валанжинского ярусов в Сибири // Геология и геофизика. — 1969. — Т. 12. — С. 42–52.
- Саркисян С. Г., Процветалова Т. Н. Некоторые петрографические особенности битуминоз-

- ных аргиллитов марьяновской свиты (Западно-Сибирская низменность // Известия ВУЗов. Геология и разведка. — 1964. — Т. 2. — С. 56—61.
- Саркисян С. Г., Процветалова Т. Н. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в раннелемовую эпоху. — М : Наука, 1968.
- Скворцов М. Б., Конторович А. Э., Волков В. А. и др. Дифференцированная оценка перспектив нефтеносности баженовской свиты Западно-Сибирской НГП с выделением перспективных зон и участков на основе разработки и совершенствования критерии ее потенциальной продуктивности и методических подходов к оценке прогнозных ресурсов. Отчет по гос. контр. № 7/14 // Фонды АУ «НАЦ РН им. В. И. Шпильмана». Тюмень. — 2016. — С. 371.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Том 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. — Москва, Издательство АН СССР, 1960.
- Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1 000 000 / под ред. В. И. Шпильман, Н. И. Змановский, Л. Л. Подсосова. — Тюмень, 1998.
- Филей А. А. Восстановление параметров вулканического пепла по спутниковым данным. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук // М. — 2021.
- Фролов В. Т. Литология Кн. 2. Учебное пособие. — М : Изд-во МГУ, 1993.
- Шакиров В. А., Вилесов А. П., Морозов В. П. и др. Породы-вулканиты в конденсированных доманиковых фациях Муханово-Ероховской внутришельфовой впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. — 2022. — Т. 2, № 362. — С. 14—26. — DOI: [10.33285/2413-5011-2022-2\(362\)-14-26](https://doi.org/10.33285/2413-5011-2022-2(362)-14-26).
- Шалдыбин М. В., Крупская В. В., Глотов А. В. и др. Петрография и минералогия глин аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Нефтяное хозяйство. — 2018. — Т. 2. — С. 36—40. — DOI: [10.24887/0028-2448-2018-2-36-40](https://doi.org/10.24887/0028-2448-2018-2-36-40).
- Шульгина Н. И. Аммониты севера Средней Сибири // Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. — Новосибирск : Наука, 1972. — С. 137—175.
- Эдер В. Г., Рыжкова С. В., Дзюба О. С. и др. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2022. — Т. 30, № 5. — С. 46—74. — DOI: [10.31857/S0869592X22050027](https://doi.org/10.31857/S0869592X22050027).
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. — Л : Наука, 1988.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия. — Сыктывкар : Геопринт, 2011.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканических продуктов в осадочных толщах. 2-е изд. — М.-Берлин : Директ-Медиа, 2015.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Шулепова А. Н. и др. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. — 1986. — Т. 10. — С. 1464—1476.
- Яковлева А. И., Вага Д. Д., Андреева-Григорович А. С. и др. Новые палинологические данные из среднезоценовых отложений опорного разреза Хей, Кабардино-Балкария, Северный Кавказ // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2020. — Т. 28, № 1. — С. 97—116. — DOI: [10.31857/S0869592X2001007X](https://doi.org/10.31857/S0869592X2001007X).
- Ярмолюк В. В., Никифоров А. В., Козловский А. М. и др. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. — 2019. — Т. 4. — С. 60—77. — DOI: [10.31857/S0016-853X2019360-77](https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019360-77).
- Bergelin I., Obst K., Soederlund U., et al. Mesozoic rift magmatism in the North Sea region: 40Ar/39Ar geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints // Int J Earth Sci (Geol Rundsch). — 2011. — Vol. 100. — P. 787—804. — DOI: [10.1007/s00531-010-0516-3](https://doi.org/10.1007/s00531-010-0516-3).
- Bulatov T., Kozlova E., Leushina E. Alginite-rich layers in the Bazhenov deposits of Western Siberia // Geosciences. — 2021. — Vol. 11. — P. 252. — DOI: [10.3390/geosciences11060252](https://doi.org/10.3390/geosciences11060252).
- Carey S. Influence of convective sedimentation on the formation of widespread tephra fall layers in the deep sea // Geology. — 1997. — Vol. 25, no. 9. — P. 839—842. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1997\)025](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025).
- Janssen N. M. M., Rogov M. A., Zakharov V. A. Ryazanian (Berriasiyan) molluscs and biostratigraphy of the Dutch and Norwegian North Sea area (south of Viking Graben) // Netherlands Journal of Geosciences. — 2022. — Vol. 101. — P. 8. — DOI: [10.1017/njg.2022.5](https://doi.org/10.1017/njg.2022.5).
- Karyakin Y. V., Sklyarov E. V., Travin A. V. Plume Magmatism at Franz Josef Land // Petrology. — 2021. — Vol. 29. — P. 528—560. — DOI: [10.1134/S0869591121050027](https://doi.org/10.1134/S0869591121050027).
- Kuehn S. C., Negrini R. M. A 250 k.y. record of Cascade arc pyroclastic volcanism from late Pleis-

- tocene lacustrine sediments near Summer Lake, Oregon, USA // *Geosphere*. — 2010. — Vol. 6, no. 4. — P. 397–429. — DOI: [10.1130/GES00515.1](https://doi.org/10.1130/GES00515.1).
- Kutterolf S., Freundt A., Druitt T. H. The Medial Offshore Record of Explosive Volcanism Along the Central to Eastern Aegean Volcanic Arc: 2. Tephra Ages and Volumes, Eruption Magnitudes and Marine Sedimentation Rate Variations // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2021. — Vol. 22. — e2021GC010011. — DOI: [10.1029/2021GC010011](https://doi.org/10.1029/2021GC010011).
- Major J. J. Subaerial volcaniclastic deposits – influences of initiation mechanisms and transport behaviour on characteristics and distributions // Geological Society, London, Special Publications. — 2022. — Vol. 520. — P. 1–72. — DOI: [10.1144/SP520-2021-142](https://doi.org/10.1144/SP520-2021-142).
- Mullineaux D. R. Summary of pre-1980 tephra-fall deposits erupted from Mount St. Helens, Washington State, USA // *Bulletin of Volcanology*. — 1986. — Vol. 48. — P. 17–26. — DOI: [10.1007/BF01073510](https://doi.org/10.1007/BF01073510).
- Ramiro-Ramirez S. Petrographic and petrophysical characterization of the Eagle Ford Shale in La Salle and Gonzales counties, Gulf Coast Region, Texas. — Golden, Colorado. USA : Colorado School of Mines, 2016. — P. 126.
- Rich J. L. Probable fondo origin of Marcellus-Ohio-New Albany-Chattanooga bituminous shales // Amer. Ass. Petrol Geol. Bull. — 1951. — Vol. 35. — P. 2017–2040. — DOI: [10.1306/3d93431c-16b1-11d7-8645000102c1865d](https://doi.org/10.1306/3d93431c-16b1-11d7-8645000102c1865d).
- Rogov M. A. Infrazonal ammonite biostratigraphy, paleobiogeography and evolution of Volgian craspeditid ammonites // *Paleontological Journal*. — 2020. — Vol. 54. — P. 1189–1219. — DOI: [10.1134/S0031030120100068](https://doi.org/10.1134/S0031030120100068).
- Rogov M. A., Shchepetova E. V., Zakharov V. A. Late Jurassic – earliest Cretaceous prolonged shelf dysoxic-anoxic event and its possible causes // *Geological Magazine*. — 2020. — Vol. 157. — P. 1622–1642. — DOI: [10.1017/S001675682000076X](https://doi.org/10.1017/S001675682000076X).
- Scudder R. P., Murray R. W., Schindlbeck J. C., et al. Geochemical approaches to the quantification of dispersed volcanic ash in marine sediment // *Progress in Earth and Planetary Science*. — 2016. — Vol. 3, 1. — P. 1–32. — DOI: [10.1186/s40645-015-0077-y](https://doi.org/10.1186/s40645-015-0077-y).
- Shalbybin M. V., Kondrashova E. S. The Jurassic global volcanic events recorded in sedimentary black shale deposits (Bazhenov formation, West Siberia). Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues // Abstract volume of the 7th International Conference. — Tomsk : CSTI Publishing house, 2019. — P. 122–124.
- Shalbybin M. V., Wilson M. J., Wilson L. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // *Mar. Petr. Geol.* — 2019. — Vol. 100. — P. 358–375. — DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2018.11.022](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.022).
- Stevenson J. A., Millington S. C., Beckett F. M. Big grains go far: understanding the discrepancy between tephrochronology and satellite infrared measurements of volcanic ash // *Atmos. Meas. Tech.* — 2015. — Vol. 8. — P. 2069–2091. — DOI: [10.5194/amt-8-2069-2015](https://doi.org/10.5194/amt-8-2069-2015).
- Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. — 1989. — Vol. 42. — P. 313–345. — DOI: [10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19).
- Tang M., Lee C. T. A., Chen K. Nb/Ta systematics in arc magma differentiation and the role of arclogites in continent formation // *Nature Communications*. — 2019. — Vol. 10. — P. 1–8. — DOI: [10.1038/s41467-018-08198-3](https://doi.org/10.1038/s41467-018-08198-3).
- van der Boon A., van der Ploeg R., Cramwinckel M. J., et al. Integrated stratigraphy of the Eocene-Oligocene deposits of the northern Caucasus (Belaya River, Russia): Intermittent oxygen-depleted episodes in the Peri-Tethys and Paratethys // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2019. — Vol. 536. — P. 109395. — DOI: [10.1016/j.palaeo.2019.109395](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109395).
- Wang X., Gao J., Zhong L., et al. The volcanic impacts on the formation of organic-rich shales from the freshwater to saline lakes: cases study in the Ordos and the Junggar basins // *Front. Earth Sci.* — 2022. — Vol. 10. — P. 918391. — DOI: [10.3389/feart.2022.918391](https://doi.org/10.3389/feart.2022.918391).



## TEPHROSTRATIGRAPHY OF JURASSIC-CRETACEOUS BOUNDARY BEDS OF WESTERN SIBERIA

I. V. Panchenko<sup>1</sup>, M. A. Rogov<sup>2</sup>, I. D. Sobolev<sup>3</sup>, A. V. Latyshev<sup>4,5</sup>, V. A. Zakharov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Modeling and Monitoring of Geological Objects named after V. A. Dvurechensky CJSC, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>5</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*Correspondent authors: ivpanchenko89@gmail.com, \*\* russianjurassic@gmail.com

Received 30 June 2022; accepted 15 October 2022; published 31 December 2022

The age of tuffaceous interlayers, represented by tuffs and tuffites, which are common in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits of Western Siberia (the Bazhenovo, Tuteim and Frolov Formations), is discussed. The nature of these interlayers is associated with the subglobal (transfer of more than 1–2 thousand km) spread of volcanic ash (0.001–0.1 mm) and its sedimentation and burial in a vast epicontinental marine basin during episodes of low sedimentation rates, weak hydrodynamic activity and in the absence of bioturbation. Despite the extremely low thickness of these pyroclastic layers (<1 mm – first cm), they are systematically noted in the drill core at certain stratigraphic levels. Tuffs and tuffites are clearly recognized due to sharp boundaries and contrasting color and mineral composition comparing to the host rocks. Moreover, these layers often demonstrate exceptionally bright luminescence in yellow and orange tones in the ultraviolet. Some of these pyroclastic layers can be traced over a vast area (more than 700,000 sq km) and hence can be used as isochronous stratigraphic markers. Considering the importance of the information about the distal pyroclastics in sedimentary strata, we have summarized data on boreholes in Western Siberia, containing tuffs and tuffites in the Upper Jurassic – Lower Cretaceous. Detailed linking of interlayers by drilling depth and geophysical logging was performed. The findings of more than 370 tuff and tuffite interlayers in the core of 136 wells have been catalogued. The age of tuffaceous interlayers is justified by the combination of lithostratigraphic and biostratigraphic methods, and geophysical logging. The key ammonite taxa recovered from tuff-bearing boreholes are figured. A brief description of the zones of the Ryazanian stage of Western Siberia and the principles of their identification are given. We suggest to replace the type index of the Surites analogus zone with S. subanalogus. The described sequence of tuffaceous interlayers is combined into 8 sub-regional pyroclastic levels traced throughout the central part of Western Siberia in the Middle Volgian (4 pyroclastic levels), Ryazanian (3 levels) and Lower Valanginian (1 level) intervals. The trace elements content composition of tuffaceous layers is characterized. The enrichment of rare earth elements in the direction from the oldest to the youngest interlayers ones was revealed, and the ratios Gd/Yb, Ho/Yb, Yb/Lu, Zr/Hf, Nd/Sr determine the stratigraphic correspondence of the tuffaceous interlayer to the subregional pyroclastic level. Our results can be used as a tephrostratigraphic scale for the Jurassic-Cretaceous boundary beds.

**Keywords:** altered volcanic tuffs, marker horizons, isochronous levels, correlation of sections, ammonites, trace element, rare earth elements, black shales, Bazhenovo Formation.

**Citation:** Panchenko, I. V., M. A. Rogov, I. D. Sobolev, A. V. Latyshev, and V. A. Zakharov, (2022), Tephrostratigraphy of Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western Siberia, *Russ. J. Earth. Sci.*, v. 22, ES6014, 10.2205/2022ES000817.

### REFERENCES

- Alekseev S. N. New data on the zoning of the Berri-  
asian in northern Siberia // Proceedings of IGI  
SO AS USSR. — 1984. — P. 644, 18–27. — (in  
Russian).
- Alifirov A. S. Ammonite scale of the Volgian stage of  
Western Siberia and its paleontological substan-

- tiation // Stratigraphy. Geol. correlation. — 2009. — Vol. 17, no. 6. — P. 77–89. — (in Russian).
- Baraboshkin E. Y. Lower Cretaceous Boreal Ammonite Zonal Standard // Bulletin MOIP. Separate geol. — 2004. — Vol. 79, no. 3. — P. 44–68. — (in Russian).
- Baraboshkin E. Y., Weimarn A. B., Kopaevich L. F., *et al.* Studying stratigraphic breaks in a geological survey. Guidelines. — M : Publishing house of Moscow University, 2002. — (in Russian).
- Bergelin I., Obst K., Soederlund U., *et al.* Mesozoic rift magmatism in the North Sea region:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints // Int J Earth Sci (Geol Rundsch). — 2011. — Vol. 100. — P. 787–804. — DOI: [10.1007/s00531-010-0516-3](https://doi.org/10.1007/s00531-010-0516-3).
- Bogoslovsky N. A. Ryazan horizon (fauna, stratigraphic relationships and probable age of this horizon) // Materials for Russian Geology. — 1896. — Vol. XVIII. — P. 1–136. — (in Russian).
- Braduchan Y. V., Gurari F. G., Zakharov V. A., *et al.* Bazhenov horizon of Western Siberia (stratigraphy, paleogeography, ecosystem, oil and gas content) // Proceedings of IGIG SB AS USSR. — 1986. — Vol. 649. — P. 1–216. — (in Russian).
- Bulatov T., Kozlova E., Leushina E. Alginite-rich layers in the Bazhenov deposits of Western Siberia // Geosciences. — 2021a. — Vol. 11. — P. 252. — DOI: [10.3390/geosciences11060252](https://doi.org/10.3390/geosciences11060252).
- Bulatov T. D., Kozlova E. V., Pronina N. V., *et al.* Kerogen type I in the rocks of the Bazhenov formation of the West Siberian oil and gas basin // Bulletin of Moscow University. — 2021b. — Vol. 6. — P. 110–119. — (4: Geology). — DOI: [10.33623/0579-9406-2021-6-110-119](https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-6-110-119). — (in Russian).
- Bulatov T. D., Oksenoid E. E., Semechkova L. V., *et al.* Tufogenic interbeds in the deposits of the Bazhenov formation in the central part of Western Siberia. XXI scientific-practical conference «Ways to realize the oil and gas potential of Khanty-Mansi Autonomous Okrug – Yugra». — Khanty-Mansiysk : NaukaService, 2017. — P. 189–198. — (in Russian).
- Bumagina V. A., Potapova A. S., Kudamanov A. I., *et al.* Structure and formation conditions of the Bazhen-Abalaksky complex within the Krasnoleninsky arch // Oil Province. — 2018. — Vol. 4. — P. 86–108. — DOI: [10.25689/NP.2018.4.86-108](https://doi.org/10.25689/NP.2018.4.86-108). — (in Russian).
- Carey S. Influence of convective sedimentation on the formation of widespread tephra fall layers in the deep sea // Geology. — 1997. — Vol. 25, no. 9. — P. 839–842. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1997\)025](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025).
- Decision of the 5th Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Mesozoic deposits of the West Siberian Plain: Explanatory note / ed. by V. S. Bochkarev, Y. V. Braduchan, I. I. Nesterov. — Tyumen : MinGeo USSR, 1991. — (in Russian).
- Eder W. G., Ryzhkova S. V., Dziuba O. S., *et al.* Lithostratigraphy and sedimentation settings of the Bazhenov Formation (Western Siberia) in the central, southeastern and northern regions of its distribution // Stratigraphy. Geol. correlation. — 2022. — Vol. 30, no. 5. — P. 46–74. — DOI: [10.31857/S0869592X22050027](https://doi.org/10.31857/S0869592X22050027).
- Ermolova T. E. Lithological features of disjunctive dislocations (lateral seals) in the Jurassic and Lower Cretaceous deposits of Western Siberia // Geology of oil and gas. — 2003. — Vol. 4. — P. 14–20. — (in Russian).
- Filey A. A. Recovery of volcanic ash parameters from satellite data. Thesis for the degree of candidate of physical and mathematical sciences // M. — 2021. — (in Russian).
- Frolov V. T. Lithology Book. 2. Tutorial. — M : Publishing house of Moscow State University, 1993. — (in Russian).
- Geoportal «YUGRA». — 2022. — (in Russian). <https://maps.crru.ru/>.
- Gorobets B. S., Rogozhin A. A. Luminescence Spectra of Minerals: Handbook. — M : SIMS, 2001. — (in Russian).
- Grinenko V. S., Baranov V. V. Magmatic and floristic events in the Mesozoic of the Vilyui syncline and Pre-Verkhoyansk trough. Geology and mineral resources of the North-East of Russia. Materials of the XI All-Russian Scientific and Practical Conference. — Yakutsk : North-Eastern Federal University. M. K. Ammosov, 2021. — P. 33–36. — DOI: [10.52994/9785751331399\\_2021\\_7](https://doi.org/10.52994/9785751331399_2021_7). — (in Russian).
- Igolnikov A. E. Berriasian (Ryazanian) ammonites (craspeditids and phylloceratids) of the north of Eastern Siberia: morphology, taxonomy and biostratigraphic findings // Dis. cand. geol-min.sci. — 2019. — (in Russian).
- Igolnikov A. E., Rogov M. A., Alifirov A. S. Ryazan ammonites of the Nordvik Peninsula. The Cretaceous system of Russia and neighboring countries: problems of stratigraphy and paleogeography. — 2016. — (in Russian).
- Information resources of VSEGEI. — 2022. — (in Russian). <https://www.vsegei.ru/ru/info/>.
- Janssen N. M. M., Rogov M. A., Zakharov V. A. Ryazanian (Berriasian) molluscs and biostratigra-

- phy of the Dutch and Norwegian North Sea area (south of Viking Graben) // Netherlands Journal of Geosciences. — 2022. — Vol. 101. — P. 8. — DOI: [10.1017/njg.2022.5](https://doi.org/10.1017/njg.2022.5).
- Kanyshova R. A. Volcanogenic material in mudstones of the Bazhenov Formation of Western Siberia. In: Stages of lithogenesis and localization patterns of sedimentary fossils in Siberia and the Far East. — Novosibirsk : Science, 1975. — P. 140–142. — (in Russian).
- Karnyushina E. E. Silicon rocks of the oil-bearing Bazhenov suite of the Krasnoleninsky dome (Western Siberia) // Bulletin of Moscow University. — 2003. — Vol. Series 4: Geology, 6. — P. 19–27. — DOI: [10.3103/S0145875215050026](https://doi.org/10.3103/S0145875215050026). — (in Russian).
- Karyakin Y. V., Sklyarov E. V., Travin A. V. Plume Magmatism at Franz Josef Land // Petrology. — 2021. — Vol. 29. — P. 528–560. — DOI: [10.1134/S0869591121050027](https://doi.org/10.1134/S0869591121050027).
- Karyakin Y. V., Lyapunov S. M., Simonov V. A., et al. Mesozoic igneous complexes of the Franz Josef Land archipelago. Geology of the polar regions of the Earth: materials of the XLII Tectonic Conference // M.: GEOS. — 2009. — Vol. 1. — P. 257–263. — (in Russian).
- Kondrashova E. S. Mineralogy, geochemistry and the nature of the glow of the luminescent layers of the Bazhenov formation of the West Siberian sedimentary basin. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University // Engineering of georesources. — 2020. — Vol. 331, no. 8. — P. 123–135. — DOI: [10.18799/24131830/2020/8/2774](https://doi.org/10.18799/24131830/2020/8/2774). — (in Russian).
- Kondrashova E. S. Volcanogenic layers in the Bazhenov Formation of the West Siberian Sedimentary Basin. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University // Engineering of georesources. — 2021. — Vol. 332, no. 3. — P. 62–73. — DOI: [10.18799/24131830/2021/3/3102](https://doi.org/10.18799/24131830/2021/3/3102). — (in Russian).
- Kontorovich A. E., Kontorovich V. A., Ryzhkova S. V., et al. Paleogeography of the West Siberian Sedimentary Basin in the Jurassic // Geology and geophysics. — 2013. — Vol. 54, no. 8. — P. 972–1012. — (in Russian).
- Kuehn S. C., Negrini R. M. A 250 k.y. record of Cascade arc pyroclastic volcanism from late Pleistocene lacustrine sediments near Summer Lake, Oregon, USA // geosphere. — 2010. — Vol. 6, no. 4. — P. 397–429. — DOI: [10.1130/GES00515.1](https://doi.org/10.1130/GES00515.1).
- Kutterolf S., Freundt A., Druitt T. H. The Medial Offshore Record of Explosive Volcanism Along the Central to Eastern Aegean Volcanic Arc: 2. Tephra Ages and Volumes, Eruption Mag-
- nitudes and Marine Sedimentation Rate Variations // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. — 2021. — Vol. 22. — e2021GC010011. — DOI: [10.1029/2021GC010011](https://doi.org/10.1029/2021GC010011).
- Lisitsyn A. P. Arid sedimentation in the oceans. Dispersed sedimentary matter of the atmosphere // Geology and geophysics. — 2011. — Vol. 52, no. 10. — P. 1398–1439. — (in Russian).
- Major J. J. Subaerial volcaniclastic deposits – influences of initiation mechanisms and transport behavior on characteristics and distributions // Geological Society, London, Special Publications. — 2022. — Vol. 520. — P. 1–72. — DOI: [10.1144/SP520-2021-142](https://doi.org/10.1144/SP520-2021-142).
- Maksimova S. V. Ecological and facies features and conditions for the formation of a domanic. — M : Science, 1970. — (in Russian).
- Malik N. A. Ashes from volcanic eruptions in Kamchatka (2006–2013): composition, mass and water-soluble complex // Dis. cand. geol-min. Sciences. Petropavlovsk-Kamchatsky. — 2019. — (in Russian).
- Marinov V. A., Alifirov A. S., Bumagina V. A. a. Stratigraphy and formation conditions of the Callovian and Upper Jurassic deposits in the central part of the Kazym-Kondinsky region (Western Siberia) // Geology and mineral resources of Siberia. — 2021. — Vol. 2, no. 46. — P. 3–16. — DOI: [10.20403/2078-0575-2021-2-3-16](https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-2-3-16). — (in Russian).
- Marinov V. A., Meledina C. B., Dziuba O. C., et al. Biostratigraphy of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the central part of Western Siberia // News of paleontology and stratigraphy. — 2009. — Vol. 12. — P. 119–142. — (in Russian).
- Marinov V. A., Zlobina O. N., Igolnikov A. E., et al. Biostratigraphy and formation conditions of the Lower Cretaceous of the Malokheta structural-facies region (Western Siberia) // Geology and geophysics. — 2015. — Vol. 56, no. 10. — P. 1842–1853. — DOI: [10.1537/GiG20151007](https://doi.org/10.1537/GiG20151007). — (in Russian).
- Maslov A. V. Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data obtained. Tutorial. — Yekaterinburg : Publishing house USGU, 2005. — (in Russian).
- Moiseenko K. B., Malik N. A. Estimation of the total mass of volcanic ash emissions using atmospheric transport models // Volcanology and seismology. — 2015. — Vol. 1. — P. 35–55. — DOI: [10.7868/S0203030615010058](https://doi.org/10.7868/S0203030615010058). — (in Russian).
- Mukher A. G., Kulagina S. F., Pakhomova E. A. Zoning of the Bazhenov horizon according to section types within the Krasnoleninsko-Frolovskaya zone (Western Siberia). Sedimentary basins, sed-

- imentary and post-sedimentary processes in geological history. Materials of the VII All-Russian Lithological Meeting (Novosibirsk, October 28-31, 2013. — Novosibirsk : INGG SB RAS. T.I, 2013. — P. 297–301. — (in Russian).
- Mullineaux D. R. Summary of pre-1980 tephra-fall deposits erupted from Mount St. Helens, Washington State, USA // Bulletin of Volcanology. — 1986. — Vol. 48. — P. 17–26. — DOI: [10.1007/BF01073510](https://doi.org/10.1007/BF01073510).
- Nesterov I. I., Monastyrev B. V., Bochkarev V. S., et al. Reinterpretation, reprocessing and unified stratification of reference reflectors of regional seismic profiles of the West Siberian oil and gas province in order to build unified petrogeological models of productive complexes as the basis for clarifying oil and gas potential prospects. State Contract Report No 12/05 // Funds of AU «NAC RN named after V. I. Shpilman». Tyumen. — 2007. — P. 1169. — (in Russian).
- Panchenko I. V. Stages and conditions for the formation of Bazhenov oil deposits in the central part of Western Siberia. Paleontology, stratigraphy and paleogeography of the Mesozoic and Cenozoic boreal regions: Proc. online sessions, April 19–22, 2021 // electronic resource] / Ed. N. K. Lebedeva, A. A. Goryacheva, O. S. Dziuba, B. N. Shurygin. — Novosibirsk : INGG SB RAS, 2021. — P. 152–156. — DOI: [10.18303/B978-5-4262-0104-0-152](https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0104-0-152). — (in Russian).
- Panchenko I. V., Balushkina N. S., Baraboshkin E. Y., et al. Paleobiota complexes in the Abalak-Bazhenov deposits of the central part of Western Siberia // Petroleum geology. Theory and practice. — 2015a. — Vol. 10, no. 2. — P. 1–29. — DOI: [10.17353/2070-5379/24\\_2015](https://doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015). — (in Russian).
- Panchenko I. V., Kamzolkin V. A., Latyshev A. V., et al. Tuffs and tuffites in the Bazhenov horizon (Western Siberia) // Evolution of sedimentary processes in the history of the Earth: materials of the 8th All-Russian Lithological Meeting (Moscow, October 27–30, 2015) // Moscow: I. M. Gubkin. — 2015b. — Vol. Volume II. — P. 258–261. — (in Russian).
- Panchenko I. V., Nemova V. D. Contourites in the Bazhenov deposits of Western Siberia: formation, distribution and practical significance // Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography. Seventh All-Russian Meeting // September 18–22, 2017, Moscow. Scientific materials / V. A. Zakharov, M. A. Rogov, E. V. Shchepetova (ed). — Moscow : GIN RAS, 2017. — P. 153–157. — (in Russian).
- Panchenko I. V., Nemova V. D., Smirnova M. E., et al. Stratification and detailed correlation of the Bazhenov horizon in the central part of Western Siberia according to the data of lithological-paleontological study of the core and well logs // Geology of oil and gas. — 2016. — Vol. 6. — P. 22–34. — (in Russian).
- Panchenko I. V., Sobolev I. D., Latyshev A. V. Pyroclastic material in the Bazhenov deposits of Western Siberia: its role in sedimentogenesis and possible sources // Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography. Materials of the VIII All-Russian meeting with international participation. Online conference, September 7–10, 2020 // / ed. by B. A. Zakharov, M. A. Rogov, E. V. Shchepetova, et al. — Syktyvkar : IG Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2020. — P. 183–187. — (in Russian).
- Panchenko I. V., Sobolev I. D., Rogov M. A., et al. Volcanic tuffs and tuffites in the boundary sediments of the Jurassic and Cretaceous (Volgian-Ryazanian stages) of Western Siberia // lithology and minerals. — 2021. — Vol. 2. — P. 144–183. — DOI: [10.31857/S0024497X21020051](https://doi.org/10.31857/S0024497X21020051). — (in Russian).
- Panchenko I. V., Vishnevskaya V. S., Kalmykov G. A., et al. New data on the biostratigraphy of the Abalak and Bazhenov formations of the Shirotny Ob region, obtained on the basis of a comprehensive study of macro- and microfaunal remains. Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography // Fifth All-Russian Conference. September 23–27, 2013, Tyumen. Scientific materials / ed. by V. A. Zakharov, M. A. Rogov, B. N. Shurygin. — Yekaterinburg : LLC «PH «IzdatNaukaService», 2013. — P. 162–165. — (in Russian).
- Panchenko I., Rogov M., Sobolev I., et al. Catalog of Upper Jurassic – Lower Cretaceous tuffs and tuffites findings in the core of wells in Western Siberia // ESDB repository. — Moscow, 2022. — DOI: <https://doi.org/10.2205/2022ES000817-data>. — (Dataset).
- Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. Third edition, corrected and supplemented / ed. by O. A. Bogatikova, O. V. Petrova, A. F. Morozov. — SPb : Publishing house of VSEGEI, 2008. — P. 200. — (in Russian).
- Predtechenskaya E. A., Malyushko L. D. Geochemical features and factorial models of the Bazhenov formation in the central and southeastern regions of the West Siberian Plate // News of universities. Geology and exploration. — 2016. — Vol. 4. — P. 23–36. — (in Russian).
- Ramiro-Ramirez S. Petrographic and petrophysical characterization of the Eagle Ford Shale in La

- Salle and Gonzales counties, Gulf Coast Region, Texas. — Golden, Colorado. USA : Colorado School of Mines, 2016. — P. 126.
- Rich J. L. Probable fondo origin of Marcellus-Ohio-New Albany-Chattanooga bituminous shale // Amer. Ass. Petrol Geol. bull. — 1951. — Vol. 35. — P. 2017–2040. — DOI: [10.1306/3d93431c-16b1-11d7-8645000102c1865d](https://doi.org/10.1306/3d93431c-16b1-11d7-8645000102c1865d).
- Rogov M. A. Infrazonal ammonite biostratigraphy, paleobiogeography and evolution of Volgian craspeditid ammonites // Paleontological Journal. — 2020. — Vol. 54. — P. 1189–1219. — DOI: [10.1134/S0031030120100068](https://doi.org/10.1134/S0031030120100068).
- Rogov M. A. Ammonites and Infrazonal Stratigraphy of the Kimmeridgian and Volgian Stages of the Panboreal Superrealm // Proceedings of the Geological Institute. — 2021. — Vol. 627. — P. 1–732. — DOI: [10.54896/00023272\\_2021\\_627\\_1](https://doi.org/10.54896/00023272_2021_627_1). — (in Russian).
- Rogov M. A., Shchepetova E. V., Zakharov V. A. Late Jurassic – earliest Cretaceous advanced shelf dysoxic-anoxic event and its possible causes // Geological Magazine. — 2020. — Vol. 157. — P. 1622–1642. — DOI: [10.1017/S001675682000076X](https://doi.org/10.1017/S001675682000076X).
- Rogov M. A., Zakharov V. A., Ershova V. B. Detailed stratigraphy of the boundary Jurassic-Cretaceous deposits of the lower reaches of the river Lena (Yakutia) on ammonites and buchias // Stratigraphy. Geol. Correlation. — 2011. — Vol. 19, no. 6. — P. 67–88. — (in Russian).
- Sacks V. N., Shulgina N. I. Cretaceous system in Siberia. Proposals for tiered and zonal subdivision // Geology and geophysics. — 1962. — Vol. 10. — P. 23–41. — (in Russian).
- Sacks V. N., Shulgina N. I. New Neocomian zones and the boundary of the Berriasian and Valanginian stages in Siberia // Geology and geophysics. — 1969. — Vol. 12. — P. 42–52.
- Sarkisyan S. G., Protsvetalova T. N. Some petrographic features of bituminous mudstones of the Maryanovka Formation (West Siberian Lowland // News of universities. Geology and exploration. — 1964. — Vol. 2. — P. 56–61.
- Sarkisyan S. G., Protsvetalova T. N. Paleogeography of the West Siberian Lowland in the Early Cretaceous. — M : Science, 1968. — (in Russian).
- Scudder R. P., Murray R. W., Schindlbeck J. C., et al. Geochemical approaches to the quantification of dispersed volcanic ash in marine sediment // Progress in Earth and Planetary Science. — 2016. — Vol. 3, 1. — P. 1–32. — DOI: [10.1186/s40645-015-0077-y](https://doi.org/10.1186/s40645-015-0077-y).
- Shakirov V. A., Vilesov A. P., Morozov V. P., et al. Volcanic rocks in the condensed Domanik facies of the Mukhanovo-Erokhovskaya intrashelf basin // Geology, geophysics and development of oil and gas fields. — 2022. — Vol. 2, no. 362. — P. 14–26. — DOI: [10.33285/2413-5011-2022-2\(362\)-14-26](https://doi.org/10.33285/2413-5011-2022-2(362)-14-26). — (in Russian).
- Shaldybin M. V., Kondrashova E. S. The Jurassic global volcanic events recorded in sedimentary black shale deposits (Bazhenov formation, West Siberia). Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues // Abstract volume of the 7th International Conference. — Tomsk : CSTI Publishing house, 2019. — P. 122–124.
- Shaldybin M. V., Krupskaya V. V., Glotov A. V., et al. Petrography and mineralogy of clays of anomalously luminescent interlayers of the Bazhenov Formation of the West Siberian Sedimentary Basin // Oil industry. — 2018. — Vol. 2. — P. 36–40. — DOI: [10.24887/0028-2448-2018-2-36-40](https://doi.org/10.24887/0028-2448-2018-2-36-40). — (in Russian).
- Shaldybin M. V., Wilson M. J., Wilson L. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // Mar. Petr. Geol. — 2019. — Vol. 100. — P. 358–375. — DOI: [10.1016/j.marpgeo.2018.11.022](https://doi.org/10.1016/j.marpgeo.2018.11.022).
- Shulgina N. I. Ammonites of the north of Central Siberia // Jurassic-Cretaceous boundary and Berriasian in the Boreal Belt. — Novosibirsk : Science, 1972. — P. 137–175. — (in Russian).
- Skvortsov M. B., Kontorovich A. E., Volkov V. A., et al. Differentiated assessment of the prospects for the oil potential of the Bazhenov formation of the West Siberian oil and gas field (unconventional sources of shale oil) with the identification of promising zones and areas based on the development and improvement of criteria for its potential productivity and methodological approaches to assessing forecast resources. State Contract Report No 7/14 // Funds of AU «NAC RN named after V. I. Shpilman». Tyumen. — 2016. — P. 371. — (in Russian).
- Stevenson J. A., Millington S. C., Beckett F. M. Big grains go far: understanding the discrepancy between tephrochronology and satellite infrared measurements of volcanic ash // Atmos. Meas. Tech. — 2015. — Vol. 8. — P. 2069–2091. — DOI: [10.5194/amt-8-2069-2015](https://doi.org/10.5194/amt-8-2069-2015).
- Strakhov N. M. Fundamentals of the theory of lithogenesis. Volume 1. Types of lithogenesis and their location on the surface of the Earth. — Moscow, Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960. — (in Russian).
- Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications

- for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. — 1989. — Vol. 42. — P. 313–345. — DOI: [10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19).
- Tang M., Lee C. T. A., Chen K. Nb/Ta systematics in arc magma differentiation and the role of arclogites in continent formation // Nature Communications. — 2019. — Vol. 10. — P. 1–8. — DOI: [10.1038/s41467-018-08198-3](https://doi.org/10.1038/s41467-018-08198-3).
- Tectonic map of the central part of the West Siberian plate. Scale 1:1 000 000 / ed. by V. I. Shpilman, N. I. Zmanovsky, L. L. Podsolova. — Tyumen, 1998. — (in Russian).
- van der Boon A., van der Ploeg R., Cramwinckel M. J., et al. Integrated stratigraphy of the Eocene–Oligocene deposits of the northern Caucasus (Belaya River, Russia): Intermittent oxygen-depleted episodes in the Peri-Tethys and Paratethys // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2019. — Vol. 536. — P. 109395. — DOI: [10.1016/j.palaeo.2019.109395](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109395).
- Vishnevskaya V. S. Biostratigraphy and paleogeography of the Bazhenov Formation according to radiolarian analysis // Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography. Fifth All-Russian meeting September 23–27, 2013, Tyumen. Scientific materials / ed. by B. A. Zakharov, M. A. Rogov, B. N. Shurygin. — Yekaterinburg : LLC «Publishing House «Publishing House «IzdatNaukaService», 2013. — P. 34–37. — (in Russian).
- Vishnevskaya V. S., Amon E. O., Gatovsky Y. A. Radiolarian biostratigraphy of the Bazhenov Horizon (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) of Western Siberia // Stratigraphy. Geol. correlation. — 2020. — Vol. 28, no. 6. — P. 105–124. — DOI: [10.31857/s0869592x20060101](https://doi.org/10.31857/s0869592x20060101). — (in Russian).
- Volkov V. A., Yuzhakova V. M., Suleimanova L. O., et al. Clarification of the geological and geophysical model of the structure, identification and mapping of oil and gas promising zones in the deposits of the sedimentary cover and pre-Jurassic basement, assessment of the resources of the identified objects and justification of priority areas for the licensing program of the Karabash zone. State Contract Report No 5/12 // Funds of AU «NAC RN named after V. I. Shpilman». Tyumen. — 2014. — P. 177. — (in Russian).
- Vyachkeleva N. P., Klimova I. G., Turbina A. S., et al. Atlas of mollusks and foraminifers of Upper Jurassic and Neocomian marine deposits of the West Siberian oil and gas region. Volume I. — 1990. — (in Russian).
- Wang A. V. Mesozoic-Paleogene volcanism in the West Siberian Lowland // Report. Academy of Sciences of the USSR. — 1973. — Vol. 210, no. 5. — P. 156–159. — (in Russian).
- Wang A. V. The role of volcanism in the formation of the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover of the West Siberian Plate. Magmatism, lithology and ore potential in Siberia. — Novosibirsk : West-Siberian book publishing house, 1974. — P. 52–61. — (in Russian).
- Wang A. V., Kazansky Y. P. Volcanoclastic material in sediments and sedimentary rocks. — Novosibirsk : Science, 1985. — (in Russian).
- Wang A. V., Predtechenskaya E. A., Zlobina O. N. Products of volcanism in the Jurassic deposits of the Ural part of the West Siberian Plate // Geology, geophysics and development of oil and gas fields. — 2011. — Vol. 4. — P. 15–22. — (in Russian).
- Wang X., Gao J., Zhong L., et al. The volcanic impacts on the formation of organic-rich shales from the freshwater to saline lakes: cases study in the Ordos and the Junggar basins // Front. Earth Sci. — 2022. — Vol. 10. — P. 918391. — DOI: [10.3389/feart.2022.918391](https://doi.org/10.3389/feart.2022.918391).
- Yakovleva A. I., Waga D. D., Andreeva-Grigorovich A. S., et al. New palynological data from the Middle Eocene deposits of the Kheu reference section, Kabardino-Balkaria, North Caucasus // Stratigraphy. Geol. correlation. — 2020. — Vol. 28, no. 1. — P. 97–116. — DOI: [10.31857/S0869592X2001007X](https://doi.org/10.31857/S0869592X2001007X). — (in Russian).
- Yarmolyuk V. V., Nikiforov A. V., Kozlovsky A. M., et al. Late Mesozoic igneous province of East Asia: structure, magmatism and formation conditions // Geotectonics. — 2019. — Vol. 4. — P. 60–77. — DOI: [10.31857/S0016-853X2019360-77](https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019360-77). — (in Russian).
- Yudovich Y. E., Ketris M. P. Black Shale Geochemistry. — L : Science, 1988. — (in Russian).
- Yudovich Y. E., Ketris M. P. Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). — Syktyvkar : Geoprint, 2011. — (in Russian).
- Yudovich Y. E., Ketris M. P. Geochemical and mineralogical indicators of volcanic products in sedimentary strata. 2nd ed. — M.-Berlin : Direct Media, 2015. — (in Russian).
- Yudovich Y. E., Ketris M. P., Shulepova A. H., et al. Geochemical diagnostics of volcanogenic material in black shale deposits of the Lemva zone of the Urals // Geochemistry. — 1986. — Vol. 10. — P. 1464–1476. — (in Russian).
- Zanin Y. N., Zamirailova A. G., Eder W. G., et al. Rare earth elements in the Bazhenov formation of the West Siberian sedimentary basin // lithosphere. — 2011. — Vol. 6. — P. 38–54. — (in Russian).