Закрытое акционерное общество

«Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В.А. Двуреченского»

На правах рукописи

Пент

Панченко Иван Владимирович

Событийно-стратиграфические уровни верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири

Специальность:

1.6.2 – Палеонтология и стратиграфия1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук Барабошкин Е.Ю.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ	14
ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ И ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ	19
ГЛАВА 3. ДЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ТОЛЩИ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ	ЫХ 31
3.1. ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ	31
Методика описания пород в керне	32
Методика попутного определения химического состава пород	35
Методика систематизации пород	36
Особенности литологического строения и состава верхнеюрских и нижнемеловых и толщ, содержащих черные сланцы	свит 37
3.2. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА	51
Методы	51
Результаты	52
Краткая характеристика изученных фоссилий по группам	52
Некоторые выводы по изученному материалу	73
Выделение комплексов палеобиоты	74
3.3. ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПАЧКИ	86
Методы	86
Результаты	87
3.4. МИНЕРАЛО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УРОВНИ	102
Методы	102
Результаты	108
ГЛАВА 4. ПРОСЛОИ ТУФОВ И ТУФФИТОВ	110
Методы	110
Используемая терминология	115
Стратиграфическая привязка туфогенных прослоев и их идентификация	117
Результаты	118
Структурно-текстурные и минералого-петрографические особенности	118
Геохимическое обоснование вулканогенной природы туфов и туффитов	126
Общая генерализованная последовательность туфогенных прослоев	132
Субрегиональные пирокластические уровни	141
Площадное распространение выделенных пирокластических уровней	143

Латеральные соотношения туфов и т	уффитов147
Микроэлементный состав силицитов материала разных пирокластических	баженовской и тутлеймской свит и туфогенного уровней148
Площадная зональность изменений с	остава туфов155
Вероятные источники пеплов	
ГЛАВА 5. ЭРОЗИОННЫЕ ГРАНИЦЫ И ГІ	ИАТУСЫ161
Методы	
Результаты	
ГЛАВА 6. СОБЫТИЙНО-СТРАТИГРАФИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ.	ЧЕСКИЕ УРОВНИ В ТОЛЩЕ ВЕРХНЕЮРСКО-
Методика	
Результаты	
ГЛАВА 7. ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИР ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНО	ОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ Й СИБИРИ177
Методы	
Реконструкция условий	
Секвенс-стратиграфический анализ	
Построение фациально-палеогеограф	рических схем182
Результаты	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	
СПИСОК ПРИЛОЖЕНИЙ	

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Сводные геолого-геофизические планшеты по некоторым опорным скважинам.	.206
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Таблица с результатами биостратиграфических исследований по скважинам.	.222
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Фототаблицы с палеонтологическим материалом	.228
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Корреляции разрезов по скважинам	.274
ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Каталог находок туфов и туффитов в верхнеюрско-нижнемеловой тол черных сланцев Западной Сибири.	ще .279

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Диссертационное исследование посвящено детальной стратиграфии верхнеюрско-нижнемеловой толщи черных сланцев Западной Сибири, изучение которой возможно только по керну скважин и данным геофизических методов. Данная толща объединяет горизонты отложений, содержащих концентрированное (более 2,5% Сорг) автохтонное органическое вещество (ОВ), приурочена к центральной части Западно-Сибирского бассейна и характеризует пелагическую область обширного эпиконтинентального палеоморя [Конторович и др., 2013]. С этой черносланцевой толщей связаны проявления промышленной нефтеносности (баженовская свита и нижнетутлеймская подсвита) и огромные ресурсы углеводородного (УВ) сырья (баженовские, тутлеймские отложения и их близкие по возрасту фациальные и аналоги). Добыча нефти из таких сланцев ведется на десятках месторождений, на многих из которых они являются приоритетным объектом промышленной разработки. Успешность последней сегодня ограничена многими геологическими и технологическими причинами, однако корень проблемы кроется в отсутствии надежного стратиграфического каркаса и общепринятого понимания строения этой черносланцевой толщи. В разработке такого каркаса и состоит актуальность работы.

Верхнеюрско-нижнемеловые черные сланцы формировались в условиях низких скоростей седиментации с формированием пачек конденсированных отложений, в которых содержится колоссальный объем геолого-исторической информации, необходимой для детального анализа событий вблизи границы юры и мела. В свою очередь, применение событийно-стратиграфического подхода существенно повышает возможности детального расчленения сложноустроенных геологических объектов и надежность сопоставления их дробных стратонов на большой площади [Корень и др., 2000]. В настоящей работе сформулированы унифицированные принципы детального расчленения верхнеюрсконижнемеловой черносланцевой толши Западной Сибири, основанные на реконструированной последовательности событий в данном регионе на переходе от поздней юры к раннему мелу.

Цель работы: обоснование в верхнеюрско-нижнемеловой толще черных сланцев корреляционных уровней, обусловленных локальными и региональными геологическими событиями, проявившимися в центральной части Западно-Сибирского бассейна.

Задачи исследования:

1. Анализ литологических, геохимических и фаунистических изменений в конкретных разрезах, сопоставление выявленных трендов в удаленных друг от друга разрезах, поиск

общих закономерностей вертикальной зональности разреза черносланцевой толщи в центральной части Западной Сибири;

2. Обоснование устойчивых литолого-стратиграфических реперов в разрезе и их корреляционной значимости;

3. Реконструкция геологических событий в истории формирования верхнеюрсконижнемеловой толщи черных сланцев Западной Сибири;

4. Разработка схемы строения верхнеюрско-нижнемеловой толщи черносланцевых отложений Западной Сибири, с выделением дробных литостратонов (пачек, маркирующих горизонтов) и обоснованием их возраста.

Объектом исследования является толща черных сланцев, в которой запечатлено становление относительно глубоководного эпиконтинентального моря на Западно-Сибирской плите на переходе от поздней юры к раннему мелу (кимеридж – нижний валанжин). Данная толща объединяет обогащенные OB (Сорг более 2,5%) отложения разных (верхняя J_3 km- v_1), горизонтов: георгиевского часть, баженовского $(J_{3}v_{1-2}-K_{1}rz),$ куломзинского (K1rz-v1), тарского (K1v1) и аганского (нижняя часть, K1v1). Предметом исследования выступали мелководно-морские и пелагические силициты, кремнистые глины и глинисто-кремнистые известняки, тонкослоистые, повсеместно насыщенные ОВ, содержащие множество фаунистических остатков, обогащенные рядом химических элементов (C, U, S, Fe, Mg, P, Cu, Zn, Mo, V, Ni, Ba, As, Se).

Метолологическая основа И метолы исследования заключаются в комплексировании литостратиграфических (состав пород, анализ включений, литогеохимия, хемостратиграфия, тефростратиграфия) и каротажных методов, биостратиграфии и тафономии (комплексы фаунистических остатков и их ассоциация с породой), секвенсной стратиграфии и результатов структурных построений по материалам сейсморазведки. Использование междисциплинарного подхода для решения стратиграфических задач, с учетом концепции синхронных и взаимосвязанных событий согласуется с методологией событийной стратиграфии (event stratigraphy) [Walliser, 1995; Дополнения..., 2000; Корень и др., 2000]. Опорный стратиграфический каркас изученного объекта построен на основе реконструируемой цепочки геологических событий, проявившихся локально и в региональном масштабе, с анализом возможных биогенных и абиогенных факторов.

Так как объект исследований не выходит на дневную поверхность и не доступен в естественных обнажениях, базовым геологическим материалом послужили керновые данные. Исследования керна основывались на тщательном (сантиметровом) седиментологическом и стратиграфическом макроописании и анализе. Попутно выполнялись определения химического состава в керне (в точках с шагом 5 – 30 см) портативным XRF

анализатором (специально откалиброванным под особенности химического состава черных сланцев и других тонкодисперсных пород). Выявленные текстуры, границы, включения (конкреции, линзы, макрофауна, вторичные образования) фиксировались с сантиметровой привязкой по глубине бурения и фотографировались. Производился количественный подсчет обнаруженных и предварительно определенных таксонов макрофауны. При работе с керном применялся УФ источник света для лучшей визуализации текстур, границ и некоторых включений, а также насыщенности УВ и карбонатным материалом. Для достижения большей корректности макроописания, в ходе его выполнения анализировалось соответствие наблюдаемых свойств пород с каротажными характеристиками. Кроме того, проводилась проверка на наличие ошибок в укладке керна по ящикам, для чего использовались фотографии исходного состояния керна, проверялась сходимость стыков соседствующих кусков. Степень детализирования в исследованиях зависела от оценки достоверности и представительности кернового материала.

Методы камеральных и лабораторных исследований керна подбирались исходя из особенностей изучаемого черносланцевого разреза: тонкослоистость, насыщенность макрофауной, обогащенность химическими элементами [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Бычков и др., 2016; Панченко и др., 2020, 2021]. Ключевыми видами исследований послужили: петрографическое описание шлифов, геохимические анализы посредством портативного и лабораторного приборов XRF, а также методом ICP-MS, пиролиз Rock-Eval, биостратиграфия по аммонитам, двустворкам и радиоляриям.

Результаты, полученные по керну, сопоставлялись с каротажными данными, что позволило уточнить расчленение и сопоставление разрезов, скорректировать границы и мощности слоев и пачек, уточнить привязку по глубине. Учитывая специфику объекта исследования, наиболее информативными методами выступили гамма, нейтронный, боковой, индукционный, плотностной и акустический каротажи.

Результаты литолого-седиментологических, геохимических, палеонтологических исследований и каротажа увязывались и, тем самым, проверялись на достоверность, причем данные анализировались графически и в таблицах. По результатам обработки и проверки материалов для каждой скважины строился сводный графический планшет с колонками и графиками, на котором выполнялось итоговое расчленение разреза, справедливое для всей обозначенной совокупности методов. Маркирующие уровни разреза были выделены по итогам поэтапного сопоставления разрезов: сначала близрасположенных с керном, затем совокупности всех доступных близлежащих керновых и бескерновых (только с каротажем) скважин, далее проводилось сопоставление с разрезами скважин из более удаленных

6

районов. При анализе межскважинного пространства учитывался структурный план территории (сейсмические данные).

Фактический материал. Исследование основывалось на результатах описания разрезов по керну более чем 200 скважин, анализе каменного материала (более 5000 образцов керна) и каротажных данных (500 скв.), полученных за период работы с 2012 по 2023 гг. и выполненных автором. Результаты лабораторных исследований керна включали: петрографические описания шлифов (более 1500 шт., выполненных автором, М.В. Ильиной, Е.В. Щепетовой, Е.В. Карповой, И.М. Гусевым), определения химического состава пород лабораторными методами (800 обр. XRF в ИГЕМ РАН, 200 обр. ICP-MS в ИПТМ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова) и портативными приборами (портативный XRF анализатор – более 10 000 точек определений в МиМГО), минерального состава (400 обр. XRD в ИГЕМ РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, НАЦРН им. В.И. Шпильмана), руководящих окаменелостей (аммониты – более 200 определений, выполненных М.А. Роговым (ГИН РАН), двустворки – более 100 определений В.А. Захарова (ГИН РАН), радиолярии – определения В.С. Вишневской (ГИН РАН) более чем по 400 шлифам, микрофауна и палинология – 40 образцов (ФГУП «Геологоразведка»), данные пиролитических исследований (более 500 обр. в ВНИГНИ, МГУ им. М.В. Ломоносова, СКОЛТЕХ) и электронной микроскопии (100 обр. в ВНИГНИ, Институт географии РАН).

Защищаемые положения:

1. В разрезе верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложений центральной части Западно-Сибирской плиты присутствуют корреляционные уровни регионального масштаба, выраженные в устойчивых палеонтологических ассоциациях, преобладании минеральных компонентов и текстур, составе конкреций, геохимических аномалиях и пепловых прослоях, что находит отражение на каротажных кривых. По этим уровням выявлена последовательность из 24 маркирующих горизонтов и выделено 14 пачек с характерным строением, которые прослежены по всей изученной территории.

2. В пограничном верхнеюрско-нижнемеловом интервале черносланцевой толщи Западной Сибири содержится 12 тонких (первые мм – первые см) прослоев дистальной пирокластики, представленной измененными кристалло-витрокластическими пепловыми туфами и туффитами андезитового и андезибазальтового состава. Эти прослои сгруппированы в 8 тефростратиграфических уровней, каждый из которых идентифицируется по мощности, структурно-текстурным признакам и особенностям микроэлементного состава и прослеживается в центральной части Западно-Сибирской плиты под контролем лито- и биостратиграфических методов.

3. Внутри верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири находятся стратиграфические перерывы, связанные с подводными размывами, образованными в результате деятельности донных течений. В породе этим гиатусам соответствуют эрозионные поверхности, к которым приурочены скопления ихтиодетрита и крупных радиолярий, иногда с фосфоритовыми оолитами и глауконитом. Длительность наиболее крупных перерывов эквивалентна продолжительности от 1 до 8 аммонитовых зон бореального стандарта для верхней юры и нижнего мела.

4. Маркирующие горизонты в разрезе верхнеюрско-нижнемеловых черных сланцев Западной Сибири отвечают колебаниям уровня моря, изменениям кислородного и гидрологического режимов, эпизодам увеличения терригенного сноса, высокой биопродуктивности и выпадения вулканических пеплов. По комплексу признаков фиксируется 7 биотических, 9 гидрологических, 10 литолого-геохимических и 8 вулканических региональных событий. Проявление этих событий указывает на ключевые перестройки в осадочном бассейне, которые сопровождались изменением состава, текстурно-структурных особенностей и скорости поступления осадочного материала, что позволяет наметить в истории формирования черносланцевой толщи 10 основных этапов развития.

Научная новизна работы.

1. В толще верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложений Западной Сибири выделены и прослежены на десятки и сотни километров корреляционные уровни, которые имеют большое практическое значение для расчленения и корреляции разрезов этой толщи, в том числе для сравнения особенностей ее строения в разных структурно-фациальных районах [Панченко и др., 2015а, 2016, 2022; Панченко, Немова, 2017; Панченко, 2020b].

2. В пограничном юрско-меловом интервале Западной Сибири детально изучены дистальные пепловые туфы и туффиты, проведена их классификация, выработаны методические приемы их поиска, диагностики и изучения, с помощью биостратиграфических и изотопных методов обоснован их возраст. Установлена и детально описана последовательность из 12 туфогенных прослоев. Для практического использования они сгруппированы в 8 субрегиональных пирокластических уровней, которые прослежены на огромной территории и используются как изохронные маркирующие уровни для расчленения и корреляции разрезов с высокой детальностью [Панченко и др., 2015b; 2021, 2022; Rogov et al., 2023].

3. Впервые в баженовских и тутлеймских отложениях выделены эрозионные поверхности, связанные с подводными течениями, которые активизировались на определённых этапах черносланцевой седиментации Западно-Сибирского бассейна в

8

поздней юре и раннем мелу. С учетом литостратиграфических и биостратиграфических данных произведена оценка длительности соответствующих стратиграфических перерывов [Панченко, Немова, 2017; Панченко 2019; Панченко и др., 2021, 2022].

4. В верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложениях Западной Сибири установлены геологические события и выделены этапы развития, связанные с изменением уровня моря, периодами действия течений, колебаниями содержания кислорода, изменениями биопродуктивности. Построена эвстатическая кривая и выделены седиментационные циклы, проведена секвенс-стратиграфическая интерпретация [Панченко и др., 2015а, 2016, 2022; Панченко, 2019, 2021]. Разработаны фациально-палеогеографические схемы для каждого этапа развития верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи.

Теоретическая и практическая значимость. Результаты исследований могут использоваться для сопоставления дробных литостратонов внутри черносланцевых разрезов верхней юры и нижнего мела Западной Сибири на большей площади их развития, в том числе, для детального прослеживания продуктивных на УВ сырье пропластков в составе баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. Разработанная унифицированная схема уже успешно применяется при промышленной разработки баженовской свиты на нескольких месторождениях Западной Сибири (Средне-Назымское, Галяновское, Апрельское и др.). Изученные туфовые прослои могут быть прослежены и в смежных регионах, что позволит выполнить межрегиональную корреляцию близких по возрасту осадочных толщ.

Личный вклад. Непосредственно автором, с его участием или под его непосредственным руководством (в коллективе ЗАО «МиМГО») выполнены все этапы исследования: описание керна, отбор образцов и их подготовка к исследованиям, анализ результатов исследований и их обобщение, анализ каротажных данных, взаимоувязка результатов, полученных по керну и каротажу, детальные корреляции разрезов, геохимический анализ, поиск, отбор и таксономический анализ макрофауны, обобщения биостратиграфических возрастов, фациальная и секвенс-стратиграфическая интерпретации, построение колонок и схем.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности. Настоящая диссертационная работа соответствует паспорту специальности 1.6.2. «Палеонтология и стратиграфия» в области изучения возрастных соотношений геологических тел с выполнением задач по расчленению, корреляции и определению возраста супракрустальных толщ земной коры в соответствии со следующими областями исследований:

16. Расчленение и корреляция осадочных, вулканических и метаморфических толщ определенного региона, разработка местных и региональных стратиграфических схем.

9

18. Использование различных методов (биостратиграфия, литостратиграфия, ритмостратиграфия, ГИС, магнитостратиграфия, хемостратиграфия, событийная стратиграфия и др.) для решения стратиграфических задач.

Кроме того, работа соответствует смежной специальности 1.6.1 «Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика», а именно в области изучения моделей развития регионов и закономерностей изменения состава и строения осадочных формаций, с выполнением палеогеографических реконструкций, что соответствует следующим областям исследований:

1. Разработка структурно-формационной зональности регионов на основе анализа возраста, стратиграфического расчленения, состава и строения выделяемых в регионе вещественных комплексов. Расшифровка формационной принадлежности вещественных комплексов, реконструкция вертикальных и латеральных формационных рядов.

2. Региональные палеогеографические и палеотектонические реконструкции (на биогеографической и литолого-фациальной основе, с учетом палинспастических и палеомагнитных методов).

3. Модели геологического развития регионов: разработка пространственно-временных моделей их развития и анализ закономерностей изменения состава и строения осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и рудных формаций.

Апробация результатов и публикации. Результаты, полученные в ходе диссертационного исследования, представлены более чем в 30 печатных изданиях, из них 12 – в рецензируемых журналах (Gondwana Research, Geosciences, Палеонтологический журнал, Геология нефти и газа, Литология и полезные ископаемые), входящих в Web of Science или Scopus. Основные результаты апробированы на международных и Всероссийских конференциях в Москве, Санкт-Петербурге, Ханты-Мансийске, Томске, Магадане и др. (2013 – 2022 гг.). Кроме того, получено 2 патента.

Статьи в изданиях, включенных в «Перечень...» ВАК Минобрнауки России

1. Leushina E., Bulatov T., Kozlova E., Panchenko I., Voropaev A., Karamov T., Yermakov Y., Bogdanovich N., Spasennykh M. Upper Jurassic–Lower Cretaceous Source Rocks in the North of Western Siberia: Comprehensive Geochemical Characterization and Reconstruction of Paleo-Sedimentation Conditions. Geosciences. 2021. 11. 320. P. 1-28. DOI: 10.3390/geosciences11080320

2. Rogov M.A., Panchenko I.V., Augland L.E., Ershova V.B., Yashunsky V.Yu. The first CA-ID-TIMS U-Pb dating of the Tithonian / Berriasian boundary beds in a Boreal succession. Gondwana Research. 2023. V. 118. P. 165-173. DOI: 10.1016/j.gr.2023.02.010

3. Немова В.Д., Панченко И.В. Локализация приточных интервалов баженовской свиты и их емкостное пространство на Средне-Назымском месторождении // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. №1. С. 1-24. DOI: 10.17353/2070-5379/11_2017

4. Немова В.Д., Панченко И.В. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. №4. С. 1-16. DOI: 10.17353/2070-5379/46_2017

5. Немова В.Д., Панченко И.В., Ильин В.С., Смирнова М.Е. Обзор результатов разработки баженовской свиты в связи с ее геологическим строением и пластовыми условиями (на примере Средне-Назымского и Салымского месторождений) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовый месторождений. 2017. №1. С. 38-44.

6. Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. №2. С. 1-29. DOI: 10.17353/2070-5379/24_2015

7. Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. №6. С. 22-34.

8. Панченко И.В., Рогов М.А., Соболев И.Д., Латышев А.В., Захаров В.А. Тефростратиграфия пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // Russian Journal of Earth Sciences. 2022. Т. 22 (6). DOI:10.2205/2022ES000817

9. Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2021. №2. С. 144-183. DOI: 10.31857/S0024497X21020051

10. Смирнова Т.Н., Ушатинская Г.Т., Жегалло Е.А., Панченко И.В. Первые находки представителей семейства Discinidae (Brachiopoda, класс Lingulata) в верхнеюрских отложениях Западной Сибири // Палеонтологический журнал. 2017. № 2. С. 46-51. DOI: 10.7868/S0031031X17020167.

Статьи, опубликованные в прочих изданиях

11. Panchenko I.V. Erosion Boundaries in the Bazhenov Sediments of Western Siberia: the Value for the Correlation of Sections and Reservoir Forecast. EAGE/SPE Workshop on Shale Science 08 April 2019, Moscow. DOI: 10.3997/2214-4609.201900467

12. Панченко И.В. К вопросу возраста и корреляции кровли баженовского горизонта Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы Десятого Всероссийского совещания, г. Магадан, 20–25 сент. 2020 г. / Под ред. Е.Ю. Барабошкина, А.Ю. Гужикова. Магадан: ОАО «МАОБТИ». 2020. С. 196-200.

13. 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/В978-5-4262-0104-0-152

14. Панченко И.В., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Барабошкин Е.Ю. 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.

15. Панченко И.В., Гатина Н.Н., Вишневская В.С., Рогов М.А., Шурекова О.В., Федяевский А.Г., Разумкова Е.С. О постседиментационной природе аномальных разрезов баженовской и георгиевской свит (Западная Сибирь) по результатам литологии, биостратиграфии и корреляции новых керновых данных // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы Десятого Всероссийского совещания, г. Магадан, 20–25 сент. 2020 г. / Под ред. Е.Ю. Барабошкина, А.Ю. Гужикова. Магадан: ОАО «МАОБТИ». 2020. С. 201-205.

16. Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. 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). Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015. Том II. С. 258-261.

17. Панченко И.В., Куликов П.Ю. Особенности вертикальной литологогеохимической неоднородности нефтеносных черносланцевых толщ и методы ее исследования // Методы, методы и снова методы в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2020. С. 117-119.

18. Панченко И.В., Куликов П.Ю., Гарипов Р.А. Практическое применение методов хемостратиграфии и литохимии при изучении нефтеносных черносланцевых толщ // Совместный семинар EAGE/SPE 2021. Наука о сланцах: Новые вызовы. Москва, Россия, 5-6 апреля 2021 г. EAGE/SPE Workshop on Shale Science 2021. 2021. Р. 1–5.

19. Панченко И.В., Немова В.Д. Детализация строения разреза баженовского горизонта путем выделения литолого-палеонтологических маркеров // Восемнадцатая научно-практическая конференция «Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Юргы». Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис. 2015. С. 87-93.

20. 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. В.А. Захарова, М.А. Рогова, Е.В. Щепетовой. Москва: ГИН РАН. 2017. С. 153-157.

21. Панченко И.В., Немова В.Д. Унифицированная схема стратификации баженовского горизонта: расчленение и корреляция в разных структурно-фациальных и тектонических областях // EAGE/SPE Joint Workshop 2017. Shale Science: Prospecting & Development, 10-11 April 2017, Moscow, Russia. 2017. DOI: 10.3997/2214-4609.201700186

22. 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, А.П. Ипполитова. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2020. С. 183-187.

Достоверность результатов обеспечивается количеством собранных автором геологических материалов (тысячи образцов), обилием изученных разрезов, проверкой результатов «слепым тестированием» и «кросс-валидацией», применением комплексного подхода и статистических методов, использованием современной аналитической базы, публикациями в рецензируемых журналах, запатентованными способами и многочисленной апробацией на конференциях.

Объем и структура диссертации. Диссертация состоит из 7 глав, введения, заключения и 5 приложений. Общий объем работы составляет 287 страниц печатного текста, в том числе 106 рисунков, 2 таблицы, список использованной литературы включает 218 наименований.

Благодарности. Автор благодарит научного руководителя Евгения Юрьевича Барабошкина, без которого эта работа не стала бы осуществимой, за его напутствия, поддержку, своевременную критику и корректировку исследовательского вектора в трудные рабочие моменты. Особую благодарность автор выражает Елене Владимировне Щепетовой и Михаилу Алексеевичу Рогову (ГИН РАН) за неоценимую помощь на всех этапах работы, моральную поддержку, советы и рекомендации, Галине Николаевне Александровой (ГИН РАН) за полезные корректировки и напутствия. За насыщенное и довольно длительное время (2012 – 2023 гг.) диссертационного исследования автору посчастливилось поработать с прекрасными людьми и отличными специалистами из разных коллективов. Прежде всего, стоит отметить весь свой большой коллектив в ЗАО «МиМГО», который оказал всесторонние помощь и поддержку в ходе подготовки диссертации. Особенно хочется поблагодарить П.Ю. Куликова, М.Е. Смирнову, Я.Б. Талдыкина, Р.А. Гарипова, А.И Токмакову, Э.И. Валиеву, М.В. Ильину, Р.Ю. Бедретдинова, В.С. Ильина, О.О. Кима, А.В. Бордюг, Н.Н. Гатину, Ю.И. Трушкову, В.Ю. Руденко, А.В. Ревяко, С.С. Гаврилова и Е.А. Панченко. В 2012 – 2013 гг. автор плотно работал в коллективе МГУ им. М.В. Ломоносова _ с Г.А. Калмыковым, Н.С. Балушкиной, В.С. Белохиным, Т.А. Шардановой, Н.И. Коробовой, М.Р. Манановой, Р.А. Хамидуллиным и многими другими, в команде которых удалось достичь важнейших совместных результатов. Значимый этап исследований прошел в работе с В.Д. Немовой (МиМГО, ЛУКОЙЛ), в том числе под ее руководством. С Варварой Дмитриевной были разработаны идейные подходы в литологических исследованиях (с участием Е.В. Щепетовой, Е.Ю. Барабошкина и В.К. Пискунова), расчленении и корреляции. Совместно было изучено огромное количество материала. На протяжении вот уже более 12 лет автор постоянно обращается за советами, консультациями и определениями радиолярий к Валентине Сергеевне Вишневской (ГИН РАН), всегда готовой помочь в биостратиграфии и палеогеографии, поддержать в трудных решениях. Во многом успешность диссертационного исследования была достигнута благодаря коллективу НАЦ РН им. В.И. Шпильмана в г. Ханты-Мансийске, на протяжении более 10 лет способствовавшему в проведении керновых исследований – О.В. Латыповой, О.Б. Дмитриевой, И.Б. Корепанову, П.А. Стулову и их коллегам. Кроме того, отдельные исследования были выполнены совместно Е.В. Козловой, М.Ю. Спасенных, с Т.Д. Булатовым, Е.А. Леушиной (СКОЛТЕХ), О.В. Шурековой, А.Г. Федяевским,

Н.К. Куликовой, А.А. Федоровой, Е.Г. Раевской (Геологоразведка, ВСЕГЕИ), В.К. Пискуновым, Дж. Пельтье (НК TOTAL), Д.А. Мамаевым, С.В. Делия, В.Б. Карповым (РИТЭК), А.Д. Алексеевым (Салым-Петролеум), В.Ф. Гришкевичем (ЛУКОЙЛ), В.А. Захаровым, А.П. Ипполитовым, Е.В. Покровской (ГИН РАН), А.Г. Маникиным, А.Ю. Гужиковым (СГУ им. Н.Г. Чернышевского), М.Б. Скворцовым, А.М. Кирсановым, С.В. Можеговой, М.В. Дахновой, Д.А. Асташкиным, Р.В. Мирновым, А.В. Барановой, Ю.Н. Савельевой (ВНИГНИ), В.Б. Ершовой, К.Ю. Васильевой (СПбГУ), А.Б. Кузнецовым Т.Н. Смирновой, (ИГГД РАН), Ю.А. Гатовским, Е.В. Карповой, А.Г. Калмыковым, А.В. Латышевым (МГУ им. М.В. Ломоносова), И.Д. Соболевым (ИГЕМ РАН) Автор очень признателен и благодарен всем перечисленным коллегам за совместную работу, обсуждения, помощь, предоставленные результаты И материалы. Считаю приятным долгом поблагодарить своих учителей геологии, с участием и поддержкой которых эта работа Д.И. Панова, Л.Ф. Копаевич, Ал. В. Тевелева, начиналась П.Л. Тихомирова, А.М. Никишина (МГУ им. М.В. Ломоносова). Автор благодарит свою семью за надежную опору, поддержку и терпение, столь необходимые во время выполнения труднейшего исследования.

Связь работы с научными проектами. Настоящее исследование проведено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00494.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Верхнеюрско-нижнемеловые черные сланцы Западной Сибири появились на стратиграфических схемах в 1960-х годах, когда были выделены мулымьинская, тутлеймская и баженовская свиты, содержащие «пачки битуминозных пород». Нефтепроявления в этих отложениях послужили стимулом активного и разностороннего изучение их строения, начиная еще с начала 1970-х годов. С учетом отсутствия выхода на дневную поверхность и, соответственно, естественных обнажений, степень их изученности росла по мере разбуривания месторождений на Западно-Сибирской плите. Ввиду неравномерного освоения нефтегазоносной провинции, знания о черносланцевых породах наращивались поэтапно.

Схемы расчленения черносланцевых (=битуминозных) пород разной степени детальности предлагались широким кругом авторов в разное время [Сакс, Шульгина, 1962, 1969; Гольберт и др., 1971; Ясович, Поплавская, 1975; Хабаров и др., 1981; Захаров, Сакс, 1983; Белкин и др., 1985; Брадучан и др., 1986; Шурыгин и др., 2000; Ершов и др., 2001; Сонич и др., 2001; Гришкевич, 2005; Маринов и др., 2009, 2021; Эдер и др., 2013; 2022; Бумагина и др., 2018; Рыжкова и др., 2018; и многие другие]. Первые схемы были недостаточно информативны за счет крайне малого выноса керна и нестабильного качества

каротажа [Ясович, Поплавская, 1975]. В 1970 – 1980-х годах была установлена площадная зональность верхнеюрско-нижнемеловых черносланцевых отложений [Ясович, Поплавская, 1975; Брадучан и др., 1986]. Территории с одинаковым строением объединялись в районы, которым присваивались географические наименования. При этом была оконтурена внутренняя – «высокобитуминозная» область с существенно повышенным содержанием органического вещества. По одноименной свите был выделен баженовский горизонт, объединяющий латеральные и близкие по возрасту черносланцевые свиты и подсвиты (баженовская свита, нижнетутлеймская и нижнемулымьинская подсвиты И др. подразделения) [Брадучан и др., 1986]. С приходом понимания, что черносланцевые отложения существенно неоднородны на своем протяжении, последующие схемы отражали их строение, справедливое только для конкретного района, площади, месторождения или группы месторождений [Хабаров и др., 1981; Белкин и др., 1985; Сонич и др., 2001; Бумагина и др., 2018; Грабовская и др., 2018 и др.]. На сегодняшний день, одна только баженовская свита по площади поделена на полтора десятка «типов разреза», каждый из которых расчленен на разное количество пачек. Выделение «типов разреза» для черносланцевых свит [Брадучан и др., 1986; Мухер и др., 2013] и структурно фациальных областей для верхнеюрских и нижнемеловых отложений [Решения..., 2004; Постановления..., 2006] привели к высокой латеральной раздробленности черносланцевой толщи, а вместе с тем, и к отсутствию возможности детального сопоставления этих отложений на большой площади.

Кроме того, методические приемы и признаки, по которым произведено расчленение, у разных групп авторов отличаются. В частности, по сложившейся для Западной Сибири практике, «типы разреза» зачастую выделяются исходя из каротажного облика разреза, без учета керновых данных, либо при их отсутствии. Во многом проблема усугубляется наличием разночтения взглядов на литологию и стратиграфический объем ключевых свит, а возникающие споры трудно разрешить в условиях недоступности керна скважин, принятых в качестве стратотипов [Панченко, 2020а,b]. Объединение усилий разных научных групп затрудняет и то обстоятельство, что в изучении ключевых видов скважинного материала – керна и каротажа – существенно различаются акценты применения тех или иных методов. Вероятно, из-за перечисленного комплекса причин в литературе долгое время не отмечались попытки привести единую схему строения нефтеносных отложений детального уровня, хотя бы для внутренней – центральной и наиболее перспективной области на УВ сырье.

Как показывают многочисленные предшествующие работы [Хабаров и др., 1981; Филина и др., 1984; Захаров, Сакс, 1983; Белкин и др., 1985; Брадучан и др., 1986; Коровина и др., 2001] и недавние современные исследования [Балушкина и др., 2013; Эдер и др., 2013; 2022; Бумагина и др., 2018; Рыжкова и др., 2018; Хотылев и др., 2021], верхнеюрско-

15

нижнемеловые черносланцевые свиты Западной Сибири действительно высоко изменчивы по латерали, но при этом в них систематически отмечаются некоторые общие литологические и палеонтологические маркеры [Балушкина и др., 2013; Панченко и др., 2013; 2015а; 2016; 2021, 2022; Рыжкова и др., 2018, 2019; Маринов и др., 2021; Эдер и др., 2022], что указывает на вероятное присутствие общих корреляционных уровней, связанных с этапами седиментации в Западно-Сибирском бассейне этого времени [Панченко, 2021]. Чтобы достоверно разобраться В этом вопросе, необходимо обратиться к мультидисциплинарной системе методов и изучить возраст отложений, вертикальную изменчивость седиментационных и биотических признаков, выявить изохронные уровни и гиатусы, проинтерпретировать эвстатические, климатические и другие изменения условий, причем с привязкой не к свитам, а к возрасту. Таким образом, решению задачи по унификации детального стратиграфического сопоставления черных сланцев в региональном масштабе способствует событийно-стратиграфический подход, который значительно повышает достоверность расчленения разрезов, так как основывается на реконструкции событийных последовательностей и учитывает этапность формирования отложений [Корень и др., 2000]. Этот методический подход послужил идейной основой настоящей работы.

Спустя более полувека исследований черносланцевых баженовской, тутлеймской свит и их латеральных фациальных аналогов вопрос правильного толкования их строения остается актуальным и сегодня. Ввиду неоднородного строения этих черносланцевых отложений, особенно ввиду вертикальной изменчивости их состава и свойств, необходима существенная детализация стратиграфии этих интервалов. Так как эти отложения являются нефтегазоматеринскими, кроме того, на отдельных уровнях в них могут присутствовать собственные коллекторы углеводородов, то без необходимых знаний о деталях строения невозможна грамотная разработка этих отложений, и, кроме того, оценка ресурсов и подсчет запасов.

До сих пор стратиграфический объем и литологическое выражение баженовской и тутлеймской свит разными авторами понимаются с большими расхождениями [Панченко, 2020a,b]. Из-за отсутствия общепринятого понимания их границ, мощность этих отложений может быть искажена на 30-50%, что существенно влияет на оценку содержащихся в них ресурсов углеводородов. Существующие количественные оценки ресурсов варьируются от 10,6 до 140 млрд т геологических и от 3 до 20 млрд т извлекаемых [Олейник и др., 2023], то есть во много раз. Большинством специалистов этой сферы считается, что такие расхождения в подсчетах связаны с отсутствием общепринятых методик И сложноустроенностью объекта и это, безусловно, так, но практически не берется во внимание то обстоятельство, что границы подсчетного объекта выделяются всеми по-

16

разному. Стоит заметить, что эти границы в основном определяются по каротажу, существенно реже – с опорой на имеющийся керн, и практически никогда не используются стратиграфические методы, хотя бы основанные на простейших литологических (кремнистость, глинистость) и геохимических (содержание кремнезема и OB) признаках, сведения о которых, как правило, имеются по результатам выполнения стандартных программ изучения керна. Использование палеонтологических данных – большая редкость. Разумеется, каротажные данные – это основной источник знаний о породах в Западной Сибири, но не стоит забывать, что геофизические методы необходимо нормировать на геологическую фактуру – результаты изучения разреза по керну, а сопоставление скважин по площади должно опираться на результаты определения возраста. Опираясь на свой 12-ти летний опыт изучения этих отложений, автор считает, что стратиграфические исследования в этих условиях снимают многие исходные противоречия и поэтому являются надежной геологической основой для последующих более сложных изысканий.

Сегодня плотно обсуждаются вопросы создания методик подсчета запасов УВ в баженовской свите и ее аналогах [Временное..., 2017; Скворцов и др., 2018; Методические..., 2021; Олейник и др., 2023], однако и они не могут быть решены без детальной стратиграфии. Прежде всего, требуется добиться унифицированного понимания границ свит, внутри которых будут корректно сравниваться свойства этих отложений на разных месторождениях и в разных структурно-фациальных районах. Первоочередным делом должно быть понимание границ объекта исследований, и только после этого можно говорить про типы коллекторов в этом объекте и их генезис. Сейчас же, увы, слишком часто приводятся сравнения свойств баженовской свиты по образцам ИЗ совершенно разных стратиграфических интервалов, что вносит чрезвычайную путаницу и некорректное представления о характере изменчивости свойств этих отложений.

При оценке каких-либо свойств по площади распространения баженовской, тутлеймской свит и их аналогов во внимание должны браться следующие обстоятельства:

1) Разрез черных сланцев неоднороден по вертикали, нижние и верхние интервалы существенно различаются по составу, количеству OB, фильтрационно-емкостным свойствам, что было показано в огромном количестве работ [Балушкина и др., 2013; Белкин и др., 1985; Бумагина и др., 2018; Бычков и др., 2016; Важенина, 2010; Грабовская и др., 2018;Занин и др., 2011; Зубков, 2001, 2019; Ким и др., 2015; Коровина и др., 2001; Коровина, 2005; Немова, 2012а, 2012b; Немова и др., 2014; Немова, Панченко, 2014, 2017а, 2017b; Панченко и др., 2016, 2021; Предтеченская, Малюшко, 2016; Скворцов и др., 2018; Хотылев и др., 2021; Эдер и др., 2016, 2019, 2022; Leushina et. al., 2021].

2) Для оценки свойств отложений, в том числе промысловых, крайне важна привязка к более дробным единицам разреза, чем свита, подсвита и толща – к пачкам, т.к. по разрезу значительно варьируется содержание глин, кремнезема, пирита [Дорофеева и др., 1983; Коровина, 2005; Немова, 2012а, 2012b; Панченко и др., 2016, 2021; Грабовская и др., 2018; Эдер и др., 2016; 2022 и многие другие]. Более того, одни интервалы отличаются огромными содержаниями ОВ, другие – низкими, а коллекторские интервалы вообще приурочены к определенным уровням разреза, что обусловлено сменой палеогеографических условий во времени [Немова, 2012а,b; Панченко, 2021; Эдер и др., 2022 и многие другие]. Существуют десятки опубликованных и фондовых работ, в которых проводится сравнение баженовских разрезов по нескольким близрасположенным скважинам, в которых керн характеризует менее 50% разреза свиты и отобран из разных интервалов (из низов, из верхов и из срединной части, либо это вообще разрозненные колонки керна по 1-2 метра каждая). Выводы из таких сравнений обычно одни и те же: разрез свиты резко неоднороден, свойства меняются хаотично, картирование промысловых параметров не поддается закономерностям. По факту происходит сравнение пород разного возраста, разных этапов формирования. В этом случае надежная стратиграфическая основа снимает многие противоречия. Через такой опыт проходил и автор работы.

3) Из сказанного в п. 1 и 2 следует обязательным выполнение процедуры высокоточной (с детальностью 0,1 м) увязки глубин отобранного керна с каротажными кривыми. Это позволит корректно оценить мощность отложений, в том числе мощность потенциальных коллекторов, наличие тех или иных интервалов, связанных, например, с повышенной глинистостью, а значит, служащих флюидоупорами, либо возможными зонами развития аномально высокого пластового давления (АВПД). Тщательное сопоставление разрезов с использованием каротажа позволяет предположить перерывы и интервалы отсутствия отложений с определенными свойствами. Также сравнение керновых и каротажных параметров дает возможность с высокой надежностью оценить достоверность кернового материала: бывает так, что старый керн сильно перепутан в процессе произведенных с ним работ и поэтому его свойства (радиоактивность, плотность и др.) не сопоставляются с каротажем. В таком случае кажется очевидным, что некоторые интервалы и скважины лучше не учитывать в работе по оценке перспектив, чем получить некорректные представления из-за недостоверной выборки.

<u>Таким образом, формулируется постановка основной проблемы:</u> для получения корректных представлений о ресурсах и запасах, содержащихся в верхнеюрсконижнемеловой черносланцевой толще Западной Сибири, сегодня необходима детальная и надежно обоснованная стратиграфическая схема этих отложений, удобная и понятная широкому кругу специалистов. Детализация должна быть выполнена на основе комплекса методов с применением геолого-исторического анализа [Леонов,1980; Веймарн и др., 1998; Никишин и др., 1999; Корень и др., 2000], фациального [Лидер, 1968; Хэллем, 1983] и секвенс-стратиграфического [Габдуллин и др, 2008; Маргулис, 2008]. Безусловно, такая схема должна опираться на большое количество фактического материала, геофизические материалы и учитывать промысловые характеристики этих пород.

ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ И ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Объектом исследования является верхнеюрско-нижнемеловая черносланцевая толща, распространение которой охватывает большую часть площади Западно-Сибирской плиты, а ее формирование отвечает длительному (кимеридж – ранний валанжин, около 10 млн лет) седиментационному циклу в эпиконтинентальном морском бассейне, ознаменованному увеличением объемов захоронения органического вещества. Данная черносланцевая толща представлена породами с заметным обогащением органическим углеродом – углеродистыми и высокоуглеродистыми глинами, силицитами, радиоляритами, известняками и доломитами, а также их многокомпонентными вариациями. Все эти породы содержат большое количество фоссилий и обогащены многими химическими элементами: C, U, S, Fe, Mg, P, Cu, Zn, Mo, V, Ni, Ba, As, Se [Панченко, Куликов, 2020; Панченко и др., 2020]. Особенности состава наглядно отражаются на каротажных кривых в виде аномалий радиоактивности, сопротивления, плотности и некоторых других методов. Вертикальная изменчивость свойств черносланцевой толщи связывается со становлением и дальнейшим развитием специфического режима осадконакопления и соответствующими перестройками в морском бассейне того времени [Панченко, 2021].

Накоплению верхнеюрско-нижнемеловых черных сланцев предшествовали следующие геологические вехи в Западной Сибири.

1. После формирования сложного гетерогенного фундамента молодой эпигерцинской Западно-Сибирской плиты (докембрий – пермь) началась протоплатформенная стадия, с формированием рифтогенных структур – грабенов и впадин, заполняющихся базальтами, риолитами и континентальными обломочными породами с линзами углей и палеопочвами. На завершении этой стадии на рубеже триаса и юры Западно-Сибирская плита испытала сжатие, связанное с общим для Северной Евразии событием (коллизия Монголо-Охотского пояса, воздымание Сибирской платформы, складчатость на Таймыре, Пай-Хое, Новой Земле и деформации в Челябинском грабене на Урале) [Геологическая..., 1990; Государственная..., 2009]. В Западной Сибири это событие отразилось проявлением незначительной блоковой деформации, что привело к слабой инверсии большей части грабенообразных структур. Эти

процессы сформировали генеральный структурный план аккомодационного пространства для плитных отложений – окончательно сформировались впадины, котловины, своды и мегавалы. Завершается формирование т.н. доюрского комплекса Западной Сибири, кровля которого является геофизическим репером (отражающий сейсмический горизонт А), хорошо отображающим структурный план подошвы плитных отложений [Атлас..., 2004; Vyssotski et. al., 2006].

2. Плитная стадия развития Западной Сибири началась с формирования горелой, шеркалинской (нижняя юра) и тюменской (нижняя и средняя юра) свит, представленных преимущественно континентальными терригенными фациями. До 1991 года эти отложения рассматривались в составе единого заводоуковского надгоризонта нижне-среднеюрского возраста [Решение..., 1991], что в большей степени отражало генетическую суть этих отложений, которые запечатлели особый крупный этап: первичное выполаживание дифференцированного рельефа, с эродированием крутых выступов и заполнением наиболее глубоких впадин [Геологическая..., 1990; Шурыгин и др., 2000]. В последние эпизодически «проникала» морская седиментация. Мощность этих отложений резко невыдержана. Например, на стыке Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины – от 0 до первых метров [Атлас..., 2004]. Таким образом, в нижне-среднеюрское сотен время аккомодационное пространство Западно-Сибирской плиты претерпело существенную нивелировку, однако на все еще многочисленных выступах на сводах и мегавалах происходило развитие кор выветривания, и одновременно эти выступы служили физическими барьерами в процессах переноса осадочного вещества, что создавало весьма пестрый палеогеографический ландшафт [Объяснительная..., 1976; Конторович и др., 2013]. К концу этого этапа в наиболее глубоких впадинах устоялась мелководно-морская седиментация.

3. Повсеместно развитые морские отложения на Западно-Сибирской плите появляются в келловее [Решения..., 2004]. При этом вырисовывается субмеридиональная ассиметрия осадочного бассейна: в более погруженных впадинах его западной половины господствует глинистая седиментация (абалакская свита), в восточной части – преобладают алевро-песчаники мелководноморских (васюганская) и переходных (наунакская свита) обстановок [Государственная..., 2009]. Достаточно узкая пограничная полоса между абалакскими глинами и васюганскими песчаниками проходит по восточному борту Фроловской мегавпадины [Атлас..., 2004].

4. С увеличением площади развития морских отложений на фоне общерегионального погружения Западно-Сибирской плиты в окфорде и кимеридже происходит постепенное затапливание источников терригенного сноса, отчего поступления обломочных масс в центр

бассейна сокращаются [Объяснительная..., 1976]. Некомпенсированное погружение приводит к благоприятным условиям для развития осадков, насыщенных биогенными компонентами и органическим углеродом – <u>черных сланцев*</u>.

<u>*Черными сланцами</u> в данной работе называются «углеродсодержащие глинистые, карбонатно-терригенные, кремнистые, обычно рассланцованные породы, часто обогащенные рудными элементами (U, Au, Pb, Zn, V, Mo u dp.)» [Геологический..., 2012]. Применительно к объекту диссертационного исследования стоит усугубить данное определение, обозначив, что под черными сланцами здесь принимаются отложения, содержащие концентрированное органическое вещество. Общепринятого понимания границы концентрированного и неконцентрированного ОВ не существует и обычно принимается такое содержание Сорг, которое превышает субкларк для данного типа пород в несколько раз. В настоящей работе принято значение в 2,5%, что превышает субкларк для глин (0,9% Сорг [Вассоевич, 1967]) более чем в 2 раза. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения Западной Сибири часто содержат слои и пачки пород, содержащие ОВ выше субкларкового значения. Обычно разброс содержаний Соог в таком случае составляет 1-1,5% (масс.), редко до 2%. Еще более насыщенные органическим веществом породы содержат уже более 2,5% Сорг, достигая содержаний 15-28%. При этом породы с содержанием Сорг от 2 до 2,5 процентов встречаются существенно реже (авторская выборка результатов пиролиза методом Rock-Eval более чем по 2000 образцам). Таким образом, по содержанию ОВ верхнеюрско-нижнемеловые породы Западной Сибири автором с некоторой долей условности поделены на две преобладающие группы: 1) с Сорг до 1,5-2% и 2) с Сорг более 2,5%, отнесенные к черным сланцам.

К волжскому веку обширный эпиконтинентальный бассейн достиг огромной (до 2 млн. кв. км) площади водного зеркала, что в значительной степени отдалило преобладающие источники терригенного сноса [Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986, Шурыгин и др., 2000; Захаров, 2006, Конторович и др., 2013]. По этой причине в центральной области бассейна отложения формировались с заметным участием биогенной седиментации. Преобладающие биогенные компоненты – это остатки радиолярий, примитивных фотосинтезирующих одноклеточных, известкового нанопланктона [Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Маринов и др., 2009; Важенина, 2010; Панченко и др., 2015а]. Данное региональное событие наиболее ярко проявилось во время становления преимущественно сапропелево-кремнистого осадконакопления, отраженного в нефтеносных баженовской свите и нижнетутлеймской подсвите (нижневолжский подъярус – нижний валанжин). Эти отложения формировались без существенного влияния локальных факторов, т.к. занимали центральную область бассейна (рис. 2.1) и подчинялись, прежде всего, региональным и зло

реакция на которые проявилась, в том числе, в биосообществах. В ответ на глобальные и региональные перестройки в этих черных сланцах на огромной площади сформировались пачки с выдержанными литологическими, палеонтологическими и геохимическими признаками [Панченко, 2021]. Отчетливость и высокая контрастность этих признаков характерна для центральной области морского бассейна – там, где минимально влияние локальных факторов, связанных с источниками сноса. С переходом в мелководно-морские обстановки четкость обособления уровней с индикаторными признаками теряется.



Рис. 2.1. Палеогеографическая схема для поздней юры (по [Конторович и др., 2013], с изменениями) с распространением черносланцевых отложений и контуром территории детальных исследований.

Условные обозначения к рис. 2.1:

1-6 – области на палеогеографической схеме: 1 – море глубокое, 200-400 м; 2–4 – море мелкое, глубиной 100-200 м (2), 25-100 м (3); менее 25 м (4); 5 – равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем; 6 – суша; 7 – область максимального охвата черносланцевой седиментации (баженовская свита вместе с нижнетутлеймской подсвитой); 8 – потенциальные источники локального терригенного сноса: а – Шаимский, b – Старосолдатский, с – Демьянский мегавалы (названия структур по [Тектоническая..., 1998]); 9 – расположение изученных скважин; 10 – контур детально изученной территории.

За длительный период своего формирования (около 10 млн лет) верхнеюрсконижнемеловые черные сланцы накопили огромные массы органического вещества. Так была сформирована одна из крупнейших в мире нефтегазоматеринских толщ, ядром которой выступает наиболее насыщенная ОВ и УВ баженовская свита. Количество заключенного в ней ОВ и потенциал генерирования УВ чрезвычайно велики, именно поэтому большинством исследователей она рассматривается как основная нефтегазоматеринская толща Западной Сибири [Ulmishek, 2003; Vyssotski et. al., 2006; Захаров, 2006; Конторович и др., 2013, 2016].

Изучаемые черные сланцы формировались очень медленными темпами. Средние скорости седиментации могут быть оценены в пределах от 3 до 10 мм в тыс. лет. Однако в относительно кратковременные периоды осадок накапливался существенно быстрее. Отдельные такие эпизоды связываются с созданием благоприятных условий для вспышки развития радиоляриевых сообществ, и накоплением преимущественно биогенных илов практически лишенных примеси терригенного осадка. Формировались радиоляриты с высокоемким пустотным пространством, которые в процессах диа-катагенеза становились коллекторами углеводородов [Коровина, 2005; Балушкина, 2011; Немова, 2012a,b; 2021; Балушкина и др., 2013; Немова и др., 2017; Немова, Панченко, 2017а,b].

Сочетание нефтематеринских и коллекторских свойств сделали эту толщу одной из самых изучаемых в России на протяжении последних 60 лет. Кроме того, как это часто свойственно черным сланцам и конденсированным разрезам, она содержит колоссальный объем историко-геологической информации [Барабошкин, 2009], поэтому является постоянным источником новых открытий. Так, в ней описываются специфические тафономические ассоциации, палеоэкологическая интерпретация которых весьма неоднозначна [Булынникова и др., 1976; Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Маринов и др., 2006], что вызывает дискуссии на тему палеогеографических условий и, в частности, глубин соответствующего морского палеобассейна [Булынникова и др., 1976; Объяснительная..., 1976; Филина и др., 1984; Бочкарев, Федоров, 1985; Захаров, 2006, 2016; Фомичев, 2006; Волков, 2014; Конторович и др., 2013; Иванов и др., 2019]. Обогащенность многими химическими элементами делает этот объект интересным для геохимиков и минералогов, однако геохимическая интерпретация также нетривиальна и оставляет открытыми ряд

вопросов [Юдович, Кетрис, 1988; Зубков, 2001, 2019; Захаров и др., 2006; Занин и др., 2011; Рихванов и др., 2015, 2019; Бычков и др., 2016; Иванов и др., 2019; Эдер и др., 2019; Панченко и др., 2020]. Специфические геохимические условия создали благоприятную среду для хорошей сохранности некоторых палеонтологических групп, например, беззамковых брахипод и крючьев теутид – Onychites, что позволяет описывать новые виды и особенности строения некоторых таксонов в деталях [Смирнова и др., 2015, 2017]. Кроме того, при изучении керна хорошего качества в последнее десятилетие были обнаружены темпеститы [Щепетова и др., 2015], туфовые и туффитовые прослои [Панченко и др., 2015 a,b; Булатов и др., 2017], контуриты и связанные с ними подводные размывы [Панченко, Немова, 2017], альгинитовые слойки [Bulatov et. al., 2021], кальцисферы [Вишневская и др., 2020] и вероятно, этот список будет пополняться. Вполне вероятно, что в этих разрезах будет обнаружена иридиевая аномалия, связанная с импактным событием Мьёльнир (142 млн лет) в ЮЗ части Баренцева моря, найденная на п-ве Нордвик в одновозрастных фациях [Захаров и др., 1993]. Напоследок стоит отметить, что в данной черносланцевой толще запечатлена граница юры и мела в бореальной последовательности, что делает этот объект ценным для стратиграфических исследований самого разного направления [Rogov et al., 2020].

Территория исследований, выбранная лля диссертационного исследования, характеризует центральную часть Западной Сибири (рис. 2.1, 2.2). В поздней юре и раннем мелу здесь преимущественно была развита область пелагической седиментации с минимальными поступлениями терригенного материала с суши. Преобладал конденсированный, некомпенсированный резко режим осадконакопления с концентрированием больших объемов органического вещества, химических элементов и биогенных скелетных остатков.

В административном плане территория исследований расположена в Ханты-Мансийском автономном округе – Югре, южной части Ямало-Ненецкого автономного округа, северо-западной части Томской области и захватывает северные части Тюменской и Омской областей (рис.2.2).

Тектоническое строение связано с блоками гетерогенного фундамента герцинского и каледонского заложения. На территории исследований породы фундамента представлены метаморфическими сланцами, базальтоидами и гранитоидами каледонского этажа и вулканитами, карбонатами, терригенно-карбонатными и терригенными комплексами девона-карбона, гранитоидами карбона и перми (герциниды). Промежуточный этаж, залегающий преимущественно в грабенообразных структурах, здесь представлен преимущественно пермско-триасовыми вулканитами, с подчиненным количеством терригенных комплексов



среднего и верхнего триаса [Геологическая..., 1990; Альмухамедов и др., 2000; Казаков и др., 2002; Решения..., 2004; Vyssotski et. al., 2006; Государственная..., 2009].

Рис. 2.2. Территория детальных исследований с расположением изученных скважин с керном (315 скв.). Названия структур по [Тектоническая..., 1998].

1 – скважины и их условный номер; 2 – линии сопоставления разрезов, приводимые в работе; 3 – города. Другие условные обозначения см. на рис. 2.1.

Согласно актуальным решениям и постановлениям МСК на территории исследований применяется для верхней юры И нижнего мела разное структурно-фациальное районирование (рис. 2.3). С практической точки зрения это создает трудности в восприятии стратиграфии объекта исследований. При рассмотрении верхнеюрской части изучаемых черных сланцев следует опираться на региональные стратиграфические схемы для келловея - титона (до волжского региояруса включительно, то есть до низов берриаса) [Решения..., 2004], а для нижнемеловой части стоит обращаться к корреляционным схемам неокома, для которых пояснительная записка в свое время так и не была опубликована [Постановления..., 2006]. Уместно тут упомянуть и про сложившийся «кризис стратиграфии» нижнего мела Западной Сибири ввиду обилия выделенных свит и горизонтов, использование на практике которых иногда неудобно, а часто – невозможно [Карагодин, 2006].



Рис. 2.3. Региональная стратиграфическая схема верхнеюрских - нижнемеловых отложений, фрагмент для центральной части Западной Сибири. Составлена по [Решения..., 2004; Постановления..., 2006].

Территория исследований приходится на Казым-Кондинский, Фроловско-Тамбейский, Пурпейско-Васюганский, Сильгинский, Ажарминский и Тазо-Хетский структурно-фациальные районы верхней юры. Для неокома эта область соответствует Фроловскому, Приобско-Надымскому, Сургутскому, Нижневартовскому, Вэнгапурскому, Александровскому, Рявкино-Васюганскому, Ларьякскому, Ямало-Гыданскому, Уренгойско-Пурпейскому и Тазовскому районам.

Верхнеюрско-нижнемеловые черные сланцы на территории работ присутствуют в георгиевском, баженовском, куломзинском, тарском и аганском горизонтах [Решения..., 2004, Постановления..., 2006] и представлены <u>баженовской</u> и <u>тутлеймской</u> свитами в их полном объеме и частично <u>фроловской</u> (битуминозные слои в ее нижних 5-10 м), <u>абалакской</u> и <u>георгиевской</u> (верхние слои, обогащенные OB) свитами. Преимущественно

черносланцевые отложения подстилаются, перекрываются и латерально замещаются сероцветными глинами (рис. 2.4). Соответствующие контакты и переходы нередко бывают постепенными и растянутыми, поэтому границы черносланцевой толщи в литологическом выражении могут быть нечеткими, при этом вещественные границы без труда определяются при использовании комплекса методов (каротаж, геохимия и пр.).



Рис. 2.4. Стратиграфические и фациальные границы объекта исследования. Красной линией проведено разграничение сероцветных и черносланцевых фаций.

Возраст приведен по:

- * Geologic Time Scale, 2020 [Gale et al., 2020; Hesselbo et al., 2020],
- ** [Lena et al., 2019],
- *** [Rogov et al., 2023].

По латерали черносланцевые отложения замещаются <u>мулымьинской</u> на западе (в Казым-Кондинском структурно-фациальном районе) и <u>марьяновской</u> на юге (в Тебисском районе) и востоке, (в Ажарминском) свитами. На северо-востоке, в Тазо-Хетском структурно-фациальном районе, насыщенность органическим веществом постепенно теряется в сложном и неоднородном (плохо изученном) фациальном переходе из баженовской свиты в яновстанскую [Шурыгин и др., 2000].

Как уже неоднократно было сказано выше, наиболее представительным элементом черносланцевой толщи является карбонатно-глинисто-силицитовая баженовская свита J₃–K₁*bż* (возраст J₃v₁₋₂–K₁v₁), покрывающая большую часть черносланцевого бассейна (рис. 2.2, 2.4). На западе она переходит в нижнетутлеймскую подсвиту J₃–K₁*tt*₁ (возраст J₃v₁₋₂–K₁v₁), фациальное выражение которой практически идентичное (рис. 2.4). Оба этих подразделения входят в состав <u>баженовского горизонта</u> (рис. 2.5). Ниже этих подразделений залегают преимущественно глинистые абалакская (западная часть территории) и георгиевская свиты (центральный и восточный районы) <u>георгиевского горизонта</u> (рис. 2.6).

<u>Абалакская свита</u> J₂₋₃*ab* (возраст J₂k-J₃v₁) является переходным звеном от континентальных и мелководно-морских терригенных тюменских отложений к сравнительно глубоководным черносланцевым кремнистым. Начиная с кимериджа, концентрирует повышенные объемы OB, доходя до развития черных сланцев в верхних слоях.

<u>Георгиевская свита</u> J₃g (возраст J₃o₃-v₁) практически повсеместно обогащена OB, однако ее распространение и мощность носит «пятнистый» характер. Она является фациальным аналогом верхов абалакской свиты, насыщенных OB [Геологическая..., 1990].

В западных районах черносланцевый разрез надстраивается нижневаланжинскими отложениями: <u>верхнетутлеймской подсвитой</u> (на самом западе) и <u>«битуминозными слоями»</u> <u>фроловской свиты</u> (восточнее) куломзинского, тарского и частично аганского горизонтов [Постановления..., 2006].

Таким образом, в западной части изученной территории достигается наибольший стратиграфический объем черных сланцев: от киммериджа до нижнего валанжина (до зоны N. klimovskensis), а в самых восточных областях их объем существенно меньше, сужаясь до интервала от средневолжского подъяруса (начиная с зоны D. maximus) до рязанского яруса (H. kochi).



Рис. 2.5. Схема фациально-стратиграфического районирования баженовского горизонта из работы [Конторович и др., 2017]. Черным квадратом отмечена область детальных исследований.



Рис. 2.6. Схема фациально-стратиграфического районирования васюганского и георгиевского горизонтов из работы [Конторович и др., 2017]. Черным квадратом отмечена область детальных исследований.

ГЛАВА 3. ДЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ТОЛЩИ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Стратиграфическое изучение черносланцевого разреза производилось комплексно, с детальным анализом литологических, палеонтологических и геохимических признаков, с учетом данных геофизического каротажа. Рассмотрим подробнее эти признаки ниже.

3.1. ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Изучаемая черносланцевая толща – это геометрически единое тело на стыке баженовской, тутлеймской, абалакской, георгиевской и фроловской свит (рис. 2.4). Именно это обстоятельство – развитие черных сланцев в пограничных интервалах стратиграфически разных единиц – вызывает многочисленные путаницы с определением границ верхнеюрских и нижнемеловых свит в Западной Сибири [Шурыгин и др., 2000; Панченко, 2020a,b]. Во многом это связано с тем, что визуально породы этой толщи – темные, монотонные однообразные (рис. 3.1.2 А), но это только на первый взгляд (рис. 3.1.2 Б). Безусловно, эти породы «неудобны» для исключительно только литологического изучения, т.к. признаки вещественного и компонентного различия в них трудноуловимы глазом. С применением комплекса данных – геохимических, палеонтологических, каротажных и других, стратификация этой толщи показывает сравнительно высокую дифференцированность в составе и строении [Панченко и др., 2015а, 2016, 2021]. Ниже приводятся краткие литологические и литолого-стратиграфические характеристики подразделений, слагающих изучаемую черносланцевую толщу, однако все они были получены в ходе выполнения именно комплексных работ.



Рис. 3.1.1. Характер визуального выражения границ свит в керне изучаемой черносланцевой толщи.



Рис. 3.1.2. Фрагмент изучаемой черносланцевой толщи: вид в керне. Баженовская свита. А – дневной свет, Б – ультрафиолет (УФ). В УФ видны нефтенасыщенные участки (зеленоватая люминесценция) и измененные пепловые туфы (ярко желтые в УФ прослои). Длина линейки 1 м.

Методика описания пород в керне

При работе с керном и перед началом его литологического описания документировалось его общее состояние: сохранность и целостность, величина фактического выноса (фактического присутствия керна в ящиках), диаметр. Производился анализ достоверности и представительности керна: его соответствие первичным фотографиям, проверялись сходимости стыков соседних кусков керна (по поверхностям напластования) и соответствие выложенных этикеток керна по коробкам и ящикам, в которых он хранился.

Литологическое макроскопическое описание керна проводилось с максимальной детализацией слоев. Документация признаков велась преимущественно в формате таблицы. Описание разреза было структурировано по следующим пунктам.

1) Номер слоя, интервал глубин по данным бурения (без увязки с ГИС), мощность.

2) <u>Подошва слоя, характер границы.</u> Отмечается принцип определения границ данного слоя, описывается их выражение на керне, т.к. это важный параметр для седиментологических реконструкций, стратиграфии и корреляции.

3) <u>Характеристика слоя</u>: указывается, какими породами и в каком их соотношении сложен слой (характер переслаивания), их состав, признаки УВ, особенности залегания отложений, крепость, однородность слоя и его основных характеристик. Также в этом пункте отмечаются все те его особенности, которые позволяют обособить этот слой от соседних: характер включений и частота их встречаемости, отражение наложенных процессов (карбонатизации, пиритизации и пр.), характер трещиноватости и пр.

4) <u>Цвет:</u> выносится отдельным пунктом, для удобства сопоставления данного параметра с соседними слоями. Цвет и его оттенок – важный признак, отражающий содержание OB, глинистой и карбонатной компонент.

5) Текстура: описываются особенности и закономерности залегания слойков.

6) <u>Структура.</u> В описываемых черных сланцах этот признак многообразием не отличается, однако, это важный критерий для связи с пустотным пространством пород. Большая зернистость может коррелироваться с наличием пустотного пространства.

7) <u>Реакция с HCl:</u> определяется интенсивность (слабая – умеренная – бурная) и быстродействие (мгновенная, с отсрочкой по времени) реакции с раствором (5%) соляной кислоты. По результату предварительно оценивается содержание карбоната в породе.

8) <u>Трещиноватость</u>: отмечаются визуально диагностируемые трещины, количество, ориентировка, их частота встречаемости, возможная кинематика и генезис (естественные – образованные в пласте, или техногенные). Последнее – определяется по минеральным новообразованиям, либо следам выщелачивания на поверхностях трещин: вторичных изменений не будет на трещинах, образованных при бурении и подъеме керна. При этом трещиноватость любой природы является дополнительным косвенным признаком механико-прочностных (деформационных или вязкоупругих) свойств пород, а значит и минерального состава. Например, большей хрупкостью обладают радиоляриты с минимальным содержанием глинистой примеси, что позволяет их лучше распознавать в керне, в том числе на фотографиях: по субвертикальным и косым трещинкам, которых нет в выше- и нижележащих более глинистых слойках.

9) Боковая поверхность керна (ровность, кавернозность, зазубренность): определяется по стенке керна («горбушке»), которая может быть, как ровной, так и с зазубренностью и кавернозностью. Это еще один дополнительный признак для качественной и относительной оценки механических свойств пород в связи с их составом, в первую очередь, контрастности механико-прочностных свойств соседних слоев. Также данный параметр позволяет проводить сопоставление данных керна и каверномера: слои и пачки с неровной или сыпучей боковой поверхностью могут быть прослежены по кривой изменения диаметра скважины и проинтерпретированы в интервалах отсутствия керна.

10) <u>Поверхности напластования</u> или характер плитчатости, косвенно характеризуют текстурные и механико-прочностные свойства керна, отраженные в способностях раскалываться на плитки, ровные или в разной степени неровные. Изучаемые черные сланцы часто хорошо раскалываются вдоль слоистости (отчасти поэтому и называются «сланцами»). Лучше всего распадаются на плитки относительно прочные породы (а это силициты и карбонаты) с горизонтальной слоистостью. Не образуют плитки массивные породы, а у непрочных пород плитки сильно крошатся, что хорошо коррелируется с высокой глинистостью. Таким образом, из этого пункта могут быть получены суждения о текстурных особенностях породы (там, где это трудно оценить визуально из-за состояния керна), и о хрупкости, либо подверженности растрескиванию в процессе бурения, что, в свою очередь указывает на минерально-компонентный состав.

11) <u>Фоссилии:</u> отмечаются находки макрофауны: аммонитов, белемнитов, ихтиодетрит, двустворки, брахиоподы и прочее. Фиксируется количественное содержание остатков, таксономические ассоциации.

12) <u>Биотурбации.</u> Указываются признаки биотурбации (специфическая линзовидность породы, нарушение седиментационной текстуры и пр.). В случае обнаружения ихнофоссилий – их размер, форма, характер заполнения ходов, количество на поверхность напластования, предполагаемая диагностика. По пятибалльной шкале оценивается интенсивность биотурбации (рис. 3.1.3).



Рис. 3.1.3. Палетка для определения индекса биотурбации, использованная в работе. Подготовлена Е.Ю. Барабошкиным по материалам [Droser, Bottjer, 1986; Miller, Smail, 1997].

Все особенности пород и включений документируются с сантиметровой привязкой относительно интервалов отбора керна и / или границ слоев и фотографируются. По результатам описания керна производится отбор образцов на дополнительные исследования.

Методика попутного определения химического состава пород

Вместе с описаниями керна производились попутные определения химического состава портативными рентгенофлуоресцентными (XRF) анализаторами. Состав определялся непосредственно на поверхностях керна, без его разрушения и пробоподготовки, по методике, апробированной на керне нескольких сотен скважин. Более подробно процедура описана в запатентованном способе [Панченко и др., 2021р].

Использовались XRF анализаторы серий X-Met 7500 и X-Met 8000 производства Oxford Instruments и Hitachi. На сегодняшний день технические возможности определения элементов этими анализаторами сводятся к весьма широкому перечню: Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, Ce, W, Pb, Th, U. Корректность определения портативными анализаторами элементов из этого длинного перечня прошла проверку в специализированных лабораториях (ИГЕМ РАН, ВИМС, ИПТМ РАН), где выполнялись исследования методами XRF и ICP-MS [Куликов и др., 2023] (рис. 3.1.4).



Рис. 3.1.4. Сопоставление результатов портативного XRF анализатора с лабораторными данными по некоторым элементам.

Область, в которой определяется содержание химических элементов применяемыми анализаторами, имеет размер около 8х10 мм, поэтому на керне точки для определения состава выбирались с визуальным учетом неоднородности породы. Шаг таких точек определялся однородностью текущего слоя: в однородной породе через 20-30 см, в неоднородных интервалах – через 5-15 см и, при необходимости, чаще. Средний шаг точек определений химического состава по изученным разрезам составил 10-25 см. Таким образом,

в процессе выполнения макроскопического литологического описания керна были получены еще и данные о вещественном составе, причем с высоким разрешением. Эти данные позволили значительно повысить детальность и достоверность литологических наблюдений, а, кроме того, дать количественную оценку компонентам пород (см. гл. 3.4).

Методика систематизации пород

Названия пород уточнялись по результатам описания шлифов и на основе данных лабораторных исследований <u>рентгенофлуоресцентным</u> (в ИГЕМ РАН), <u>рентгенодифракционным</u> (в ГИН РАН, ВНИГНИ, НАЦ РН им. В.И. Шпильмана) и <u>пиролитическим</u> (Rock-Eval в лабораториях ВНИГНИ, МГУ им. М.В. Ломоносова, СКОЛТЕХ, ТомскНИПИнефть) методами. В дополнение к этому, ключевые и наиболее сложноустроенные породы анализировались посредством ICP-MS (исследовались в МГУ им. М.В. Ломоносова и ИПТМ РАН) и растровой электронной микроскопии с зондовой приставкой (выполнялась в Институт географии РАН).

Верхнеюрско-нижнемеловая черносланцевая толща представлена породами, для которых характерен многокомпонентный состав. Породообразующими компонентами служат: глины, кремнезем (биогенный и вторичноразвитый), кальцит, доломит, пирит, алевритовый терригенный материал, биокласты, ОВ. Соотношение этих компонентов может быть самым разным, вплоть до равнозначного в едином образце. Для пород баженовской и тутлеймской свит характерны составы, в которых ни один из компонентов не достигает 50% (если учитывать ОВ как компонент породы). Кроме того, преобладание какого-либо компонента может кардинально меняться в слойках, чередующихся через 2-6 мм (!). Отсюда вытекают сложности в классификации таких пород, что порождает многообразие литологической систематизации [Дорофеева и др., 1983; Коровина и др., 2001; Коровина, 2005; Балушкина, 2011; Немова, 2012а,b; 2021; Конторович и др., 2016; Эдер, 2021].

В своей работе автор использует названия пород, исходя из преобладающего компонента, что близко к терминологии В.Д. Немовой [Немова, 2021]. При этом акцент ставился не на петрографическое описание, а на минерально-компонентную модель, рассчитанную по комплексу результатов лабораторных методов (в том числе петрографии) [Панченко и др., 2021р; Куликов и др., 2023]. Минерально-компонентная модель наиболее объективно отражает (численно в таблицах и наглядно на графиках) соотношение породообразующих компонентов и примесей (см. приложение 1), что позволяет добиться унификации литостратиграфическом расчленении при частично уйти И от терминологических споров.
Особенности литологического строения и состава верхнеюрских и нижнемеловых свит и толщ, содержащих черные сланцы

Абалакская свита J2-3*ab* (возраст J2k-J3v1) представлена серыми и темно-серыми до черных глинами и аргиллитоподобными глинами, в том числе глинисто-карбонатными и алевро-глинистыми, реже, алевритовыми (глинисто-алевритовыми) отложениями. Содержит конкреционные и линзовидные пиритовые образования, карбонатные линзы, конкреции и септарии. В свите присутствуют прослои глин, насыщенных глауконитом, один из них, как правило, встречается в верхней части свиты. Отмечаются разновеликие фосфоритовые конкреции. Характерно повсеместное присутствие следов биотурбации. Интенсивность ее различна, наибольшая отмечается в глауконитовых и карбонатных глинистых породах верхней части свиты. Судя по всему, к времени формирования указанного интервала скорости седиментации достигали наименьших величин. Вероятно, наиболее интенсивная биотурбация приурочена к перерывам в осадконакоплении.

Повсеместно в абалакской свите достаточно многочисленна и разнообразна морская фауна, часто отмечаются мелководно-морские двустворки, белемниты, аммониты, беззамковые брахиоподы.

Снизу вверх по разрезу свиты постепенно сокращается размер и количество терригенного материала, и, вместе с этим, увеличивается кремнистость и содержание OB [М.Е. Смирнова и др., 2016, 2017]. Самые верхние слои свиты, обособливаемые в отдельную пачку, уже существенно углеродистые и кремнистые, вплоть до радиоляритов. С этого интервала разреза и начинается этап кремненакопления в восстановительных условиях, пик которого приходится на баженовское время.

В средней и верхней части абалакской свиты обычно встречаются септарии и линзовидные прослои трещиноватых И брекчированных карбонатов. Мощность, стратиграфическая приуроченность и частота таких прослоев от разреза к разрезу крайне непостоянна. Природа этих карбонатов дискуссионна и связывается с тектонической или гидротермальной природой, либо с развитием карбонатных корок, которые при падении уровня моря претерпевали разрушение [Зубков, 2001, 2019; Балушкина и др., 2013; Бумагина и др., 2018; Потапова и др., 2019; Латыпова и др., 2021]. Обломки брекчий, как правило, сложены микритовым известняком или мелкозернистым доломитом и обычно лишены фаунистических остатков. В единичных случаях В них попадаются сильно перекристаллизованные ростры белемнитов и остатки фораминифер (?), иногда отмечаются следы биотурбации карбонатной массы. Пространство между обломками заполнено кальцитом. Граничащие с прослоями брекчий пачки глин нередко раздроблены и несут многочисленные зеркала скольжения, образованные либо при тектоническом воздействии,

либо в ходе процессов литификационного уплотнения, когда на границах пород с разной плотностью и реологией могло происходить скольжение.

Наиболее часто эти карбонатные прослои встречаются в средней и верхней частях абалакской свиты. Самые верхние карбонатные линзы и пласты отмечаются ниже появления черносланцевых фаций в верхах абалакской свиты. Поэтому распространенное мнение, что эти карбонаты занимают пограничное между абалакской и баженовской свитами положение, не совсем корректно. Вероятно, эти карбонаты могут быть связаны с этапом обмеления моря [Потапова и др., 2019; Латыпова и др., 2021 и, тем самым, интервал их развития можно соотнести с межугольной пачкой васюганской свиты. Таким образом, уровень с карбонатными линзами и конкрециями служит реперным и предшествует этапу черносланцевой седиментации.

По направленному изменению в разрезе свиты преобладающих компонент в ее строении выделено 5 пачек (снизу вверх):

1. <u>Пахомовская</u> – регионально выделяемая пачка в подошве абалакской и васюганской свит, сложенная перемытыми отложениями нижележащей тюменской свиты [Шурыгин и др., 2000; Решения..., 2004], иногда обогащенная глауконитом, железистыми и сидеритовыми конкрециями с оолитами, в разной степени насыщенная обломками ростров белемнитов и (реже) двустворок.

2. <u>Алевро-глинистая</u>, представленная темно-серыми и черными глинами аргиллитоподобными, преимущественно ровноплитчатыми, с характерным присутствием слюдистых чешуек и алеврита, с биотурбациями *Taenidium* и *Pilichnus*, ходы которых выполнены пиритом, разнообразными мелкими (до 1-2 см) двустворками, рострами белемнитов, редкими аммонитами.

3. Глинистая, сложенная вариативными составу по глинами, серыми, биотурбитовыми, сыпучими, часто карбонатистыми, кремнистыми, в отдельных прослоях с глауконитом. Сравнительно хорошо различима алевритовая и слюдистая примесь, количество которых непостоянно. Характерны разновеликие конкреции карбонатных пород – чаще всего известняков, реже известняков доломитистых и доломитовых, иногда обогащенные кутнагоритом (?) или другим марганцевым карбонатом. Вместе с карбонатами могут быть развиты фосфориты, и те, и другие тяготеют к горизонтам с интенсивной биотурбацией и хорошо различимыми ходами илоедов *Phycosiphon*, либо *Chondrites*. Многочисленные двустворки и ростры белемнитов, редкие лингулы, аммониты.

4. <u>Карбонатная</u>, представленная глинами серыми биотурбитовыми, в разной мере карбонатными и кремнистыми, сыпучими и крепкими, в отдельных прослоях с глауконитом. В этой пачке развиты относительно крупные (до 0,5 – 1 м) доломитово-известковые

конкреции с зональным строением, септарии и линзы карбонатных брекчий. Алевритовой примеси заметно меньше, чем в нижележащей пачке. Отмечаются пиритовые линзы и прослои. Встречаются двустворки, среди которых преобладают бухии и нукуломы, мелкие (до 5 мм) брахиоподы - лингулы и дисциниды, редкие аммониты, многочисленные ростры белемнитов. Ихнофоссилии: *Chondrites, Pilichnus,* реже *Phycosiphon, Taenidium*.

5. <u>Черносланцевая</u>, обозначенная в настоящей работе индексом А0. Пачка сложена тонкоотмученными глинами кремневыми и кремнистыми, темно-серыми вплоть до черных. Породы как правило с отчетливой плитчатостью. Карбонатность, алевритовая примесь и двустворки не характерны и практически не встречаются. Отмечаются лингулы и дисциниды, редкие белемниты. Породы обогащены OB, насыщенность которого плавно меняется по разрезу, иногда с ритмичностью. Присутствуют разновеликие пиритовые линзы. Подошва и кровля пачки могут подчеркиваться горизонтами с глауконитом, фосфоритом, пиритом и многочисленными биотурбациями *Chondrites* и *Pilichnus*.

<u>Георгиевская свита</u> J₃g (возраст J₃₀₃-v₁) представлена преимущественно серыми и темно-серыми глинами аргиллитоподобными неравномерно кремнистыми, местами слабо углеродистыми с непостоянной примесью глауконита. Характерно присутствие карбонатных конкреций – известняков, неоднородно доломитизированных, а также сидеритовофосфатных конкреционных образований. Породы насыщены микрофауной (фораминиферы и редкие радиолярии), среди макрофауны достаточно характерны белемниты и остатки рыб, реже – крючки и крючья *Onychites* sp., беззамковые брахиоподы *Lingularia Smirnovae* и *Discinisca* sp., единичные *Buchia* sp. Свита формировалась при интенсивной конденсации при частых размывах и периодов ненакоплениях осадка. Наблюдаются сокращения темпов седиментации, маркируемые биотурбитовыми простоями с *Chondrites* isp. и *Phicosiphon* isp.

Георгиевская свита в рамках настоящей работы подразделяется на три пачки.

Нижняя выделена в объеме <u>барабинской пачки</u> – песчаники и алевролиты зеленоватосерые биотурбитовые, с аутигенным глауконитом, пиритом, сидеритово-фосфатными конкрециями и рострами белемнитов. Мощность – до 0,5 м.

Вторая пачка – <u>кремнисто-глинистая</u>, слагающая основной объем свиты – представлена глинами кремнистыми аргиллитоподобными серыми и темно-серыми, биотурбитовыми, в нижней части – со значительной примесью глауконита (до 30%), количество которого вверх по разрезу существенно сокращается. Вверх по разрезу также появляются и растут кремнистая и углеродистая составляющие, вплоть до появления углеродистых силицитов глинистых. В пачке спорадически встречаются небольшие (первые см – до 10-15 см) карбонатные конкреции, лингулы, дисциниды, ростры белемнитов,

ихнофоссилии *Chondrites* и *Pilichnus*. Мощность – от первых десятков сантиметров до первых метров, достигая 5-10 м и больше [Шурыгин и др., 2000; Решения..., 2004].

Самые верхи георгиевской свиты могут быть существенно обогащены биогенным кремнеземом и сапропелевым органическим веществом, данный интервал выделен в верхнюю, третью пачку – <u>черносланцевую</u>. Она представлена темно-серыми и черными аргиллитоподобными глинами высококремнистыми до силицитов, местами слабо биотурбированными с линзами и тонкими (первые мм) прослойками пирита. Как и в нижележащей пачке, здесь характерны биотурбации *Chondrites* и *Pilichnus*, редкие лингулы и дисциниды. Данная пачка сопоставляется с одноименной пачкой в абалакской свите.

Баженовская свита J3-K1bż и нижнетутлеймская подсвита J3-K1tt1 (возраст J3V1-2- K_1v_1) высоким контрастно выделяются аномально содержанием сапропелевого органического вещества, высоким содержанием биогенного кремнезема, повышенной радиоактивностью. Главная особенность геохимической характеристики кроется в высоких содержаниях органического углерода (Сорг от 1-2 до 30%) и ряда биофильных элементов (Р, S, Fe, Mg, Cu, Zn, Si, Mo, Cl, V и др.). Соотношение Fe/S близко к 1, что связано с приуроченностью преобладающей массы железа и серы к пириту (отношение Fe/S=0.9), дефицитом терригенного материала. Кроме того, баженовский интервал выделяют низкие отношения Al/Si и K/Si, что соответствует малому количеству полевошпатных и глинистых частиц в биогенном кремнистом разрезе.

Палеонтологическая характеристика достаточно специфична: малое виловое разнообразие, практически полное отсутствие инфауны, угнетенный бентос, доминирование пелагических форм (рыбы, головоногие, радиолярии, кокколитофориды). Встречаются аммониты, кости рыб, крючки онихитес, бухии, иноцерамы, реже белемниты, лиостреи, эквипектены. В нижней части свиты повсеместно много радиолярий, т.к. они являлись олними ИЗ основных поставщиков осадочного материала, В верхних частях породообразующую роль играют, в том числе, кокколитофориды (в отдельных пачках).

Выделяют «нормальные» или «классические» и «аномальные» разрезы баженовской свиты [Брадучан и др., 1986, 2005; Нежданов, 2017; Гришкевич и др., 2017; Фокин и др., 2023; и многие другие]. В последних наблюдаются хаотично развитые песчано-глинистоалевритовые тела с неседиментационными контактами – резкими, притом неэрозионной природы, иногда с образованием зеркал скольжения [Панченко и др., 2020]. Их состав отвечает вышележащему ачимовскому терригенному комплексу [Брадучан и др., 2005; Нежданов, 2017; Панченко и др., 2020b; Фокин и др., 2023], а образование связывается с постседиментационным внедрением в слабо литифицированные черносланцевые отложения [Брадучан и др., 2005; Гришкевич и др., 2017; Панченко и др., 2020b; Смирнова и др., 2021; Фокин и др., 2023]. В подтверждение этой концепции были получены результаты надежного биостратиграфического датирования: палинологическими методами в этих терригенных телах повсеместно датируется валанжин [Панченко и др., 2020b].

В мезо-масштабе – в керне скважин – видно, что такие песчано-глинисто-терригенные разности чаще всего выполняют нептунические дайки, пронизывающие породу по ослабленным зонам – трещинкам, ориентированным косо- или субвертикально слоистости, и еще чаще – вдоль напластования, расклинивая «сланцеватую» породу по слоистости (рис. 3.1.5-3.1.7). В последнем случае такие терригенные разности выглядят как прослои (рис. 3.1.6), поэтому на фотографиях керна скважин их легко принять за прослои синседиментационного происхождения. Возможно, именно поэтому существуют взгляды на седиментационное происхождение контрастных алевро-песчаных прослоев и пластов в баженовской свите.



Рис. 3.1.5. Вид в керне аномальных терригенных прослоев и пачек (светлые разности) на контакте <u>георгиевской</u> (черные аргиллитоподобные глины ниже (левее) мощного пласта песчаников) и <u>баженовской</u> свит (более крепкие и толстоплитчатые разности выше (правее) терригенных прослоев). Северное окончание Сургутского свода, Имилорское м-е.

Такие же аномальные терригенные тела, с полностью аналогичной характеристикой состава и контактов, встречены в ближайшем фациальном аналоге – в нижнетутлеймской подсвите, а также в георгиевской свите (многочисленные разрезы на обрамлении

Сургутского свода) и в черносланцевых интервалах абалакской и фроловской (ЮЗ Фроловской магавпадины).



Рис. 3.1.6. Вид в керне терригенных нептунических даек (светло-серые разности) в черных сланцах, которые выглядят как прослои аномального состава. Баженовская свита.



Рис. 3.1.7. Многообразие терригенных нептунических даек (светло-серые разности) в изученных черносланцевых разрезах.

Таким образом, можно заключить, что <u>эти аномальные терригенные тела афациальны</u> <u>и астратиграфичны:</u> присутствуют в разных пачках и свитах черносланцевого разреза и ассоциируют со всеми возможными литотипами, без привязки к обстановкам или возрасту. Их формирование связано с процессами, происходившими после формирования черносланцевой толщи, поэтому детальное внимание им в работе уделяться не будет. Хотя стоит отметить, что сама природа возникновения этих нептунических даек, безусловно, связывается с вещественными особенностями черносланцевой толщи. Вероятнее всего, из-за обилия содержащегося ОВ, литификация этих отложений происходила существенно медленнее, чем у окружающих осадочных комплексов, что порождало контрастность плотности и вязко-упругих свойств в литогенезе верхнеюрско-нижнемелового интервала. От этого на территориях с дифференцированным структурным планом (крупные перегибы на границе сводов и впадин) возникало перераспределение и течение осадочного материала в постседиментационных процессах.

Мощность «нормальных» или «неаномальных» разрезов баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты в изученном районе в среднем составляет 25-40 м. Наименьшие мощности достигаются на структурах поднятий, наибольшие – в седловинах, между дифференцированными поднятиями.

Баженовская свита и нижнетутлеймская подсвита по единому принципу расчленены на 2 толщи, в каждой из которых может быть выделено несколько пачек. Граница толщ отчетливо выражена в смене радиоактивных свойств углеродистых отложений [Балушкина, 2011; Панченко и др., 2016]. Нижняя толща имеет преимущественно высокие показатели нейтронного каротажа и относительно низкие значения гамма-метода, верхняя толща – наоборот. Таким образом, граница толщ проводится по инверсии значений указанных кривых.

Нижняя толща сложена преимущественно глинисто-кремнистыми углеродистыми отложениями, в которых преобладает биогенный кремнезем радиолярий. Карбонатный биогенный материал практически отсутствует, зато широко развиты вторичные доломиты и известняки, замещающие наиболее высококремнистые породы. Верхняя толща состоит из карбонатно-глинисто-кремнистых высокоуглеродистых пород с переменным содержанием компонентов и повышенным содержанием пирита. Содержит большое количество биогенного карбоната, связанного с остатками двустворок и кокколитофорид. Глинистость в верхней толще существенно выше, как и средние показатели *Al/Si, K/Si, Mo/Mn*.

Баженовская свита ранее была подразделена на 6 пачек [Панченко и др., 2016], которые прослеживаются по центральной части Западной Сибири (Красноленинский, Сургусткий и Нижневартовский своды и Фроловская мегавпадина) и постепенно теряют

43

отчетливость своих литолого-геохимических признаков с переходом в периферийные и более мелководные области.

Ниже приведены их ключевые характеристики [Панченко и др., 2016], справедливые для центральной области Западной Сибири (Фроловская мегавпадина, Сургутский и Нижневартовский своды).

В нижней толще выделены следующие пачки (снизу-вверх):

<u>Пачка 1.</u> Темно-буровато-серые силициты малоглинистые и низкоуглеродистые в тонком (2-3 – 15 см) переслаивании с радиоляритами кремнистыми (чаще) и неоднородно карбонатизированными (реже). Развитие радиоляритов преимущественно линзовидное (толщина линз до 5 см) – что является важной особенностью пачки. Линзовидные текстуры радиоляритов связаны, вероятно, с подвижной гидродинамикой. Наиболее мощные (до 1 м) прослои радиоляритов приурочены к кровле пачки.

Породы отличаются сравнительно низким содержанием глинистых минералов (в среднем 5-15%), насыщенность органическим углеродом (Сорг) составляет в среднем 2-5%. Присутствует малая (около 5%) примесь вторичного кальцита и доломита, что отличает эти породы от подстилающей черносланцевой пачки с переходными свойствами, развитой в абалакской и георгиевской свитах.

Примечательно, что выше подошвы пачки практически пропадают ихнофоссилии, меняется состав комплексов с фауной, прежде всего, радиолярий, а также бентосных (двустворки) и нектонных (теутиды, аммониты) форм. Здесь встречаются, вероятно, переотложенные остатки ростров белемнитов и брахиопод, характерные более для верхов абалакского и георгиевского интервала.

Интервал пачки 1 на кривых ГИС находится на спаде (снизу-вверх) значений индукционного каротажа (ИК), слабом подъеме значений бокового каротажа (БК). По сравнению с подстилающими отложениями здесь проявляются повышенные значения естественной радиоактивности, отражающие рост содержания Сорг. Таким образом, каротажные кривые пачки 1 отображают плавный переход от подстилающих образований к типично баженовским. Многочисленные тонкие (первые см) прослои радиоляритов находят отражение в зубчатой записи кривых ГИС. Снизу вверх, к кровле пачки следует повышение значений нейтронного теплового каротажа (НКТ) и плотности вплоть до отчетливого пика на кривых этих значений, что соответствует относительно мощному (до 1 м) прослою радиоляритов в кровельной части пачки. Прослой радиолярита бывает неоднородно карбонатизирован (вплоть до вторичного известняка или доломита), от чего зависит амплитуда пика по методам НКТ, БК и плотности.

<u>Пачка 2</u> – силициты слабоглинистые углеродистые (С_{орг} 5-10%) с разновеликими прослоями и прослойками (0,01 – 1 м) радиоляритов, редкими двустворками, аммонитами и многочисленными остатками радиолярий, рыб и теутид.

Пачка является основным и наиболее характерным элементом нижней толщи, наиболее полно отражающим ее признаки. Литологическая характеристика близка к подстилающим образованиям. Выделяется как сравнительно однородный по составу участок разреза с умеренно повышенным содержанием С_{орг} (2-8%), обычно растущим снизу вверх, что отражается в росте значений гамма-каротажа (ГК). Характерно присутствие двустворок, количество которых непостоянно. Породы содержат большое количество радиолярий, *Опуchites* и ихтиодетрита.

В пачке выделяется два слоя. *Нижний слой (2a)* – относительно однородный, более глинистый и углеродистый, часто – с двустворками. Для этого слоя характерны линзовидные текстуры – по аналогии с пачкой 1. *Верхний слой (2b)* – более кремнистый и неоднородный за счет нескольких прослоев радиоляритов, мощностью около 0,5 м. Макрофауна редка и представлена остатками рыб и теутид. Кроме того, встречаются аллохтонные «свалы» косточек рыб и *Onychites*. В этом слое развиты горизонтальные текстуры, нередко подчеркнутые стилолитовыми швами, которые образуются на границах слойков с разной насыщенностью кремнеземом.

Состав и строение данной пачки контролировались палеорельефом. По нашему опыту изучения [Панченко и др., 2016], наиболее контрастное (по литологии, ГИС) выражение пачка имеет на палеоподнятиях (Салымский и Верхнесалымский мегавалы, Сургутский и Нижневартовский своды), где она несколько более глинистая по составу и в слое 2а содержит комплекс двустворок *Liostrea – Inoceramus – Buchia* с аммонитами *Dorsoplanites* [Панченко и др., 2015а]. Данный комплекс «маркирует» вторую пачку (в особенности род *Liostrea*) и встречается только в пределах областей подводных поднятий (более мелководных). Текстура такого слоя подчеркивается белесыми прослоями – остатками раковин вышеуказанных двустворок и аммонитов.

На кривых ГИС пачка 2 выглядит как типично баженовский интервал нижней толщи: умеренно повышенные значения ГК, БК, минимальные ИК, номинальные показания каверномера. Границы слоев 2а и 2b отбиваются по наиболее мощным и выдержанным прослоям радиоляритов – контрастным локальным минимумам ГК и акустического каротажа (AK), максимумам НКТ и плотности. Мощность пачки 2 высокоизменчива.

<u>Пачка 3</u> представлена высококремнистыми силицитами и радиоляритами, чаще всего вторично кальцитизированными, либо доломитизированными, с тонкими (первые см до первых десятков см) прослоями более глинистых (до 20% глин) силицитов. Остатки

45

макрофауны редки и не характерны, за исключением аллохтонных скоплений ихтиодетрита, которые могут образовывать прослои до 10 см. Скелеты радиолярий здесь наиболее крупные, высококонические и насчитывают максимально большое количество камер (до 10-15), что хорошо диагностируется даже в петрографических шлифах.

В пачке иногда обосабливается 2 слоя. *Нижний (За)* представлен тонким (первые см до первых десятков см) горизонтально-слоистым переслаиванием радиоляритов с силицитами малоглинистыми углеродистыми. Данный интервал отчетливо выражен на каротажных кривых как положительная аномалия ГК (первая аномалия ГК ниже кровли первой баженовской толщи). В *верхнем слое (Зb)* обычно развиты мощные пласты радиоляритов, в том числе вторично карбонатизированные. *Слой 3b* выражен на ГИС как плотный интервал (минимум ГК и АК, максимум НКТ и плотность).

Мощность пачки 3 в центральной области Западной Сибири достигает 7 м, в среднем составляет около 3 м.

<u>Пачки 1 – 3</u> уверенно сопоставляются с <u>пачкой 1 – «карбонатно-кремнистой» – в</u> <u>Салымском типе разреза</u> по подробным описаниям в работе [Брадучан и др., 1986].

Верхняя толща представлена следующими пачками (снизу-вверх):

<u>Пачка 4</u> контрастно выделяется аномально высокими содержаниями OB, высокой радиоактивностью, повышенной глинистостью, однородностью и выдержанностью по латерали. Верхи пачки могут быть вторично кальцитизированны. Представлена двумя слоями.

Нижний слой (4a) – темно-серовато-бурые силициты глинистые высокоуглеродистые однородные, с редкими двустворками исключительно двух родов *Buchia* и *Inoceramus*, с многочисленными аммонитами. В слое повсеместно присутствует бурый прослой (до 1 см) пиритизированных туфов, самый мощный из встреченных.

Вдоль западного склона Фроловской мегавпадины в слое 4а локально отмечаются нодули известняков пелоидно-интракластовых, аналогичных, встречаемым в пачке 5 (см. ниже).

Верхний слой (4b) – «иноцерамовый» – аналогичные силициты с большим количеством иноцерамов (монородовые скопления) вплоть до образования ракушняков. «Иноцерамовый» слой ярко выражен в керне всех изученных скважин и является одним из реперов, выделяемых при изучении керна. Маркируют его крупные двустворки, на боковой поверхности керна выраженные как белесые прослои призматического кальцита от 1 до 5 мм и более, концентрация которых варьирует. Отмечается прослой туфов, аналогичных слою 4а, но существенно меньшей мощности (до 2 мм).

На ГИС пачка 4 отчетливо выражена крупным пиком высоких значений естественной радиоактивности, пониженных, по отношению к вмещающим породам, значений нейтронного каротажа и плотности, повышенных – акустического. В случае присутствия обильного количества мелких известковых нодулей на кривых ГИС наблюдаются интервалы контрастно плотных пород. Подошва пачки соответствует подошве верхней толщи. Кровля проходит по плотному интервалу, появлению слоев, насыщенных бухиями и кокколитофоридами. Мощность в среднем 3-4 м, в пределах палеоподнятий толщины больше за счет большего количества раковин двустворок (на палеоподнятиях их скопления больше, чем в пониженных, более глубоководных участках).

Отложения пачки 4 сильно конденсированы, что подтверждается составом минерально-компонентной части, аномально высоким Сорг, естественной радиоактивностью и данными биостратиграфии. Ее формирование происходило при очень низком темпе седиментации.

<u>Пачка 4</u> в полной мере соответствует <u>пачке 2 – «плитчатым аргиллитам» – в</u> <u>Салымском типе разреза</u> [Брадучан и др., 1986].

<u>Пачка 5</u> – силициты карбонатно-глинистые с кокколитофоридами, высокоуглеродистые. Выделяется как единый монотонный интервал, в ряде случаев в ней обособляется два дополнительных и относительно контрастных уровня. Подошва пачки отбивается по появлению слоев, насыщенных бухиями. С этого интервала породы становятся неоднородно насыщены биогенным карбонатом – остатками кокколитофорид. Здесь же в больших количествах появляется фрамбоидальный пирит.

Слой 5*a* – интервал развития глинистых силицитов, неоднородно карбонатных и углеродистых. Обычно присутствует большое количество карбонатных нодулей, пластовые и линзовидно-пластовые вторичные известняки и доломиты. Очень характерны скопления раковин бухий, нередко массовые, вплоть до ракушняков.

Слой иногда приобретает переходные черты пачек 4 и 5 за счет разного содержания карбонатного вещества, которое может быть первичным и вторичным. Именно вторичная карбонатизация кровельных частей пачки 4 нередко искажает истинное представление о границе пачек 4 и 5 в скважинах.

Самые нижние слои пачки чаще всего малокарбонатные, выше по разрезу доля биогенного карбоната возрастает.

В кровле слоя присутствует плотный интервал вторичных доломитов, а также тонкие (1-2 мм) прослои туфов.

47

На ГИС слой выражен как интервал пониженных значений ГК, повышенных НКТ. Отмечается рост значений кривой бокового каротажа (относительно пачки 4). Интенсивность пиков БК напрямую зависит от содержания карбоната в слое 5а, которое здесь вариативно. Мощность – до 6 м, не выдержана, из-за разнообразия диагенетических процессов преобразования пород.

Слой 5b – наиболее типичный элемент пачки – высокоуглеродистые глинистокарбонатно-кремнистые тонкодисперсные, сравнительно однородные отложения, насыщенные фрамбоидальным пиритом. Общее содержание пирита значительно выше, чем в слое 5a. Характерна тонкая (2-4 мм) равномерная слоистость, обусловленная чередованием темно-бурых и более светлых слойков, что, вероятно, связано с сезонностью развития кокколитофорид. Светло-бурые слойки – с большим содержанием кальцита, глин, OB и пирита; более темные – более кремнистые. Нередко присутствуют карбонатные нодули разнообразных форм (вытянуто-уплощенные и округлые) размером от первых см до полуметра. В слое хаотично распределены вторичные известняки и доломиты. Они отчетливы и контрастны на ГИС, имеют мощность до 1 м (чаще около 0,5 м). Могут присутствовать двустворки – иноцерамы и бухии, не образующие скоплений.

На ГИС слой 5b – интервал с аномально высокими выдержанными значениями кривой ГК. Отчетливо завышенные значения бокового каротажа коррелируются с высоким содержанием карбонатного материала и OB (Сорг 15-25%). Слой 5b характеризуется наивысшими сопротивлениями в баженовском горизонте.

Мощность слоев 5а и 5b от 3-5 до 10 м. Пятая пачка баженовской свиты наиболее изменчива как по толщинам, так и в фациальном плане. Связано это, в первую очередь, с тем, что один из главных слагаемых ее компонентов – биогенный карбонат, который неустойчив и легко переходит в нодули и конкреции, вторично доломитизируется и прочее, что вызывает неоднородную литификацию осадка во впадинах и на поднятиях.

<u>Пачка 5</u> сопоставляется с <u>пачкой 3 – «кремнисто-известковой» – в Салымском типе</u> <u>разреза</u> [Брадучан и др., 1986].

<u>Пачка 6</u> сложена углеродистыми глинами кремнистыми вплоть до глинистых силицитов. Породы тонко горизонтально-слоистые, интенсивно пиритизированы, бескарбонатные (редко - малокарбонатные) с постоянным присутствием косточек и чешуек рыб, диагностируемых макроскопически и в петрографических шлифах. Присутствуют пиритизированные биотурбации *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., местами достаточно обильные. Породы относительно выдержаны по составу.

Подошва пачки обособлена зоной пиритизации, которая связана с повышенным содержанием OB, что очень ярко отражается на гамма-каротаже отчетливым амплитудным пиком. При этом резкое повышение значений гамма-каротажа по отношению к выше- и нижележащим отложениям происходит на интервале низких сопротивлений за счет высокого содержания пирита. Пик на ГК хорошо коррелируется с высокими содержаниями С_{орг} (до 25-30%).

В целом пачка 6 выделяется отчетливым понижением значений ГК по отношению к нижележащим отложениям. Нейтронный каротаж имеет выдержанные значения. Индукционный и плотностной каротажи демонстрируют плавный постепенный подъем значений снизу верх, иногда с выраженным перегибом, по которому пачка подразделяется на слои 6a и 6b. В последнем случае, *слой 6b* – наиболее глинистый интервал баженовской свиты, что отражается и на выкрашивании стенки ствола скважины, с содержанием биогенного кремнезема не выше 40%. С_{орг} варьируется в пределах от 3 до 8%.

В нефтяной геологоразведочной практике довольно часто отложения пачки 6 относят уже не к баженовской свите за счет пониженных значений ГК, рассматривая этот интервал в составе вышележащих или «переходных» отложений. Это вносит путаницу в понимание баженовской свиты, искажает оценку ее ресурсов, затрудняет прогноз АВПД [Горгоц, 2009]. С учетом содержащихся в пачке 6 высоких концентраций ОВ, к вышележащим отложениям ее относить некорректно, так как это нарушает принцип должной литолого-вещественной целостности свит [Дополнения..., 2000; Стратиграфический..., 2019]. Кроме того, данная пачка уверенно сопоставляется с <u>пачкой 4 баженовской свиты в Салымском типе разреза</u> – <u>«глинистой»</u>, что следует из описаний первоисточников (см. стр. 24-27 в работе [Брадучан и др., 1986]).

В дальнейшем принципы расчленения баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты были частично пересмотрены. С получением расширенного комплекса данных – биостратиграфических, тефростратиграфических и геохимических, по существенно большей территории (от Полуйского свода на 3 и С3 до Александровского и Пудинского сводов на В и ЮВ, от сервера Тюменской области до южных территорий ЯНАО), были выделены дополнительные и вспомогательные интервалы, а слои «а» и «b», выделяемые в этих пачках, получили более комплексную характеристику и более надежные признаки обособления. Некоторые из слоев были переведены в ранг пачек. Кроме того, был существенно пересмотрен объем пачек 2 (слоя 2b), 3 и 5 (слоя 5b), так как ранее сформулированные признаки их выделения были неоднозначными.

В результате актуализации методического подхода, баженовская свита и нижнетутлеймская подсвита на большей площади своего развития были по единому принципу расчленены на 10 пачек, которым присвоены индексы и в соответствие с требованиями Стратиграфического кодекса [Стратиграфический..., 2019] даны краткие названия, отражающие особенности состава и текстуры [Панченко и др., 2022]. Эти пачки подробно рассмотрены в главе 3.3.

Верхнетутлеймская подсвита $J_3-K_1tt_2$ (возраст K_1v_1) представлена глинами аргиллитоподобными охристо-буровато-серыми и темно-буровато-серыми, с зеленоватобурым оттенком на выветрелой поверхности, от высокоуглеродистых до углеродистых, в разной мере кремнистыми с высоким содержанием пирита, концентрация которого плавно снижается вверх по разрезу. Преобладают горизонтально-слоистые текстуры, в отдельных слоях с очень четким выражением за счет «подчеркнутости» скоплениями пирита и чередованиями слойков разных оттенков. Вследствие особенностей текстуры, для пород подсвиты характерна сравнительно ровная плитчатость и способность раскалываться на плитки, преимущественно крепкая боковая поверхность в керне («горбушка»). Повсеместно много разнообразного ихтиодетрита, существенно реже отмечаются онихитес. Характерна биотурбация *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., в отдельных прослоях достаточно обильная. Содержания С_{орг} от 2-3 до 8-10%, наибольшие концентрации достигаются в нижних слоях. Спорадически отмечаются маломощные (десятки см) прослои силицитов и карбонатов.

Строение подсвиты выделяется двумя особенностями:

1) неравномерный состав с обособлением отдельных 0,1 – 0,5 м слоев с обогащением аутигенным кремнеземом, ихтиодетритом, ихнофоссилиями, пиритом и OB;

2) выраженная вертикальная изменчивость свойств (снизу вверх): увеличение доли глин с пропорциональным уменьшением пирита, OB, аутигенного кремнезема.

Фроловская свита (возраст K_1v) сложена аргиллитоподобными глинами, преимущественно сероцветными, с подчиненным количеством прослоев песчаников и алевролитов [Постановления..., 2006]. В нижних интервалах свиты присутствуют углеродистые отложения – черные сланцы, которые по составу и особенностям строения полностью аналогичны описанной выше верхнетутлеймской подсвите. Автор рассматривает эти подразделения как литологически единое целое, т.к. даже при детальном их сравнении различий не обнаруживается. Верхнетутлеймская подсвита и черносланцевый интервал свиты латерально разграничиваются между собой исключительно в фроловской соответствии со структурно-фациальным районированием, принятым для неокома [Постановления..., 2006].

3.2. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Методы

Изучение макрофауны проведено в керне диаметром 6, 8 и 10 см. В наиболее полных последовательностях изучаемого разреза и в керне хорошей сохранности шаг наблюдений составлял от 1 до 10 см. Всего таких детально изученных скважин было около 30. Такие разрезы послужили опорой для последующих выводов (приложение 1). В скважинах с фрагментарным керном и/или с плохой сохранностью керна в целевом интервале производились существенно менее детальные наблюдения. В керне «старого» фонда скважин, который на момент изучения автором хранился более 10-15 лет и исследовался уже несколькими коллективами, да и еще с отбором большого количества образцов, находки фауны фиксировались с привязкой к выделяемому слою или пачке. Сделано это было по причине недопущения ложных представлений и последующих выводов на малодостоверном материале. Например, сантиметровая точность привязки находок фауны в фрагменте керна длиной 20 см, который не состыкуется с ниже- и вышележащими кусками, а значит, вероятнее всего лежит неправильно (перевернут или переложен из другого места), может существенно исказить действительность геологической летописи. Наблюдения с такой «упрощенной» привязкой были получены более чем по 100 скважинам, а соответствующие результаты использовались преимущественно для оценки изменений количества, тех или иных особенностей фоссилий по площади.

На сколе керна вдоль напластования отмечалось наличие макрофауны, ее сохранность, характер минерализации, размер остатков и их положение относительно слоистости, сортировка остатков по размеру, их ориентировка по длинной стороне в скоплениях, таксономическая принадлежность. Особое внимание уделялось сонахождению остатков разных биогрупп. Количество макрофоссилий на площади сколов в керне оценивалось по упрощенной пятибалльной шкале: единичное (1 фрагмент на площадь скола), редкое или малое (2-3 шт.), умеренное (3-5 шт.), большое (5-10 шт.) и очень большое содержание (существенно более 10). Сопоставимость данных по разрезу скважины и по разным разрезам облегчалась относительным постоянством диаметра керна (в исследованиях преобладал керн диаметром 8 см). Все наблюдения описаны и сфотографированы, по результатам работы сделано несколько тысяч фотоснимков, хранящихся у автора по каталогам. Все они доступны для запроса заинтересованными исследователями.

Около 1000 образцов с наиболее важными находками макрофауны были отобраны для уточнения определений родовой и видовой принадлежности, фотографирования со штативом и напылением, а также для детальных изучений особенностей строения, тафономии и пр. Детальные изучения образцов произведены частично автором, но в большей степени профильными специалистами в ГИН РАН – М.А. Роговым (аммониты), В.А. Захаровым (двустворки), А.П. Ипполитовым (белемниты) и в МГУ им. М.В. Ломоносова – Т.Н. Смирновой (брахиоподы), Е.Ю. Барабошкиным (аммониты, ихнофоссилии, двустворки), Ю.А. Гатовским и А.С. Алексеевым (первичная классификация проблемных фоссилий и их тафономия).

Несмотря на то, что в изученных разрезах присутствует обилие разнообразных фоссилий, в том числе руководящих, подавляющая их часть плохой сохранности: остатки сильно деформированы и, нередко, дезинтегрированы и поэтому трудноопределимы. Из-за этого биостратиграфические методы здесь применимы с очень большими ограничениями. Тем не менее, наиболее хорошо сохранившиеся стратиграфически важные фоссилии позволили определить возраст отложений до уровня аммонитовых зон.

Кроме того, для стратиграфического расчленения автор применил несколько специфический подход, основанный не на видовом, а на тафономическом принципе выделения биокомплексов. В работе была частично воспроизведена методика тафономических подсчетов фоссилий в керне по [Брадучан и др., 1986], адаптированная под задачи диссертационного исследования. Стоит также отметить, что ассоциации макрофауны изучались совместно с данными о микро- и нанофоссилиях и вещественном составе пород (петрография, минералогия и геохимия). Благодаря комплексному подходу к изучению палеонтологического материала, обилие остатков фоссилий было использовано для палеоэкологических интерпретаций и литофациального анализа.

Результаты

В керне обнаружены многочисленные остатки головоногих (аммонитов, белемнитов и теутид) и двустворчатых моллюсков (преимущественно бухий и иноцерамов), костистых рыб, существенно реже отмечены брахиоподы и ихнофоссилии (приложение 3). В шлифах и препаратах были встречены и изучены радиолярии, кокколитофориды, кальцисферы, диноцисты, споры и пыльца.

Краткая характеристика изученных фоссилий по группам

НЕКТОННЫЕ ГРУППЫ

Аммониты (Приложение 3, фототаблицы 1-7). В виде единичных находок встречаются по всему разрезу черных сланцев, при этом нерегулярно. В десятках изученных скважин с керном не было встречено ни одного аммонита, несмотря на весьма тщательные поиски фауны (см. методику). Однако это обстоятельство может объясняться особенностью материала – керном, т.к. в нем ограничено количество наблюдений. При этом на двух-трех интервалах разреза аммониты систематически встречаются чаще, что объясняется развитием в этих интервалах наиболее конденсированных пачек, в которых концентрируется фауна. Замечено, что в изученном разрезе черных сланцев частота находок аммонитов условно и косвенно указывает на степень концентрирования биогенного материала и скорость фоновой седиментации. Аммониты повсеместно встречаются в виде «давленных» уплощенных отпечатков, их раковины, как правило, растворены. Размеры преимущественно мелкие – до 5 см. Нередко отмечаются раковины по 2-3 см, причем по несколько (2-5) штук на одной площади напластования. Размеры более 8-10 см (больше диаметра керна) довольно редки. Найденные крупные фрагменты аммонитов позволяют судить о размере наиболее крупных находок в 20-30 см и это единичные случаи. Статистически более крупные аммониты отмечаются в западных районах территории исследования, что хорошо соотносится с результатами предшественников [Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986]. Вероятно, размеры аммонитов могут указывать на некоторые палеогеографические условия.

В подстилающих сероцветных глинах мелководной абалакской свиты аммониты также исключительно мелкие (чаще всего до 3-4 см), на отдельных интервалах достаточно часто встречаются обломки аммонитовых раковин, что связывается с активной гидродинамикой и переотложением (рис. 3.2.1).



Рис. 3.2.1. Обломок раковины аммонита (отпечаток и противоотпечаток) из сероцветных глин абалакской свиты. Скв. Средне-Назымская 3005, гл. 2868,32 м.

В наиболее углеродистых фациях черных сланцев попадаются аммониты сравнительно неплохой сохранности, целые, без видимых следов переотложения, как правило, по 1-2 раковине, редко – до 3-5 шт. на поверхность керна. Однако совместно найденные раковины обычно близкого размера (см. Приложение 3 и стр. 190 в [Брадучан и др., 1986]), что может указывать на сортировку в ходе незначительного переотложения этих

раковин в процессах перераспределения донного материала. Очень часто аммониты ассоциируют в керне с двустворками, в том числе с параавтохтонными и явно автохтонными скоплениями (см. Приложение 3, фототаблицу 7). Более того стоит это наблюдение усугубить и отметить то обстоятельство, что практически во всех интервалах со скоплениями донной фауны были найдены и аммониты. Возможно, это связано с кормовой базой головоногих, но более вероятно, что это следствия условий захоронения, гидрологического и геохимического режимов бассейна.

Другой вид ассоциаций аммонитов и двустворок связан с нарастаниями последних на раковинах аммонитов. Двустворки, прежде всего устрицы *Liostrea*, реже бухии, селились на раковинах головоногих, причем как в толще воды при жизни, так и после смерти аммонитов, используя их раковины как подходящий субстрат. Подробнее об этом – см. в разделе про двустворок данной главы.

Собранные аммониты представлены типичными формами для верхней юры – неокома Западной Сибири, исключительно бореальными. В интервале развития черных сланцев определены следующие рода: *Paravigratites, Pavlovia, Dorsoplanites, Laugeites, Epilaugites, Epivigratites, Praechetaites, Chetaites, Taimyrosphinctes, Craspedites, Ronkinites, Surites, Praetollia, Borealites, Tollia, Neotollia* и другие. Количественно преобладают *Dorsoplanites* (их много на первом стратиграфическом уровне с относительно частыми находками аммонитов), *Laugeites и Praechetaites* (на втором уровне), несколько меньше представлены *Praetollia, Surites* и *Borealites* (на третьем уровне).

Белемниты (Приложение 3, фототаблица 8). Широко распространены в подстилающих сероцветных глинах абалакской свиты, существенно меньше их отмечается в вышележащих черных углеродистых глинах георгиевского горизонта, а еще выше по разрезу, в силицитах баженовской и тутлеймской свитах встречаются преимущественно в нижних интервалах и то спорадически. При этом баженовские и тутлеймские белемниты практически всегда встречаются в виде обломанных ростров, иногда со следами перекристаллизации (в том числе пиритизации). Автором не исключается, что все эти находки могут являться переотложенными формами из нижележащих абалакских и георгиевских отложений. Биостратиграфического подтверждения этому нет ввиду плохой сохранности ростров (т.к. обломки), а у определимых таксонов возрастной диапазон существования слишком широк для того, чтобы проверить данное предположение.

Очень редко мелкие (диаметром до 5 мм) ростры белемнитов встречаются и во всех вышележащих интервалах и фациях изучаемых черных сланцев. Среди этих находок отмечаются несколько уплощенные ростры неясной таксономической принадлежности.

Диагностика большинства ростров затруднительна из-за неполной сохранности. Принципиально, выделяются три группы белемнитов: мелкие (2-3 см) сравнительно короткие с утолщением в передней части ростра, более крупные (до 10-15 и редко до 20 см) сильно удлиненные ростры (Cylindroteuthididae?) и вышеупомянутые уплощенные ростры. В сероцветных глинах абалакской свиты, подстилающей черносланцевую толщу в западном районе исследований А.П. Ипполитовым (ГИН РАН) диагностированы: *Lagonibelus pavlowi* Sachs et Nalnyaeva, 1964; *Lagonibelus kostromensis* (Gerasimov, 1960); *Lagonibelus sp., Boreioteuthis troslayana* (d'Orbigny, 1850); *Boreioteuthis* aff. *explanata* (Phillips, 1870) и многочисленные Cylindroteuthididae, неопределимые до рода. В черносланцевом интервале определен только *Eulagonibelus rosanovi* (?) (Gustomesov, 1960) из низов баженовской свиты и фрагмакон *Acanthoteuthis* sp. из высокоуглеродистого интервала в середине свиты. Очевидно, что изучение белемнитов требует более тщательных исследований.

Теутиды (Приложение 3, фототаблицы 9-10). Под теутидами здесь понимается группа головоногих, не имеющих минерального ростра как у белемнитов. О присутствии теутид в палеоморе с черносланцевой седиментацией можно судить исходя из находок крючков от щупалец головоногих, тафономически не ассоциирующих с остатками аммонитов и белемнитов. У большинства древних и современных теутид на щупальцах в несколько рядов располагались специализированные приспособления для захватывания и удержания пищи – роговые крючки и присоски (рис. 3.2.2). У одних животных преобладали первые, у других – вторые. В изученных разрезах встречаются исключительно крючки. Подобные остатки, видимо, – единственное, что может хорошо сохраниться от данной группы теутид в ископаемом состоянии. Существует мнение [Маринов и др., 2021], что хорошей сохранности крючков теутид способствовала восстановительная среда, в условиях которой их полость запечатывалась органическом веществом (керогеном, битумом). Объединяются эти крючки в единую группу – *Onychites* Quenstedt, 1858 (Приложение 3, фототаблицы 9 и 10).

В изученном черносланцевом разрезе онихитес встречаются очень часто, они являются своеобразным неотъемлемым атрибутом специфических углеродонасыщенных фаций. Более того, этот тип макрофоссилий один из самых распространенных в изученных черных сланцах, а наиболее многочисленные находки отмечены в породах баженовской свиты. В подстилающих сероцветных морских глинах онихитес редки, а в перекрывающих неуглеродистых фациях не встречены вообще. Сохранность онихитес повсеместно хорошая, при этом лучшая – в самых насыщенных углеродом фациях.



Рис. 3.2.2. Расположение крючков на щупальцах современного кальмара Onychoteuthis borealijaponica Okada, 1927 (слева) и общий вид животного (справа) [Cephalopods..., 2010].

В работе [Брадучан и др., 1986] предлагается разделение этих крючков по морфологии на три группы:

- 1. Мелкие простые длиной менее 10 мм, узкий конец которых загнут в различной степени;
- 2. Сходные по размерам и форме с первыми, но раздваивающиеся;
- 3. Сильно отличающиеся по размеру и морфологии от первых двух крупные и изогнутые.

К сожалению, изображениями эта классификация не подкрепляется.

Автор провел аналогию этих групп с находками из своей коллекции (рис. 3.2.3.). Более того, имеющийся материал дал возможность более дробно подразделить эти группы на подгруппы. В данной работе предлагается скорректированная классификация крючков *Onychites*, с использованием понятия «морфотип» (морфологический тип). Эта классификация использовалась при описаниях керна и документировании находок онихитес во всех изученных скважинах.

В изученных черных сланцах самым распространенным является морфотип 2, несколько реже встречается морфотип 1 и самые редкие находки морфотипа 3. Последние

чаще всего встречаются в наиболее конденсированных пачках: с наивысшими содержаниями С_{орг}, наиболее однородных и очень тонкослоистых. Описанная статистика сохраняется на всей территории исследований.



Рис. 3.2.3. Классификация крючков Onychites, используемая в работе

Все три типа крючков могут ассоциировать в одном слое, однако чаще на одной поверхности напластования преобладает какой-то один морфотип. Автор связывает это не с палеоэкологическими особенностями, а скорее с гидрологическими условиями, которые перераспределяли донный материал и обеспечивали его слабую сортировку по массе и

форме фрагментов. В основном встречаются разрозненные крючки и крючья, по-разному ориентированные в породе. В уникальных случаях встречаются упорядоченные крючки, скорее всего, наследующие расположение на щупальце (рис. 3.2.4). Подобные находки отмечались и в работе [Брадучан и др., 1986].



Рис. 3.2.4. Упорядоченные крючки *Onychites*, наследующие прижизненное положение на щупальце.

В целом отмечается довольно интересная закономерность: чем темнее породы и чем больше они насыщены органическим углеродом, тем чаще встречаются онихитес, тем лучше их сохранность. Похожая статистика наблюдается в одновозрастных фациях Шпицбергена, также насыщенных органическим веществом [Koevoets et. al., 2018a]: находки онихитес тяготеют к самым углеродистым фациям (см. Fig. 2 в [Koevoets et. al., 2018b]), что может быть связано как с концентрированием материала в конденсированных пачках, так и с лучшими условиями сохранности в восстановительной среде [Маринов и др., 2021]. Таким образом, онихитес в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири являются индикатором условий палеосреды и, видимо, указывают в большей степени на гидрохимические параметры в придонном слое, нежели на экологическую обстановку.

Рыбы (Приложение 3, фототаблица 11). Наиболее многочисленные фоссилии в изученном разрезе. В черносланцевой толще встречаются практически всегда в виде отдельных разрозненных костей, позвонков и чешуек. В подстилающих морских отложениях абалакской и васюганской свит рыбы немногочисленны, их костные фрагменты также разрознены. В перекрывающих сероцветных глинах и глинистых алевролитах ачимовской

толщи и фроловской свиты остатки рыб более целостные и могут быть представлены практически полными скелетами.

Костные фрагменты довольно однотипны по формам и размеру. На сколах керна наиболее хорошо различимы кости скелета головы мелких рыб. При описаниях керна чаще всего отмечались: кости верхней челюсти (maxilla и supramaxilla), (нижне-) челюстные / зубные кости (dentary), жаберные крышки (opercle) и предкрышечные кости (preopercle) (рис. 3.2.5). Судя по размеру ихтиодетрита (косточки размером до 1,5-2 см), рыбы черносланцевого палеоморя были представлены исключительно мелкими формами и, вероятнее всего, вряд ли достигали размеров более 15-20 см.

Идентичные кости рыб описаны в одновозрастных углеродистых фациях Шпицбергена [Коеvoets et. al., 2018b]. Однотипность находок в Западной Сибири и на Шпицбергене позволяет с некоторой долей условности установить их таксономическую принадлежность. В указанной выше работе норвежских коллег диагностируются представители рода *Leptolepis*. Интересно, что этот же род указывается применительно к рыбам из баженовской свиты и в существенно более ранней работе [Брадучан и др., 1986]. Представители *Leptolepis*, внешне похожие на современную сельдь, были практически повсеместно распространены в юре [Nelson et. al., 2016]. Обладали циклоидной чешуей. Именно такого типа чешуя чаще всего отмечается в керне скважин, изученных автором.



Tentative reconstruction of Leptolepis aff. nathorsti based on associated cranial material from PMO 228.893 (38 m at Janusfjellet, Middle Volgian). FR – Frontal bone, MX – Maxilla, SMX 1 – Supramaxilla 1, SMX 2 – Supramaxilla 2, D – Dentary, ANG – Angular, Q – Quadrate, IFO 3 – Infraorbital 3, IFO 4 – Infraorbital 4, POP – Preopercle, OP – Opercle, SOP – Subopercle & CL – Cleithrum.

Рис. 3.2.5. Реконструкция скелета головы рыб из рода *Leptolepis* [Koevoets et. al., 2018b].

Иногда ихтиодетрит представлен и более крупными костями (3-4 см и более) и чешуями (1-1,5 см), но это редкие находки. Вероятно, это могут быть представители ихтиофауны других таксонов (рис. 3.2.6).



Рис. 3.2.6. Сравнительно крупные костные фрагменты рыб из изучаемой черносланцевой толщи.

- А крупная чешуя костистых рыб циклоидного типа (чешуя на фотографии размером 1,5-2 см).
 Скв. Средне-Назымская 3001, гл. 3998,1 м, черносланцевый интервал фроловской свиты.
- Б фрагмент скелета относительно крупной головы, хорошо видны зубы на верхней и нижней челюстях. Скв. Чирпская 1, гл. 2576,42 м, баженовская свита.
- В, Г крупные кости, предположительно рыб. В скв. Галяновская 2034, обр. Г2034-76, баженовская свита; Г скв. Восточно-Ольховская 311, гл. 2732,03 м, нижнетутлеймская подсвита.

Довольно часто в черносланцевых интервалах, особенно в силицитовых фациях, кроме отдельных разрозненных косточек отмечаются скопления ихтиодетрита. Такие скопления можно разделить на два типа. Первый тип – овально-округлые скопления рыбьих косточек размером первые сантиметры с оформленными контурами, границы которых иногда подчеркнуты обохренностью – вероятно, это копролиты. Второй тип скоплений ихтиодетрита связан с образованием слойков мощностью от первых мм до полуметра, насыщенных рыбьими косточками со следами их сортировки и иногда ориентировки. Такие слойки и прослои содержат аллохтонный ихтиодетрит, связаны они с перераспределением осадка течениями (см. главу 5).

60

Разрозненные фрагменты рыбьего скелета в большинстве случаев ассоциируют с *Onychites*. Похожая картина наблюдается и на Шпицбергене [Koevoets et. al., 2018b] (рис. 3.2.7). Более целостные остатки отмечались в верхних интервалах черносланцевого разреза и в перекрывающих сероцветных отложениях, где группа *Onychites* отсутствует, либо малочисленна (приложение 3, фототаблица 11, фиг. 1, 2 и 14).



Рис. 3.2.7. Распространение остатков рыб и онихитес в верхнеюрско-нижнемеловой формации Агардфьеллет (Agardhfjellet Formation), керн, скважина DH2 (Fig. 2 в работе [Koevoets et. al., 2018b]).

Возможно, это подтверждает сделанное ранее предположение предшественников [Брадучан и др., 1986] о том, что многочисленные мелкие рыбы служили главной кормовой базой для теутид. С другой стороны, полностью дезинтегрированные скелеты рыб являются

сопутствующим признаком именно черносланцевых фаций в верхнеюрском – нижнемеловом интервале Западной Сибири, а значит, разрозненность скелетов может быть связана с условиями захоронения: при медленном поступлении осадочного вещества рыбьи скелеты долго оставались на поверхности осадка, где оказывались подвержены деятельности донных течений и различных детритофагов и редуцентов.

Примечательно, что в изучаемой черносланцевой толще при обилии находок онихитес и даже морских рептилий (см. ниже) крайне редко отмечаются зубы акул. В публикациях их находки не фигурируют, а непосредственно автором было встречено всего два экземпляра – 1) зуб размером всего несколько мм из верхов абалакской свиты в центральной части Фроловской мегавпадины (скв. Приобская 1020), и 2) зуб длиной 1,5 см из баженовской свиты на Александровском своде (рис. 3.2.8). Широко известно, что акульи зубы отличаются хорошей способностью сохраняться в самых разнообразных фациях, поэтому вряд ли в черных сланцах с обилием разнообразных костных остатков их нет по причине условий захоронения. Напротив, В конденсированном режиме, который обеспечивает концентрирование самого разнообразного скелетного биогенного материала, представляется логичным, что акульих зубов должно сохраняться предостаточно. Отсюда следует предположение, что этот вид рыб здесь практически не обитал ввиду особенностей кормовой базы (слишком мелкие рыбы).



Рис. 3.2.8. Зуб акулы. Скв. Восточно-Никольская 1, гл. 2333,7 м. Баженовская свита.

Морские рептилии. В керне нескольких скважин удалось обнаружить крупные позвонки и ребра, вероятно, морских рептилий (рис. 3.2.9). Кроме того, отмечаются крупные (3-4 см) зубы (?) неясной систематической принадлежности. Примечательно, что большая часть этих находок происходит из одного сравнительно небольшого района на севере Фроловской мегавпадины (Верхнеляминский вал, Апрельское месторождение). Вполне вероятно, что морские рептилии могли заплывать в эпиконтинентальный Западно-Сибирский бассейн во время развития в нем относительно больших глубин. Нельзя исключать также,

что в этот бассейн могли заноситься тела уже погибших животных поверхностными течениями из Палеоарктической области. Это могло бы объяснить нахождение их костей только в определенных районах бассейна (например, где эти течения теряли силу или создавали завихрения), а не равномерно по всей глубоководной Фроловской мегавпадине.



Рис. 3.2.9. Фрагмент позвонка (П) и ребер (Р) морской рептилии на распиленной поверхности керна. Скв. Апрельская 10, гл. 2791,65 м. Баженовская свита, интервал развития перемытых и вторично доломитизированных отложений.

БЕНТОСНЫЕ ГРУППЫ

Двустворчатые моллюски

В верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толще двустворки встречаются всего на нескольких интервалах. В нижележащих сероцветных отложениях – в глинах абалакской и васюганской свит – напротив, распространены практически повсеместно (приложение 3, фототаблица 12). При этом, например, абалакская малакофауна сравнительно разнообразна в видовом и экологическом выражении. Здесь встречены следующие рода: *Entolium, Meleagrinella, Oxytoma, Praebuchia, Camptonectes, Dacryomya, Malletia, Thracia, Nuculoma, Buchia, Inoceramus.* Чаще всего отмечаются *Entolium, Oxytoma, Nuculoma* и *Buchia.* С переходом в темноцветные отложения – с появлением заметных содержаний OB – вверх по разрезу таксономическое разнообразие двустворок падает, вместе с тем растет их экологическая специализация. В целом, это выражается в большем преобладании бухий и нукулом.

В силицитах баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты встречено всего 5 родов двустворок: *Buchia, Inoceramus, Liostrea, Aequipecten* и *Nuculoma*. Последние два рода встречаются в западных районах распространения свиты и чаще отмечаются в

нижнетутлеймской подсвите. *Nuculoma* встречается крайне редко. В верхнетутлеймской подсвите, черносланцевом интервале фроловской свиты и в низах ачимовской толщи малакофауна практически не отмечалась, за исключением редчайших находок.

Отдельно рассмотрим наиболее массовых представителей двустворок изучаемого черносланцевого разреза.

Бухии (Приложение 3, фототаблицы 13-15). Встречаются в четырех интервалах разреза.

1. В верхней части абалакской свиты на переходе из сероцветных отложений в черносланцевые встречаются представители *Buchia tenuistriata* (Lah.), *B. ?concentrica* (Sow.). Здесь они немногочисленны, размер их составляет 2-4 см. Раковины нередко обломаны, при этом часто не расплющены, с хорошо сохранившейся скульптурой.

2. В нижней толще баженовской свиты и нижнетулеймской подсвиты отмечаются также немногочисленные *B*. cf. *mosquensis* (Buch), *B*. cf. *fischeriana* (d'Orb.) и другие виды, трудноопределимые. Размер раковин составляет в среднем 3-4 см. Сохранность: расплющенные и раздавленные раковины с хорошо выраженными концентрическими линиями. На этом интервале бухии ассоциируют с тремя другими родами – *Inoceramus*, *Liostrea* и *Aequipecten*. По ориентировке раковин и их сохранности здесь предполагаются параавтохтонные и аллохтонные скопления.

3. В подошвенной части верхней толщи баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты отмечаются немногочисленные бухии в ассоциации с редкими иноцерамами и аммонитами. Раковины бухий мелкого и среднего размера – от 1-2 до 5 см, одиночные или скоплениями по 2-6 раковин на поверхность керна с диаметром 8 см. Повсеместно расплющенные. Часто раковины полностью растворены – встречаются только отпечатки. По ориентировке сдвоенных раковин, отсутствию сортировки, наличию исключительно целых раковин можно судить об автохтонности двустворок.

4. Выше, также в верхней толще баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты повсеместно отмечается уровень, где бухии наиболее многочисленные. В этом интервале наиболее обильные скопления образованы моновидовыми поселениями *B*. cf. *okensis* (Pavlov), *B*. cf. *volgensis* (Lahusen) и *B*. cf. *unschensis* (Pavl.,1907) довольно крупных раковин – размером до 5-7 см и иногда еще больше. В этом уровне практически не отмечаются иноцерамы, нередко соседствующие с бухиями в нижележащих интервалах.

Неудовлетворительная сохранность бухий затрудняет более детальную характеристику этой группы.

Иноцерамы (Приложение 3, фототаблицы 16-17). Распространение в разрезе иноцерам приурочено к тем самым интервалам, где отмечаются бухии. Однако, вместе – на одной поверхности напластования, эти двустворки практически не встречаются.

Немногочисленные их находки плохой сохранности отмечаются в верхах абалакской свиты, но главным образом представлены в баженовских и нижнетутлеймских отложениях.

В нижней толще баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты раковины иноцерам часто преобладают среди другого бентоса, размер их сравнительно небольшой для рода (обычно около 5-6 см), толщина створок обычно не более 1 мм. Иногда встречаются раскрытые раковины. Здесь их сохранность также плохая: раковины раздавлены, часто сломаны и, более того раздробленные, целые створки нередко частично растворены. Обломки призматического слоя раковин иноцерам образуют карбонатный детрит, который является одним из главных породообразующих компонентов на данном участке разреза. Прослойки иноцерамового детрита подчеркивают текстуру породы.

В верхней толще баженовской свиты количество иноцерам достаточно велико. Раковины очень крупные (как правило, всегда больше площади поверхности керна, диаметром 80 мм) и толстые (до 1 см и более). В отдельных слоях могут образовывать очень плотные скопления, вплоть до ракушняков. Так как размер керна обычно не превышает размер раковин и ввиду частичного растворения последних, видовая диагностика иноцерам затруднена. Остатки бухий в таких прослоях крайне редки.

В целом, иноцерамы – преобладают в бентосе баженовской свиты. Второй также многочисленный род – *Buchia*, несколько уступает им в количестве.

Бухии и иноцерамы вели сходный образ жизни в практически идентичных условиях [Захаров, 1981], поэтому являлись естественными конкурентами. В плотных поселениях, где из-за обилия моллюсков конкуренция ужесточалась вследствие дефицита пищи и, возможно, других причин, мы наблюдаем доминирование либо одних, либо других форм. Совместное нахождение этих двух родов возможно только при незначительном распространении обоих представителей [Захаров, 1981], что отмечается в нижней толще баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты.

Наблюдается различие в таксономических ассоциациях этих двустворок с пелагическими формами: с иноцерамидами преобладают остатки рыбьего скелета, с бухиидами – чаще всего встречаются остатки *Onychites*. Также, на интервалах, где иноцерамы наиболее многочисленны, как правило, минимально количество радиолярий. Интервалы с бухиями, напротив, часто содержат многочисленные прослои радиоляритов разной мощности, причем в шлифах нередко отмечалось совместное нахождение остатков

раковин бухий с многочисленными радиоляриями. Вероятно, диапазон условий обитания бухий более широкий, чем у иноцерам. Отсюда можно предположить, что бухии появлялись и становились наиболее многочисленными в морском бассейне в периоды экологических перестроек.

Лиостреи (Приложение 3, фототаблица 17). Известны лишь из нижнесредневолжского интервала нижней толщи баженовской свиты, где они встречаются вместе с бухиями и иноцерамами. Представлены, видимо, всего одним видом - *Liostrea plastica* (Trautschold). Отмечаются два типа находок этих фоссилий. Чаще всего, они встречаются на раковинах аммонитов – согласно имеющимся представлениям [Захаров, 1963, Брадучан и др., 1986], *Liostrea plastica* поселялись на аммонитах при жизни последних. Реже отмечаются находки лиострей не связанные с аммонитами, в том числе в ассоциациях с бухиями инситного облика.

Раковины *Liostrea plastica* различных размеров – от первых мм до 3-4 и редко до 6 см. Толщина крупных раковин достигает 1 мм. Сохранность сравнительно неплохая – створки, как правило, раздавлены и частично растворены, но скульптура и контуры при этом отчетливые.

Эквипектены. Характерны для нижней толщи нижнетутлеймской подсвиты, отмечаются также в западных районах развития баженовской свиты (также в нижней толще), в зоне перехода в тутлеймскую. Таким образом, ареал их находок тянется узкой полосой вдоль западного борта Фроловской мегавпадины. Эквипектены представлены, по-видимому, одним видом – *Aequipecten arachnoideus* (Sok. et Bodyl.). Повсеместно это мелкие раковины (рис. 3.2.10) – размером около 1 см в среднем, обычно раздавленные, удовлетворительной и плохой сохранности, чаще всего полностью пиритизированы. На створках хорошо сохраняется тонкая скульптура.



Рис. 3.2.10. Двустворки Aequipecten arachnoideus (Sok. et Bodyl.) из черносланцевой толщи.

А – Скв. Молодежная 4, гл. 2512,95 м. Абалакская свита.

Б – скв. Нижнеянлотская 2, гл. 2692 м, размер раковины 11 мм. Нижнетутлеймская подсвита, пачка 1.

В – скв. Молодежная 4, гл. 2504,06 м. Нижнетутлеймская подсвита, пачка 2а.

Эквипектены нередко ассоциируют с бухиями. На интервалах, где они встерчаются могут присутствовать иноцерамы, но непосредственно на одной поверхности напластования они не были встречены. Замечено, что в районах присутствия эквипектенов не встречаются лиостреи. Вероятно, первые могли обитать в более мутных водах, которую не переносили представители устриц.

Эквипектены, лиостреи и единичная нукулома из баженовских и тутлеймских отложений фигурируют в работе [Брадучан и др., 1986], с описаниями и изображениями.

Брахиоподы (Приложение 3, фототаблица 18).

В изученных разрезах отмечаются исключительно беззамковые брахиоподы (с хитиново-фосфатной раковиной). Мелкие (до 5-7 мм) разрозненные раковинки брахиопод очень характерны для абалакской и георгиевской свит. В абалакской свите они распространены практически на всех уровнях, кроме нижних двух пачек (пахомовская и алевро-глинистая), но наибольшее их количество отмечается в карбонатной и черносланцевой пачках – в фациях, отличающихся низким биоразнообразием макроформ. Выше, с переходом в углеродистые силициты низов баженовской и тутлеймской свит, частота их встречаемости заметно сокращается. В средней и верхней частях черносланцевого разреза, в высокоуглеродистых кремнистых отложениях, лингулярии и дисциниски не обнаружены. Исключение – скв. Восточно-Ольховская 311 (СЗ борт Фроловской мегавпадины на стыке с Полуйским сводом), где отмечены разрозненные и обломанные створки лингул вместе с бухиями в самых углеродистых разностях срединной части разреза нижнетутлеймской подсвиты. Вероятно, это переотложенные формы, что косвенно подтверждается наличием на этом уровне и в этой области бассейна отложений, перемытых донными течениями [Панченко, Немова, 2017]. В единственном случае была найдена створка беззамковой брахиоподы в самых верхах баженовской свиты, где содержится уже сравнительно невысокое количество Сорг (скв. Правдинская 5209, приложение 3, фототаблица 3, фиг. 6).

Находки брахиопод очень многочисленны, но все они представлены двумя родами: Lingularia и Discinisca (определения Т.Н. Смирновой, МГУ им. Ломоносова). Т.Н. Смирновой с коллегами на основе материала, собранного автором диссертации, был описан новый вид Lingularia smirnovae Biernat et Emig [Смирнова и др., 2015].

По мнению Т.Н. Смирновой, раковинки встреченных брахиопод по размеру очень маленькие для представителей этих родов: размер лингулид не превышает 8 мм, дисциниски еще меньше – 2-3 мм. Замечено, что с переходом в периферийные и более мелководные отложения мулымьинской и марьяновской свит размер раковин дисцинид статистически

укрупняется, вплоть до размера в 1 см. Повсеместно сохранность раковин очень хорошая. В микроскульптуре заметны щетинки и личиночная раковинка, различима структура раковинного вещества [Смирнова и др., 2015, 2017].

Похожие по морфологии и размеру лингулярии распространены в одновозрастных фациях Шпицбергена – в углеродистой формации Агардфьеллет (Agardhfjellet Formation) [Holmer, Nakrem, 2012; Koevoets et. al., 2018а]. Как и в изучаемой черносланцевой толще, в разрезах Шпицбергена беззамковые брахиоподы отмечены в интервалах с пониженной частотой встречаемости двустворок [Koevoets et. al., 2018а], что, вероятно, указывает на особенности условий обитания и экологического доминирования этих брахиопод.

Ихнофоссилии

Ихнофоссилии из черносланцевого интервала верхней юры – нижнего мела Западной Сибири упоминаются в небольшом количестве работ [Захаров и др., 1998, Эдер и др., 2003; Барабошкин и др., 2015]. Долгое время считалось, что в баженовской свите полностью отсутствуют биотурбации [Брадучан и др., 1986; Захаров и др., 1998]. Затем следы илоедов все чаще стали попадаться в «переходных» низкоуглеродистых интервалах [Эдер и др., 2003], а с появлением представительного керна хорошего качества редкие биотурбации были отмечены даже в срединных интервалах баженовской свиты – в самых углеродистых отложениях [Барабошкин и др., 2015].

Наибольшая частота встречаемости ихнофоссилий тяготеет к нижним и верхним интервалам черносланцевой толщи, вероятно, вслед за изменением концентраций OB. Если в сероцветных отложениях, окружающих черносланцевую толщу снизу, сверху и по латерали, биотурации не только обычны, но и весьма обильны, то в пределах черных сланцев их находки редки и отмечены в определенных литофациях (как правило, более глинистых), на нескольких уровнях.

Если брать во внимание именно черносланцевый интервал, то здесь ихнофоссилии обычны для георгиевской, абалакской, фроловской свит и верхнетутлеймской подсвиты. Представлены двумя родами – *Chondrites* и *Pilichnus*, которые часто ассоциируют (рис. 3.2.11). Их ходы повсеместно заполнены буро-охристым веществом, развивающимся по сульфидам железа. Аналогичные формы отмечены в одновозрастной углеродистой формации Агардфьеллет Шпицбергена (см. fig. 9C в работе [Koevoets et. al., 2018a]). Наиболее частые и крупные формы *Chondrites* и *Pilichnus* встречаются в верхнетутлеймской подсвите и черносланцевом интервале фроловской свиты.

В силицитах баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты отмечается уровень (пачки 3 и 4) с развитием *Trichichnus*, заполненных неизмененным пиритом (рис. 3.2.11, фиг. 1 и 3). Встречаются они редко, но по всей территории исследований (Красноленинский,

68

Нижневартовский своды, Верхнесалымский мегавал, различные структуры C3 Томской области) Примечательно, что других ихнофоссилий на этом уровне не было встречено.



Рис. 3.2.11. Ихнофоссилии баженовской (фиг. 1-2), нижнетутлеймской (фиг. 3) и абалакской (фиг. 4-8) свит. Заимствовано из работы [Барабошкин и др., 2015]. Сборы автора и Е.Ю. Барабошкина.

- 1. Trichichnus isp., замещенный пиритом. Скв. Вахская-108. Масштаб 1,5 см.
- 2. ? Pilichnus isp. (Pi), Chondrites isp. (Ch). Скв. Галяновская-42.
- 3. Trichichnus isp., замещенный пиритом. Скв. Молодежная-4.
- 4. Pilichnus dichotomus Uchman, 1999 (Pi), Phycosiphon isp. (Ph). Скв. С-Аркановская-30.
- 5. Chondrites intricatus (Brongniart, 1828), ? Planolites isp. (Pl). Скв. З-Унлорская-308.

6. *Chondrites* isp. (Ch), *Phycosiphon* isp. (Ph), *Planolites* isp. (Pl), *Thalassinoides* isp. (Th). Скв. Верхнесалымская-45.

7. Chondrites isp. (Ch). Скв. Верхнесалымская-45.

8. Chondrites targionii (Brongniart, 1828). Скв. Емангальская-96. Деления равны 1 мм.

Примечание: на фиг. 2, 3, 8 усилена контрастность в программе Adobe Photoshop CS4.

Несмотря на редкость и скудность в таксономическом разнообразии следов инфауны в объекте исследований, они предоставляют крайне важную информацию о физических условиях среды, палеоэкологии и седиментации. Поэтому сведения о них были применены в расчленении разрезов и для палеоэкологических реконструкций.

Фораминиферы (Приложение 3, фототаблица 19, 20).

В черносланцевой представлены исключительно бентосными толще агглютинирующими формами. Последние были встречены во всех образцах, переданных во ΦГУ ΗΠΠ «Геологоразведка» исследования. Однако обнаруженные на формы характеризуются посредственной, плохой и очень плохой сохранностью. Поэтому биостратиграфический и палеоэкологический анализы по этой группе трудновыполнимы. Стоит отметить, что имеющиеся сведенья о находках бентосных фораминефер указывают на ИХ повсеместное распространение в изучаемой черносланцевой толще: на всех стратиграфических уровнях и в различных областях палеобассейна. Ранее предполагалось, что фораминиферы характерны только для тутлеймской свиты и западных районов развития баженовской свиты [Брадучан и др., 1986].

ПЛАНКТОННЫЕ ГРУППЫ

Радиолярии. Играют важнейшую породообразующую роль в черносланцевой толще, особенно в силицитовой части разреза – в баженовской свите и нижнетутлеймской подсвите. Представлены в основном семейством Parvicingulidae Pessagno, 1977, которые наиболее многочисленны в средней части баженовской свиты, где сконцентрирована большая часть радиоляритовых пластов. В верхней толще баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты радиолярии распространены меньше, здесь преобладают представители другого семейства – Williriedillidae Dumitrica, 1970 (материалы В.С. Вишневской, ГИН РАН). В верхнетутлеймской подсвите и черных сланцах фроловской свиты радиолярии редки.

Диноцисты (Приложение 3, фототаблица 21, 22). Эта группа широко развита в планктоне абалакской свиты, а в силицитах баженовской и тутлеймской свит встречается в значительно меньшем количестве. Вероятнее всего, это связано с восстановительными условиями палеосреды и концентрирования в осадке слишком больших масс OB, которые «спекались» в диа-катагенезе в единую сплошную аморфную массу (рис. 3.2.12).



Рис. 3.2.12. Органомацерат из пород баженовской свиты: слева – общий вид (обилие аморфной органики), справа – единичная циста одноклеточной водоросли (светлая в центре) на фоне общей аморфной органической массы (по материалам О.В. Шурековой, ФГУ НПП «Геологоразведка», 2013 г.)

В абалакской свите наиболее распространены хоратные (тело которых имеет значительно развитые выросты или «рога») и проксимохоратные (имеющие небольшие выросты) цисты, среди которых *Adnatosphaeridium caulleryi, Rigaudella filamentosa, Trichodinium scarburghense, Bourkidinium* sp., *Prolixosphaeridium* spp., *Cleistosphaeridium* sp., Surculosphaeridium? vestitum, *Systematophora*? daveyi, *Impletosphaeridium* sp. и др. [Панченко и др., 2015а] (результаты получены коллективом ФГУ НПП «Геологоразведка» в 2013 и 2014 гг.).

Кокколитофориды. Еще одна породообразующая группа, сформировавшая единый и достаточно мощный карбонатный интервал в верхней толще баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. В нижней толще, в черных сланцах абалакской, георгиевской и фроловской свит, а также в верхнетутлеймкой подсвите не обнаружены. Встреченные и изученные посредством электронной микроскопии кокколитофориды (рис. 3.2.13) относятся к роду *Watznaueria* [Устинова и др., 2014], который имеет широкое стратиграфическое распространение. Сохранность плохая, до вида определены *Watznaueria fossacincta* (Black) интервал существования которой охватывает нижний байос – маастрихт. Отмечается еще *Watznaueria* sp., видовую принадлежность которой определить невозможно, так как разрушена центральная часть кокколита.



Рис. 3.2.12. Кокколитофориды из верхней толщи баженовской свиты. Фотография в растровом электронном микроскопе (автор фотографии Н.С. Балушкина) 1 - *Watznaueria fossacincta* (Black), 2 – *Watznaueria* sp. (определения М.А. Устиновой).

Монородовой состав комплексов (*Watznaueria*) указывает на бореальный характер. Вероятно, монородовой таксономический состав комплекса можно объяснить тем, что легкие ажурные кокколиты могли быть растворены в процессе диагенеза, остались только массивные кокколиты *Watznaueria*, широко распространенные в бореальных разрезах (по материалам М.А. Устиновой).

Кальцисферы – сферические полые известковые микрофоссилии, размером 0,03-0,04 мм, широко распространены на уровне развития кокколитофорид. Хорошо различимы в шлифах (рис. 3.2.14). Эти фоссиллии отнесены к собирательной группе кальцисфер, принадлежность которых сегодня остается дискуссионной. Вероятнее всего их стоит относить к известковым диноцистам [Вишневская и др., 2020].



Рис. 3.2.14. Карбонатные сферические образования в верхах баженовской свиты - кальцисферы. Обр. Првд5217-122. Скв. Правдинская 5217. Баженовская свита, верхняя толща. Фотография шлифа: левый рис. – николи параллельные, правый – скрещенные.
МАКРОСКОПИЧЕСКИЕ ВОДОРОСЛИ

В работе [Брадучан и др., 1986] обсуждаются находки прослоев твердого битума продолговатой формы, при детальном изучении под бинокуляром в них отмечена струкрура, сходная с клеточным строением. Предполагается, что это остатки макроводорослей. Видимо именно такие же прослои битума отмечены как остатки воророслей в более поздних источниках [Маринов и др., 2006; Кудаманов и др., 2017]. Твердые битумы встречаются в керне довольно часто и тяготеют к определенным интервалам, что указывалось также в вышеуказанной монографии. Если принимать во внимание, что это фоссилизированные макроводоросли, то это может дополнить палеоэкологическую реконструкцию черносланцевого морского бассейна.

Некоторые выводы по изученному материалу

По имеющемуся палеонтологическому материалу можно судить о незначительном биоразнообразии большинства групп, обитавших в «черносланцевом» палеоморе. В пределах объекта исследований набор таксонов существенно более скудный, чем, например, в подстилающих сероцветных глинах абалакской и васюганской свит. Кроме того, для черносланцевой толщи характерно преобладание остатков нектонных групп на фоне спорадически встречаемого бентоса, таксономически однообразного.

В подстилающих сероцветных отложениях встречается более 10 родов двустворок, в черносланцевом интервале – диагностируется 5, из которых резко преоблают *Buchia* и *Inoceramus*. Существенно меньшие по численности *Liostrea* и *Aequipecten* были развиты только в определенных областях, а их стратиграфический диапазон органичивается раннесредневолжским временем (см. Приложение 2). Находки еще одного рода двустворок – *Nuculoma* – крайне редки, поэтому выводов по ним сделать нельзя.

Брахиоподы представлены всего двумя видами инартикулят из двух разных родов – *Lingularia* и *Discinisca*. В черносланцевой толще они отличаются сравнительно мелкими размерами раковин.

Ихнофоссилии в черных сланцах редки, относятся преимущественно к трем родам: *Chondrites*, *Pilichnus* и *Trichichnus*, все они толерантны к дефициту кислорода в поверхностной части осадка [Seilacher, 2007; Барабошкин и др., 2015].

С переходом в черносланцевый интервал частота встречаемости ростров белемнитов снижается, в самых кремнистых и насыщенных ОВ фациях они практически не фигурируют. Огромное число находок крючков *Onychites* подразделяется всего на 3 морфогруппы, но исходя из их ассоциирования друг с другом, нельзя исключать, что все они могут являться остатками одного рода или даже вида теутид.

Рыбы, видимо, также не характеризуются разнообразием, так как подавляющее большинство скелетных находок – однотипные по морфологии и размеру фрагменты скелета из рода *Leptolepis*. Преобладающие косточки и чешуйки позволяют судить о весьма скромном размере господствующей ихтиофауны.

На фоне вышеназванных групп относительно разнообразны аммониты – определено около 20 родов. Но их представители также отличаются сравнительно небольшими формами.

Таким образом, биота черносланцевого морского бассейна указывает на специфические гидрохимические и гидрологические параметры среды и неблагоприятные условия обитания, что хорошо подкрепляет давно сделанные выводы предшественников [Булынникова и др., 1978; Брадучан и др., 1986, 1989; Захаров, 2006]. Материалы, полученные автором по современному керновому материалу хорошего качества, несмотря на тщательность исследований, принципиально этот вывод не меняют, но усугубляют его новыми непротиворечивыми данными. Стоит отметить, что лимитирующие факторы палеосреды существовали непостоянно и сказывались неблагоприятно далеко не на всех группах морских организмов. Например, для бентосных форм, в частности бухий и иноцерам, явно существовали периоды расцвета, при этом нельзя сказать про стабильность и в фотической зоне: радиолярии и нанопланктон также испытывали вспышки развития и этапы угнетения.

Вырисывывается еще одна яркая особенность биоты черносланцевого бассейна: таксономическое и экологическое разнобразие здесь резко непостоянны, меняются скачками, указывая на определенные интервалы разреза черных сланцев, часто относительно маломощные. По-видимому, границы таких интервалов соответствуют палеоэкологическим перестройкам. Эти интервалы и уровни были использованы для расчленения и корреляции разрезов, а также при анализе биособытий.

Выделение комплексов палеобиоты

По изменению в разрезе 1) общего количества остатков макрофауны и микрофауны, 2) биоразнообразия, 3) тафономических ассоциаций, 4) сохранности, 5) соотношений авто- и аллохтонных фоссилий были выделены единицы разреза, названные комплексами палеобиоты (КПБ) [Панченко и др., 2015а].

Выделено 11 комплексов КПБ, из которых 10 – непосредственно в черносланцевой толще (со 2-го по11-й КПБ). Комплексы выделены на основе тех ассоциаций фоссилий и их характеристик, что наиболее устойчиво прослеживаются по изученной территории. Некоторые вариации, присутствующие в вертикальной последовательности комплексов и в их составе, зависят, прежде всего, от удаленности от береговой линии конкретного разреза и

от соответствующего структурного положения (локальная впадина, поднятие или склон) (рис. 3.3.14).

Первоначально КПБ были выделены в центральной части Западной Сибири, в области на стыке Салымского мегавала, Фроловской и Юганской мегавпадин. Здесь ключевой элемент изучаемой черносланцевой толщи – баженовская свита – обладает наиболее полным и представительным разрезом [Панченко, 2020a,b]. Впоследствии комплексы палеобиоты были прослежены на существенно большей территории.

В подстилающих сероцветных отложениях выделен первый комплекс (КПБ-1), относительно которого были произведены сравнения изменений ассоциаций фоссилий и возможных палеоэкологических изменений в вышележащей черносланцевой толще. В целом, КПБ позволили обнаружить весьма отчетливое вертикальное строение изученного разреза, которое не столь очевидно при анализе только литологических данных, в том числе, совместно с каротажом.

На основе выделенных слоев с фауной произведено расчленение и корреляция изученных разрезов. Несмотря на то, что керновый материал происходит из разных тектонических структур и структурно-фациальных районов, комплексы с палеобиотой уверенно прослеживаются на всей изученной территории. Поэтому выявленные палеонтологические маркеры выступили в качестве важнейших ориентиров при последующем выполнении комплексной интерпретации стратиграфических данных.

Ниже приводится характеристика комплексов палеобиоты (снизу-верх).

КПБ 1. Комплекс с двустворками Entolium – Meleagrinella развит в низах абалакской свиты в глинистых и алевро-глинистых биотурбированных породах. Назван по характерным представителям. В комплексе сравнительно большое разнообразие двустворок *Praebuchia?* sp., *Camptonectes* sp., *Dacryomya* sp., *Malletia* sp., *Thracia* sp.. В совместном нахождении с двустворками встречаются неопределимые до рода белемниты и аммониты. Биотурбации многочисленны и разнообразны: *Phycosiphon, Thalassinoides, Palaepohycus, Chondrites, Pilichnus*. Микрофауна не обнаружена.

Состав комплекса представлен типично мелководной ассоциацией животных. Среди двустворок отмечены сидячие фильтрующие формы, ползающие и частично зарывающиеся. Достаточно многочисленные *Entolium*, среди которых встречаются двустворчатые экземпляры, предполагают активную гидродинамику бассейна [Захаров, 1981].

По присутствию двустворок *Entolium, Meleagrinella, Camptonectes, Dacryomya, Malletia, Thracia* комплекс обнаруживает сходство с выделяемыми местными зонами Praebuchia orientalis – Grammatodon schourovskii и Buchia concentrica – Praebuchia kirghisensis,

прослеживаемых в породах верхнего келловея – среднего оксфорда Западной Сибири [Решения..., 2004].



Рис.3.2.15. Расчленение и сопоставление по комплексам палеобиоты разрезов, происходящих из разных участков донного палеорельефа.

Ихнофоссилии, образованные комплексом полихет и ракообразных, характеризуют ихнофацию Cruziana и указывают на нормально-морские условия с небольшой дизоксией в осадке.

Характерно присутствие большого числа палиноформ. В палиноспектре доминируют диноцисты (95%). Среди них встречены хоратные и проксиматные цисты Adnatosphaeridium caulleryi, Rigaudella filamentosa, Trichodinium scarburghense, Bourkidinium sp., Prolixosphaeridium spp., Cleistosphaeridium sp., Surculosphaeridium? vestitum, Systematophora? daveyi, Impletosphaeridium sp. Отмечается ничтожное содержание пыльцы (около 2%) и единичные акритархи.

По абсолютному преобладанию хоратных и проксимохоратных диноцист (95%) можно судить о формировании соответствующих слоев в условиях обширного морского бассейна с умеренными шельфовыми глубинами. Присутствие вида *Trichodinium scarburghense* подтверждает выводы о позднекелловей–среднеоксфордском возрасте породы.

КПБ 2. Комплекс с двустворками Buchia – и брахиоподами Lingularia. Выделен в верхах абалакской свиты в серых глинистых, карбонатно-глинистых слабокремнистых биотурбированных породах на переходе в черносланцевый интервал. Типичными представителями являются рода двустворки Buchia и брахиоподы Lingularia, также в комплексе отмечаются белемниты, редкие двустворки Nuculoma. Характерно присутствие ихнофоссилий Chondrites, Pilichnus и, реже, Phycosiphon.

На переходе от КПБ 1 к КПБ 2 наблюдается смена экологии донных сообществ. Резко сокращается разнообразие двустворок. В первом комплексе присутствуют сидячие фильтрующие формы, ползающие и частично зарывающие. Во втором – резко преобладают фильтраторы-эврибионты (бухии и лингулиды) – организмы, наиболее толерантные к неблагоприятным условиям среды [Смирнова и др., 2015].

Среди микрофоссилий встречены немногочисленные остатки радиолярий и фораминифер. Радиолярии представлены всеми морфологическими группами в равных процентах. Среди фораминифер отмечаются крупные бентосные формы из отрядов *Lagenidae* и *Pleurostomellidae* (определения в шлифах Е. А. Бровиной, геологический факультет МГУ) и многочисленные агглютинирующие формы с плохой сохранностью.

Смена таксономической ассоциации, вероятно, вызвана увеличением глубины бассейна либо появлением сероводородного заражения, возможно наложение обоих факторов. Предполагаемый возраст описываемого подкомплекса – ранний кимеридж.

На границе второго и третьего комплексов происходит резкое сокращение двустворок. Смена экологических ассоциаций бентоса на данном интервале разреза выглядит следующим образом. Слои с КПБ 2 характеризуются обилием *Buchia* с интенсивной биотурбацией. Выше по разрезу бухии ассоциируют с лингулидами. Здесь следы инфауны также обильны. Наконец, в самых верхних слоях бентос представлен исключительно беззамковыми брахиоподами (лингулиды, реже дисциниды), число которых невелико. Здесь интенсивность биотурбации низкая, отдельные следы представлены *Pilichnus* и *Chondrites*. Уменьшение разнообразия ихнокомплексов с доминированием *Chondrites* указывают на усиление дизоксии в осадке.

КПБ 3. Комплекс с *Lingularia* и *Onychites*. Выделен в кровельной части абалакской свиты, в темно-серых кремнисто-глинистых <u>слабо</u> <u>биотурбированных</u> породах черносланцевой пачки. Характерные макроформы - брахиоподы *Lingularia* и группа *Onychites* (остатки теутид). Здесь же встречены редкие остатки рыб и ихнофоссилии *Pilichnus* и *Chondrites*. Среди многочисленных радиолярий доминируют представители рода

Parvicingula, но скелеты и их отдельные фрагменты пиритизированы, что, наряду с другими факторами, свидетельствует о восстановительной обстановке в осадке.

Состав комплекса указывает на условия относительного глубоководья (соотносимого с глубоким шельфом) и дефицита кислорода в грунте. По ассоциациям радиолярий, время формирования комплекса оценивается в пределах позднекимериджского (?) – ранневолжского веков.

КПБ 4. Комплекс с Onychites и остатками рыб. Выделен в низах баженовской свиты в небиотурбированных глинисто-кремнистых породах с прослоями радиоляритов. Среди макрофауны преобладают Onychites и остатки мелких рыб, отмечаются редкие белемниты. Особенностью комплекса является полное отсутствие остатков бентоса, в том числе ихнофоссилий и низкое биоразнообразие в целом. Присутствует большое количество радиолярий Paronaella cf. mulleri Pessagno, Parvicingula blowi Pessagno, P. blowi sibirica Vishnevskaya, P. cf. blowi Pessagno, P. papulata Kozlova and Vishnevskaya, Triversus cf. tsunoensis Aita, Zhamoidellum ovum Dumitrica. Таким образом, в составе комплекса присутствуют остатки исключительно пелагических форм.

Отсутствие бентоса говорит о том, что кислорода в грунте и в придонных слоях воды не было. Заметно возросшее (по сравнению с нижележащим комплексом) количество нектонных форм, также может указывать на увеличение глубины морского бассейна. Кроме того, доминирование видов рода *Parvicingula* служит явным признаком бореальной водной массы. Даже само присутствие парвицингул в радиоляриевом комплексе является индикатором северного течения, заносящего большое количество представителей этого рода из Северо-Атлантической или Арктической палеоклиматической провинции. Местами отмечается свал скелетных остатков, игл радиолярий, ориентированных в одном направлении, что может указывать на снос и перезахоронение в смежной впадине.

Вероятно, появление данного КПБ совпадает с началом высокоуглеродистого этапа осадконакопления. Таким образом, ассоциация фауны комплекса является индикатором черносланцевых отложений, концентрирующих ОВ.

КПБ 5. Комплекс с двустворками *Liostrea – Buchia – Inoceramus*. Данный комплекс прослеживается на подводных возвышенностях (своды и мегавалы). В крупных унаследованных впадинах (например, Тундринская котловина) КПБ 5 теряет свои признаки (рис. 3.3.15).

Комплекс развит в нижней толще баженовской свиты в <u>небиотурбированных</u> глинисто-кремнистых породах. Нижняя граница опознается по появлению бентоса, верхняя –

по резкому сокращению его количества. Остатки нектонных форм (прежде всего, рыб и теутид) заметно преобладают среди макрофоссилий.

Донная фауна немногочисленна, представлена двустворками *Liostrea, Buchia* и *Inoceramus*, исключительно редко отмечаются дисциниды и лингулиды. Заметно преобладают остатки иноцерамов. Двустворки представлен фильтраторами высокого уровня, обитавшими над поверхностью осадка. Размеры раковин небольшие, а захоронения как параавтохтонные, так и аллохтонные. В последнем случае отмечаются прослои со «свалом» ракушечного материала.

Видом-индикатором комплекса является *Liostrea plastica* (Trautschold), размеры которых варьируют от очень мелких (2-3 мм) до весьма крупных (более 5 см). Подобно современным устрицам, эти моллюски нуждались в чистой морской воде, богатой кислородом. Поэтому в баженовском бассейне они могли обитать только выше уровня аноксии, чаще всего – прикрепляясь к плавающим предметам, обычно аммонитам [Захаров, 1963; Брадучан и др., 1986]. Об этом говорит строго одинаковая ориентация раковин устриц на поверхности аммонитов. Реже встречаются крупные устрицы, поселявшиеся на грунте, либо водорослях вместе с бухиями и иноцерамами, но обязательно выше уровня сероводородного заражения.

На западе территории исследований с переходом в более глинистые литофации лиостреи уступают свое место в этом комплексе другим двустворкам - *Aequipecten arachnoideus*, которые, судя по всему, могли обитать в более мутных водах.

Среди головоногих встречаются аммониты рода *Dorsoplanites* и др., единичные белемниты, а также *Onychites*, которые здесь весьма обильны. Многочисленны разрозненные костные остатки мелких рыб.

В совместном нахождении наиболее характерны *Onychites* с остатками рыб, *Onychites* с двустворками, аммониты с *Liostrea plastica*, реже - бухии с лиостреями, бухии с эквипектенами, аммониты с иноцерамами и бухиями, единичны и не характерны находки бухий с иноцерамами в одном слое.

КПБ 5 соответствует большей части стратиграфического объема биогоризонта Parvicingula blowi (*Paronaella* cf. *mulleri* Pessagno, *P. blowi* Pessagno, *P. blowi sibirica* Vishnevskaya, *P.* cf. *blowi* Pessagno, *P. papulata* Kozlova et Vishnevskaya, *Triversus* cf. *tsunoensis* Aita, *Zhamoidellum ovum* Dumitrica). Численность радиолярий сравнительно невысокая.

На время существования комплекса, видимо, приходится некоторая стабилизация условий бассейна: глубина колебалась незначительно и, судя по всему, уменьшалась.

Придонные воды в области палеоподнятий вновь стали аэрируемыми, уровень растворенного кислорода стал достаточным для обитания форм, сидящих на грунте, но. ниже поверхности осадка аноксия сохранилась. Неизменность состава и численности радиолярий и нектонных групп говорит о том, что характер морских условий в пелагической части не изменился по сравнению с КПБ 4.

Возраст комплекса – ранне-средневолжский (по присутствию аммонитов Dorsoplanites sp. и радиолярий Parvicingula blowi).

КПБ 6. Комплекс с преобладанием остатков рыб установлен в низах баженовской свиты в небиотурбированных глинисто-кремнистых породах с прослоями радиоляритов. Нижняя граница комплекса определяется по исчезновению бентоса, верхняя – по резкому сокращению ихтиодетрита, уменьшению количества *Onychites*. Основой комплекса являются *Onychites* с остатками рыб, менее характерны аммониты, редкие двустворки, очень редки белемниты.

Остатки нектонных форм не столь обильны, как в КПБ 5, но, тем не менее, они резко преобладают над бентосными формами. Значительно возрастает численность радиолярий, представленных *Paronaella* cf. *mulleri* Pessagno, *Parvicingula excelsa* Pessagno et Blome, *P. jonesi* Pessagno, *P. blowi* Pessagno, *P. blowi sibirica* Vishnevskaya, *P.* cf. *blowi* Pessagno, *P. papulata* Kozlova et Vishnevskaya, *P.* cf. *obstinata* Hull, *P.* cf. *rothwelli* Pessagno, *Praeparvicingula* cf. *rotunda* Hull, *Triversus* cf. *fastigatus* Hull, *T.* cf. *tsunoensis* Aita, *Zhamoidellum ovum* Dumitrica.

Постепенное исчезновение бентоса в КПБ 4 и КПБ 5 связывается с увеличением глубины бассейна. Это предположение подтверждется распространением радиолярий: бентос пропадает на границе радиоляриевых биогоризонтов: Parvicingula blowi и Parvicingula jonesi, где отмечается резкое увеличение количества (от 40% к 75%) и разнообразия видов высококонических форм рода *Parvicingula*, тяготеющих к значительным глубинам [Вишневская, 2001, 2013].

По находкам аммонитов *Dorsoplanites* sp. и D. cf. *maximus* в комплексе прослеживаются две аммонитовые зоны – Dorsoplanites ilovaiski и D. maximus, (средний волжский подъярус). Таким образом, возраст комплекса – средневолжский.

КПБ 7. Комплекс с редкой макрофауной выделен в баженовской свите в глинистокремнистых породах с разновеликими прослоями радиоляритов. Нижняя граница комплекса определяется исчезновением всех групп макрофауны, верхняя – появлением аммонитов с двустворками. Для комплекса характерно присутствие *Onychites* и остатков рыб, другая макрофауна очень редка. Редкость остатков макрофауны – наиболее характерная черта данного комплекса. В данном интервале встречаются переотложенные формы – «свалы» рыбьих костей, часто сортированных по размеру и единичные двустворки, ориентировка которых не позволяет говорить о прижизненном захоронении.

Возможно, интервал развития комплекса 7 содержит криптобиотурбации, описанные В.Д. Немовой [Немова, 2012а] как "биотурбиты", но макробиотурбаций здесь не встречено.

В КПБ 7 отмечены радиолярии *Parvicingula excelsa* Pessagno et Blome, *P. jonesi* Pessagno, *P.* cf. *obstinata* Hull, *P.* cf. *rothwelli* Pessagno, *Praeparvicingula* cf. *rotunda* Hull, *Triversus* cf. *fastigatus* Hull, что сближает его с биогоризонтом Parvicingula jonesi, выделенным В.С. Вишневской [Вишневская, 2013].

Вероятнее всего, данный комплекс маркирует момент максимального подъема уровня моря, на что указывает отсутствие автохтонного бентоса, редкость остатков головоногих и мелких костистых рыб. Представители рода *Parvicingula* данного комплекса имеют максимальное число камер (до 15-20), что характерно для глубоководных отложений (рис. 3.2.16) [Вишневская, 2001].



Рис. 3.2.16. Максимальное число камер у представителей рода *Parvicingula* 1 - Parvicingula blowi Pessagno из баженовской свиты Западной Сибири (Скв. Малобалыкская-93, глубина 2895 м); 2, 3 - Parvicingula blowi Pessagno из Калифорнии (адаптировано из Pessagno, 1977, табл.8, фиг. 14 и 11), тихоокеанская провинция. Материалы В.С. Вишневской.

Возраст комплекса по находкам аммонитов *Laugeites groenlandicus* и *Epilaugeites* cf. *vogulicus* отвечает зонам Laugeites groenlandicus и Epilaugeites vogulicus (верхи средневолжского подъяруса).

КПБ 8. Комплекс аммонитов с двустворками. Прослежен в середине баженовской свиты в глинисто-кремнистых породах. Нижняя граница проводится по массовому

появлению аммонитов и двустворок и увеличению остатков другой макрофауны (прежде всего, *Onychites* и рыб). Верхняя граница проводится по основанию слоев с обилием иноцерамов. Наиболее типичные представители: аммониты (в т.ч. *Epilaugeites*) и двустворки, представленные немногочисленными *Buchia* и *Inoceramus*. Главная особенность биокомплекса – присутствие бентоса и увеличение по сравнению с КПБ 7 биоразнообразия.

Количество остатков нектона и бентоса сопоставимое. Среди двустворок обязательно преобладает одна группа, чаще всего это бухии. Наиболее характерные таксономические ассоциации: аммониты с *Buchia*, *Onychites* с остатками рыб.

КПБ 8 отвечает смене ассоциации радиолярий и отвечает биогоризонту Parvicingula haeckeli, в котором число высоконических форм, тяготеющих к большим глубинам, сокращается.

Ассоциация таксонов комплекса позволяет судить об уменьшении глубины бассейна, локализации аноксийных областей в придонных слоях морского бассейна.

По находкам аммонитов *Epilaugeites* cf. *vogulicus*, *Craspedites taimyrensis* и др., и радиолярий *Parvicingula haeckeli* возраст комплекса определяется как – позднесредневолжский – поздневолжский.

КПБ 9. Комплекс с преобладанием двустворок *Inoceramus*. Выделен в верхах баженовской свиты в карбонатно-глинисто-кремнистых породах. Нижняя граница проводится по массовому появлению остатков *Inoceramus*, верхняя – по их резкому сокращению и появлению слоев с бухиями. Иноцерамы очень многочисленны, с крупными раковинами (более 8 см). Встречаются также *Onychites*, остатки рыб, редкие аммониты, единичные *Buchia* и ассоциация радиолярий биогоризонта Parvicingula haeckeli.

Отсутствие биотурбаций указывает на бескислородные условия в осадке. Признаки сероводородного заражения отмечаются также в пиритизации скелетов радиолярий. Постепенное исчезновение высококонических веретеновидных форм радиолярий и уменьшение их высоты указывает на уменьшение глубины бассейна, и, возможно, нивелировку рельефа бассейна.

КПБ 10. Комплекс с преобладанием двустворок *Buchia*. Приурочен к верхам баженовской свиты, где развиты небиотурбированные карбонатно-глинисто-кремнистые отложения. Нижняя граница определяется по массовому появлению представителей рода *Buchia*, верхняя – по его исчезновению. В составе макрофауны определены *Buchia*, *Onychites*, остатки рыб, аммониты родов *Craspedites*, *Borealites*? и др. Среди бухий преобладают *B. okensis* (Pavlov) и *B. volgensis* (Lahusen) (оба – виды–индексы соответствующих зон). *B.*

volgensis образует наиболее массовые скопления. Представители этого же вида наиболее крупные из всех бухий (до 8 см), встреченных в абалакско-баженовских отложениях.

Среди радиолярий появляются высокоспециализированные [Vishnevskaya, Kozlova, 2012] скрытоцефалические *Williriedellidae* (рис. 3.3.17): *Williriedellum. salymicum salymicum* Kozlova с тремя четко выраженными ребрами и мелкой ячеистостью *Quasicrolanium planocephala* и с семью внешними иглами – семейство *Echinocampidae*, что говорит об изменении гидрологии.



 Рис. 3.2.17. Williriedellidae из баженовской свиты Западной Сибири
1 - Williriedellum salymicum Kozlova, 2 - Praezhamoidellum japonicum (Yao) (Скв. Правдинская-4004, глубина 2813 м). Материалы В.С. Вишневской.

В КПБ 10 с помощью растрового электронного микроскопа обнаружены редкие кокколитофориды, представленные монородовой ассоциацией *Watznaueria*, не пригодной для стратиграфического расчленения. Скудный таксономическое разнообразие нанопланктона объясняется тем, что тонкие ажурные кокколиты, растворились в процессе диагенеза, остались только массивные *Watznaueria*, широко распространенные в бореальных разрезах [Устинова и др., 2014].

Возраст комплекса – рязанский век, зоны В. okensis, B. volgensis.

Следует особо отметить, что КПБ 9 и КПБ 10 прослеживаются на всей изученной территории, вне зависимости от тектонической приуроченности (рис. 3.2.15). Таким образом, эти комплексы маркируют этапы, когда в центральной части Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна бентос существовал практически повсеместно. При этом сказывался дефицит кислорода в придонных слоях воды. Именно по этой причине в верхней толще баженовской свиты наблюдается обилие двустворок *Buchia* или *Inoceramus,* толерантным к слабой дизоксии. Вместе представители этих родов практически не встречаются, так как являются прямыми конкурентами в экологической среде [Захаров, 1981]. Наиболее остро дефицит кислорода сказался на обитателях внутри грунта, следов которых, несмотря на обилие бентосной эпифауны, не обнаружено.

Ассоциация фауны КПБ 9 и КПБ 10 указывает на смену морских условий, выраженных в постепенном уменьшении глубины бассейна и сокращении его площади. Об этом позволяет судить постепенное увеличение численности бентоса и укрупнение размера раковин. На это же указывает смена радиоляриевых комплексов.

КПБ 11. Комплекс с остатками рыб и *Onychites*. Выделен в кровельной части баженовской свиты (глинисто-кремнисто-карбонатные породы) и низах ачимовской толщи (кремнисто-глинистые и глинистые породы). Нижняя граница соответствует рубежу с исчезновением бентосной макрофауны и появлением большого количества кокколитофорид. Верхняя характеризуется исчезновением концентрации макрофоссилий в породе, исчезновением кокколитофорид и радиолярий. Для данного комплекса характерно присутствие остатков исключительно нектонных групп – рыб (преобладают) и теутид.

Численность и разнообразие радиолярий невысокое в сравнении с нижележащими КПБ. В большом количестве присутствуют кокколитофириды *Watznaueria*. что указывает на смену палеоэкологических условий пелагиали.

В отложениях КПБ 11 по результатам палинологического исследования отмечается большое число палиноморф – пыльца Podocarpidites sp., Piceapollenites spp. Classopollis, Cvcadopites spp., Quaraeculina limbata, Callialosporites dampieri, Sciadopityspollenites *macroverrucosus*, S. multiverrucosus; споры Leiotriletes spp., Gleicheniidites, Osmundacidites spp., Cyathidites spp., Eboracia torosa, E. granulosa, Contignisporites problematicus, Lycopodiumsporites sp., Neoraistrickia truncata, Densoisporites velatus, Sestrosporites pseudoalveolatus, Cicatricosisporites sp.; микрофитопланктон - празинофиты Tasmanites spp., Pterospermella spp. и акритархи Micrhystridium sp., Fromea amphora. Среди диноцист встречены Hystrichodinium pulchrum, Circulodinium sp., Sirmiodinium grossi, Systematosphora sp., Cassiculosphaeridia magna, Batioladinium radiculatum, B. jaegeri, B. varigranosum, Bourkidinium granulatum, Gocheodinia judilentinae. Доля морского микрофитопланктона заметно падает – до 17% в кровля баженовской свиты, затем до 5% в перекрывающих сероцветных отложениях ачимовской толши. Снижение морского числа микрофитопланктона говорит о переходе к прибрежно-морским условиям. Это подтверждается находками в керне остатков углефицированных наземных растений, количество которых увеличивается вверх по разрезу комплекса.

В комплексах 4 – 10 практически полностью отсутствуют или редки споры, пыльца и диноцисты, но присутствуют празинофиты. Кроме того, палиноспектры насыщены большим количеством аморфной органики. Обилие в палиноспектрах аморфного органического вещества является своеобразным «маркером» отложений с концентрированным OB.

84

<u>Стоит отметить, что кроме расчленения разреза КПБ подчеркивают еще и следующие</u> его признаки:

1) насыщенность породы остатками макрофауны коррелируется с темпами седиментации (чем меньше численность макрофоссилий, тем выше скорость поступления осадка), причем с микро- и нано- остатками такой корреляции нет, так как они играют породообразующую роль;

 таксономические ассоциации и биоразнообразие характеризуют палеоэкологические особенности, а их резкие изменения указывают на перемены в условиях среды обитания;

3) размер, ориентировка и целостность фоссилий могут использоваться для анализа процессов переотложения, а значит гидрологических условий среды, а также склоновых и других процессов.

3.3. ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПАЧКИ

Методы

С опорой на комплексы палеобиоты и по совокупности литологических и каротажных методов верхнеюрско-нижнемеловая черносланцевая толща расчленена на литостратиграфические пачки, прослеживаемые по всей территории исследований.

Стоит отметить, количественное выражение ЧТО литологического состава существенно меняется по площади в пределах каждой из черносланцевой свит. Вслед за этим будет меняться и каротажный облик разреза. Поэтому, опираясь на опыт предшествующих литологических работ [Корж, 1964; Корж, Филина, 1980; Дорофеева и др., 1983; Коровина и др., 2001; Коровина, 2005; Балушкина, 2011; Немова, 2012а,b; 2021; Конторович и др., 2016; Эдер, 2021], следует понимать, что на столь огромной территории исследований может быть выделено несколько десятков литотипов. Систематизировать такое количество литологических единиц под задачи детальной стратиграфии не представляется возможным. Поэтому при выделении пачек субрегионального масштаба использованы те литологические признаки, которые выдержаны на всей или большей части изученной территории на качественном уровне – в текстурах, преобладающем компоненте, появлении или исчезновении нового компонента и пр.

Наиболее заметные литологические отличия в строении изучаемого разреза выражены в <u>1) преобладающем составе пород</u> (кремнистость, глинистость, карбонатность, содержание OB и пирита), <u>2) текстурах</u> (биотурбитовая, очень тонко-горизонтально слоистая и визуально массивная, линзовидно-горизонтально-слоистая, толсто-горизонтально-слоистая, тонкоритмичная и др.), <u>3) минеральных включениях</u> (конкреции, линзы, нодули, тонко рассеянные агрегаты и др.) и <u>4) наличии породообразующей макрофауны</u>.

Таким образом, основой для такого литолого-стратиграфического расчленения послужили следующие литологические и палеонтологические маркеры, систематически отмечаемые в изученных разрезах [Панченко, Немова, 2015; Панченко и др., 2015а, 2016, 2021]:

1) прослои, обогащенные глауконитом, пиритом и фосфоритом;

2) скопления линзовидных радиоляритов и фосфоритов (фосфатизированных радиоляритов?) характерного бурого цвета;

3) интервалы умеренно протяженных радиоляритовых слоев и слойков, часто с горизонтально-слоистой или ламинарной текстурой;

4) уровни с развитием тонко-линзовидных прослоев радиоляритов, с которыми ассоциируют линзы пирита;

5) интервалы развития кокколитофоридовых тонкослоистых и ритмично устроенных пелагитов многокомпонентного состава;

6) уровни с карбонатными нодулями;

7) уровни скоплений пирита: а) линзовидного или б) тонко рассеянных зерен пирита в породе (на протяжении всего слойка).

В качестве палеонтологических, или, точнее, литолого-палеонтологических маркеров использованы:

1) интервалы с обилием двустворок преимущественно автохтонного облика:

- а) иноцерамов;
- б) бухий;
- в) ассоциаций иноцерамов и бухий;

2) уровни с раковинным детритом;

- 3) слои с присутствуем устриц рода *Liostrea*;
- 4) аллохтонные скопления костных фрагментов нектонной фауны.

Систематизация этих признаков позволила произвести расчленение и сопоставление разрезов на всей территории исследований.

Результаты

Подошва верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи расположена в верхах абалакской (на западе территории) и георгиевской (в центральном и восточном районе) свит и выражена в смене сероцветных биотурбитовых глин на черные тонкослоистые и сланцеватые породы кремнисто-глинистого состава с редкими биотурбациями и насыщенные OB (C_{opr} 1-5%). Таким образом, нижним элементом черносланцевого разреза являются существенно глинистые черные сланцы, обозначенные в настоящей работе как **пачка A0** (рис. 3.3.1, 3.3.2), которая имеет непостоянные распространение и мощность (от 0 до 25 м).



Рис. 3.3.1. Кремнистые глины пачки А0: углеродистые слабо биотурбированные породы. Видны некрупные (до 1 см) бледно-желтые пиритовые конкреции. Левый рис – скв. Приобская 8730, гл. 2939,5 м, правый – скв. Правдинская 4004, гл. 2838 м.



Рис. 3.3.2. Кремнистые глины пачки А0 в шлифе. Скв. 4. Обр.4-24. Левый рис. – николи параллельные, правый – скрещенные.

Постоянным и наиболее выдержанным элементом черносланцевого разреза является сапропелево-глинисто-кремнистая <u>баженовская свита</u> (J₃v₁₋₂ – K₁v₁) в совокупности с ее очень близким вещественным и латеральным аналогом – <u>нижнетутлеймской подсвитой</u> (J₃v₁₋₂–K₁v₁), мощность которых в среднем достигает 15-45 м. По комплексу признаков они унифицировано расчленены на пачки, количество которых в наиболее полной последовательности достигает десяти. Этим пачкам присвоены индексация с номером и латинской буквой (от 1 до 6b) и краткое название, акцентирующее на диагностических признаках (снизу вверх):

- 1 фосфатно-глинисто-кремнёвая линзовидно-слоистая;
- 2а кремнёвая линзовидно-слоистая;
- 2b высококремнёвая горизонтально-слоистая;
- 3 высокоуглеродистая кремнёвая линзовидная;
- 4а высокоуглеродистая однородная;
- 4b высокоуглеродистая иноцерамовая;
- 5а кокколитофоридовая кремнистая с бухиями;
- 5b кокколитофоридовая пиритисто-глинистая тонкоритмичная;
- 6а пиритисто-глинистая линзовидно-слоистая;
- 6b высокоглинистая.

Как было сказано выше, состав пачек не может быть выдержан на столь обширной площади (рис. 2.2.) и претерпевает изменения с переходом с поднятий во впадины и при движении от центра бассейна в сторону береговой линии. Прежде всего, меняется абсолютное содержание компонентов за счет увеличения или уменьшения доли глин. Наибольшей глинистостью отличаются разрезы периферийных частей бассейна, там же отмечается повышенное содержание алевритовой примеси – все это происходит за счет большего привноса терригенного вещества, которое разбавляет биогенные компоненты. Поэтому, в таких разрезах сокращается концентрация кремнезема радиолярий,

сапропелевого ОВ и особенно – карбоната, поставляемого кокколитофоридами. В центральной части бассейна все наоборот – доля глинистых минералов будет ниже, алевритового материала – минимальное количество, поэтому здесь будут преобладать биогенный кремнезем и на отдельных интервалах – известковая составляющая, при этом будут достигаться условия аккумуляции и сохранения максимальных концентраций OB. Соотношение глинистости и набора остальных компонентов меняется и при переходе с поднятий во впадины, но менее предсказуемо. Здесь играют роль многие факторы: относительная глубина, контрастность рельефа дна (наличие крутых перегибов), участие подводных течений и даже форма и ориентировка соответствующей структуры. Последнее влияет возможность перераспределения материала на донными течениями И гравитационными процессами. Поэтому содержание глин, например, в наиболее кремнистой пачке 2b в одном районе может быть выше, чем в существенно глинистой пачке 4a другого района. Такие сравнения бессмысленны. Но при этом, в любом отдельно взятом разрезе будет сохраняться намеченный тренд вертикального строения: минимальные содержания глин при максимальной концентрации биогенного кремнезема будут только в пачке 2b. Однако для большей обоснованности при выделении этих пачек стоит учитывать и другие параметры, так как у любого метода существуют погрешности. Кроме того, картину осложняет сушественно проявление вторичной карбонатизации (кальцитизации, доломитизации), которая в редких случаях (около 5% всех изученных скважин) может исказить привычное выражение отдельных интервалов. При этом меняется, прежде всего, вещественный состав, но могут сохраниться текстура и макрофоссилии. Поэтому в предлагаемых названиях пачек не фигурируют названия конкретных пород или литотипов, а используются только диагностические литологические признаки.

Далее рассмотрим основные особенности состава и строения пачек баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. Следует пояснить, что названия пород и содержания компонентов, которые фигурируют ниже, справедливы для центральной области территории исследований (центр и восточная половина Фроловской мегавпадины, Салымский и Верхнесалымский мегавалы, Сургутский свод и ближайщие к нему структуры) – для наиболее кремнистых разрезов. С переходом в периферийные области бассейна силициты низкоглинистые будут переходить в глинистые, а затем и в глины кремнистые, также будет сокращаться доля биогенного карбоната и ОВ и так далее.

Нижние пачки 1, 2а, 2b и 3 сложены силицитами и радиоляритами малоглинистыми (2-20 об.%) углеродистыми (С_{орг} 2-20 масс.%).

89

В пачках 1 и 2а характерны линзовидные текстуры за счет морфологии слойков радиоляритов, линзовидных слойков пирита и бурых фосфоритов (рис. 3.3.3-3.3.6). В пачке 2а по отношению к первой пачке качественно меньше радиоляритовых слойков, выше глинистость и содержание ОВ, но меньше алевритового материала. Кроме того, в пределах подводных поднятий (своды, мегавалы) в пачке 2а встречаются параавтохтонные двустворки из родов *Buchia, Inoceramus* и *Liostrea*. Их раковины и обломки раковин хорошо различимы на спилах керна (3.3.7) и легко диагностируются в шлифах (3.3.8).



НИЗ

16 см

верх

Рис. 3.3.3. Характерное литологическое строение в пачках 1 и 2а в центральной части района исследований: линзовидное и горизонтально-слоистое чередование силицитов глинистых (темные) и радиоляритов (светлые). Скв. Правдинская 4004, гл. 2837 м.



Рис. 3.3.4. Силициты глинистые углеродистые из пачек 1, 2а и 2b: вид в шлифе. Скв. Правдинская 5217, обр. 4-29. Николи параллельные.



Рис. 3.3.5. Радиоляриты низкоуглеродистые из пачек 1, 2а и 2b: вид в шлифе. Скв. Правдинская 5217, обр. 4-30. Николи параллельные.



Рис. 3.3.6. Характерный элемент в строении пачек 1 и 2а – бурые фосфоритовые линзы. А - скв. Галяновская-2024, гл. 2730 м; Б - скв. Западно-Унлорская-308, гл. 2736 м (по бурению); В – скв. Урьевская-7761, гл. 2750 м.





Рис. 3.3.7. Силициты глинистые углеродистые с карбонатной примесью в виде обломков и шлама двустворок. Пачка 2а в зоне развития подводных поднятий. А – скв. Салымская 2159, гл. 2902 м, Б – скв. Правдинская 4004, гл. 2835 м.



Рис. 3.3.8. Глинистые силициты углеродистые (темно-бурая основная масса), насыщенные раковинным детритом (светлые карбонатные включения). Пачка 2а. Скв. Правдинская 5217, обр.4-47. Левый рис. – николи параллельные, правый – скрещенные.

Пачка 2b отличается наивысшими концентрациями биогенного кремнезема при минимальных содержаниях глинистой и алевритовой составляющих. Здесь в самых «чистых» кремнях могут быть развиты стилолитовые швы, ориентированные параллельно слоистости и указывающие на растворение и вынос кремневого материала под литостатическим давлением. Другая отличительная черта – развитие здесь практически только горизонтально-параллельных текстур, без проявлений линзовидности. Текстура обусловлена чередованием <u>темных</u> (участки с повышенным содержанием OB и большей глинистостью) и <u>более светлых</u> (серые более кремнистые разности) слойков (рис. 3.3.9) мощностью первые сантиметры (чаще 2-4 см). Границы этих слойков – постепенные, с градационными переходами (рис. 3.3.10), реже – резкие, в случае присутствия стилолитов. Кроме того, в пачке 2b характерны микроперерывы – диастемы, на границах которых в подошвах слойков наблюдаются скопления ихтиодетрита, подчеркивающие эрозионный контакт. Содержание рыбьих костей заметно повышенное по отношению к выше- и нижележащим пачкам, что также качественно обосабливает интервал 2b.



Рис. 3.3.9. Характер чередования силицитов глинистых углеродистых (темные) и радиоляритов низкоуглеродистых (светлые) в пачке 2b. Скв. Приобская 8730, гл. 2937 м.



Рис. 3.3.10. Градационный переход между радиоляритами (светлые сверху) и глинистыми силицитами углеродистыми (темные) в пачке 2b. Скв. Правдинская 5217, обр.4-54. Левый рис. – николи параллельные, правый – скрещенные.

В наиболее полных разрезах наблюдается плавный либо скачкообразный рост кремнистости снизу вверх. Вслед за этим наибольшее содержание скелетов радиолярий и большая частота встречаемости радиоляритовых слоев тяготеют к верхней части пачки, иногда к ее кровле. Прослои (первые см – десятки см) и пласты (0,5 м и более) радиоляритов могут быть кальцитизированы и / или доломитизированы, что обуславливает формирование коллектора, либо неколлектора (рис. 3.3.11).





А, Б – доломитизированные радиоляриты с нефтенасыщенными участками (более бурые и светящиеся в УФ синим на правой части рис. А - Ем-Еговская площадь, Б – Средне-Назымское месторождение.

В – кальцитизированный радиолярит с запечатанным пустотным пространством. Средне-Назымское месторождение.

Пачка 3 характеризуется развитием тонко-линзовидных радиоляритов на фоне высокоуглеродистых глинистых силицитов, в значительной мере насыщенных OB. Отмечается линзовидный пирит. Пачка обладает переходными характеристиками между нижележащей 2b и вышерасположенной 4a (рис. 3.3.12): все еще относительно многочисленные радиоляритовые прослои, но уже более тонкие и часто линзовидные, встречаются в высокоуглеродистой глинисто-силицитовой массе. Количество радиолярий и радиоляритовых слойков снижается снизу вверх, верхние интервалы пачки могут содержать совсем редкие и очень тонкие (первые мм – первые см) радиоляриты.



Рис. 3.3.12. Принципиальные (качественные) текстурные отличия наиболее кремнистых пачек баженовской свиты и нижнетутлемской подсвиты: 2b, 3, 4a и 4b.

Пачки 4a и 4b сложены силицитами глинистыми (10-25 об.%) высокоуглеродистыми (С_{орг} 10-30 масс.%), при этом в их тонкодисперсной массе практически отсутствует карбонат. В этих пачках достигается, как правило, наивысшие в черносланцевой толще содержания OB.

Пачка 4а характеризуется однородностью состава и минимальным количеством минеральных включений (рис. 3.3.12, 3.3.13). Это наиболее выдержанный по составу интервал разреза, к тому же, самый конденсированный, поэтому именно здесь отмечаются: наибольшее количество аммонитов, крупных крючьев онихитес (морфотип 3), прослои твердых битумов, туфовые и туффитовые прослои, альгинитовые прослои и пр.

Пачка 4b – всегда в разной степени насыщена раковинами иноцерамов, которые хорошо видны на спилах керна (рис. 3.3.12, 3.3.14). Кроме того, это неоднородно устроенный интервал разреза: в пачке могут быть развиты карбонатные нодули и редкие вторичноразвитые пласты известняков и (реже) доломитов. За исключением сравнительно редких случаев проявления вторичных изменений для отложений пачки примечательно то, что основная масса породы (отдельно от двустворок, нодулей, линз и конкреций) не содержит карбонатной примеси.

94



Рис. 3.3.13. Высокоуглеродистые глинистые силициты в пачке 4а, вид в шлифе. Светлые зерна – радиолярии на фоне глинисто-кремнистой массы, насыщенной ОВ. Скв. Правдинская 5217. Обр.4-91. Левый рис. николи параллельные, правый – скрещенные

Вышележащие пачки 5a и 5b содержат непостоянное, но заметное количество кокколитофорид, выполняющих породообразующую функцию. Низы пачки 5a маркируются достаточно обильными раковинами бухий (рис. 3.3.15), расположенными в малокарбонатных отложениях, а выше по разрезу карбонатность нелинейно растет, вплоть до появления известняков. Граница пачек 4b и 5a, как правило, резкая, часто с развитием одной или нескольких эрозионных поверхностей (рис. 3.3.16).



Рис 3.3.14 (слева). Пачка 4b. Видны многочисленные прослои с раковинами иноцерамов (светло-серые участки).

Рис. 3.3.15 (справа). Пачка 5а, подошвенная часть. Белёсые прослои – раковины бухий.





Рис. 3.3.16. Характер границы пачек 4b и 5а.

Пачка 5а – это интервал наивысших содержаний биогенного карбоната в черносланцевом разрезе. Характерна выдержанная тонкая горизонтальная слоистость с ритмичным строением (рис. 3.3.17, 3.3.18): чередуются темные и светлые слойки мощностью 2-8 мм, которые группируются в серии по 2-5 см. В темных слойках – более высокое содержание биогенного кремнезема и OB, в светлых – больше кокколитофорид и пирита. Такая ритмичность автором связывается с климатическими колебаниями: в теплые периоды происходило развитие нанопланктона и формирование известкового ила, в холодные – в фотической зоне доминировали радиоляриевые сообщества. Продолжительность цикла оценена в 2-5 тыс. лет (около 10 м мощности разреза сформировано за весь рязанский региоярус).



Рис. 3.3.17. Ритмичноустроенные отложения пачки 5а: силициты глинистоизвестковые неотчетливо тонкослоистые, послойно пиритизированные. Скв. Салымская 2159, гл. 2874 м (верх – справа).

В пачках 5а и 5b содержание глин, кальцита и кремневого материала непостоянно, при этом регулярно меняется преобладание одного из компонентов, что затрудняет классификацию этих пород [Коровина, 2005; Конторович и др., 2016; Немова, 2021]. Кроме того, здесь отмечаются известковые нодули (сложены преимущественно пелоидами), количество, форма и размер которых от разреза к разрезу резко непостоянно (рис. 3.3.19, 3.3.20).



Рис. 3.3.18. Силициты высокоуглеродистые глинисто-известковые (кокколитофоридовые) с кальцисферами и рыбьими костями. Баженовская свита, скв. Галяновская-2024, гл. 2713 м. Левый рис. николи параллельные, правый – скрещенные (45°).



Рис. 3.3.19. Известковые нодули в пачках 5а и 5b. (Верх – справа). Средне-Назымская площадь.



Рис. 3.3.20. Известковые нодули (светлые) в пачках 5а и 5b, вид в шлифах. Скв. Малобалыкская 93, гл. 2869 м. Левый рис. николи параллельные, правый – скрещенные.

Пачка 5b – существенно более глинистая и пиритистая, содержание биогенного карбоната в ней падает снизу вверх. Характерна еще более тонкая горизонтальная слоистость, нередко ярко выраженная за счет «подчеркивания» пиритом (рис. 3.3.21).





Рис. 3.3.21. Пачка 5b: силициты глинистые малокарбонатные послойно пиритизированные. Баженовская свита. Скв. Северо-Апрельская 11. А – гл. 2761 м; Б – гл. 2753 м.

Верхние **пачки 6а и 6b** – наиболее глинистый интервал баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты с переходными (6b) по отношению к вышележащим отложениям свойствами. Для них характерно практически полное отсутствие карбонатного материала, высоко значимая и часто преобладающая роль глин (40-60 об.%), при высоких концентрациях OB (С_{орг} 5-30 масс.%).



Рис. 3.3.22. Пачка 6а: силициты глинистые и глины кремнистые биотурбитовые с микролинзами пирита. Баженовская свита. Скв. Западно-Унлорская-308, гл. 2722 м.



Рис. 3.3.23. Пачка 6b: глины кремнистые с микролинзами пирита и биотурбациями *Pilichnus*. Баженовская свита. А – скв. Северо-Апрельская 11, гл. 2751 м, Б - скв. Апрельская-10, гл. 2776 м.



Рис. 3.3.23. Породы пачки 6а, вид в шлифе. Глины кремнистые высокоуглеродистые, биотурбитовые. Баженовская свита, скв. Северо-Апрельская 11, гл. 2753 м.

Левый рис. николи параллельные, правый – скрещенные (45°).

Верхи черносланцевого разреза представлены <u>верхнетутлеймской подсвитой</u> (перекрывает нижнетутлеймскую), развитой на самом западе изученной территории (рис. 2.2.) и ее стратиграфическим аналогом, развитым несколько восточнее – <u>«битуминозными</u> <u>глинами»</u> [Решения..., 2004] <u>подошвенных слоев фроловской свиты</u> (залегают на баженовской свите). Эти подразделения являются крайне близкими фациальными аналогами и не имеют латерального перехода, выраженного в веществе и фаунистических остатках [Панченко, 2020a,b], представлены относительно однородными глинами аргиллитоподобными кремнистыми углеродистыми (Сорг до 8%), мощностью до 25 м. В настоящей работе они подразделяются на три унифицированные пачки (снизу вверх):

пачка F1 – глины аргиллитоподобные углеродистые черные пиритистые ламинарнослоистые с многочисленным нектоном – наиболее радиоактивный и насыщенный пиритом интервал, вероятно, самый конденсированный в верхнетутлеймской подсвите / фроловской свите;

пачка F2 – переслаивание глин черных углеродистых и темно-серых малоуглеродистых, неравномерно насыщенных ихтиодетритом; в кровле F2 выделяется реперный интервал высококремнёвых глин или силицитов глинистых;



Рис. 3.3.24. Пачка F2: глины углеродистые тонко линзовиднослоистые, с ихтиодетритом, интенсивно пиритизированные. Черносланцевый интервал фроловской свиты. Скв. Западно-Унлорская, гл. 2711 м

Левый рис. николи параллельные, правый – скрещенные (45°).

пачка F3 – глины аргиллитоподобные, темно-серые малоуглеродистые, неотчетливо слоистые и часто комковатые, сыпучие, в отдельных прослоях насыщенные биотурбациями *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp.

Таким образом, снизу вверх в F1 – F3 наблюдается ступенчатое сокращение черносланцевых фаций и переход в сероцветные терригенные морские отложения.

Принципиальные каротажные, литологические, геохимические и палеонтологические характеристики литостратиграфических пачек верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи представлены на рис. 3.3.25.



Рис.3.3.25. Выявленные принципиальные каротажные, литологические, геохимические и палеонтологические характеристики литостратиграфических пачек.

<u>Цифрами указаны</u> преобладающие текстуры (1-5): тонко-горизонтально-линзовидно-слоистые (1), тонко-горизонтальные, ламинарные (2), сочетание горизонтальной и линзовидной слоистости (3), средне- и толсто- горизонтально-слоистые (4), биотурбитовые (5); и <u>характерные возможные границы</u>

(6-8): геохимические барьеры (6), ярко (7) и слабо (8) выраженные эрозионные поверхности; <u>Буквенные сокращения:</u> включения барита (Brt), пиритовых линз (Ру), известковых нодулей (Calc), фосфоритовых линз и конкреций (Phsp), глауконитовых скоплений (Gl). Минеральный состав пород приведен для их вмещающей тонкодисперсной массы, без учета включений (конкреций, двустворок и пр.): Qtz – кварц и кремнезем, Cal – кальцит, Dol – доломит, Phsp – фосфорит, Clay – глины, Py – пирит, OM – органическое вещество. GK – гамма-метод, NKT – нейтронно-тепловой, IK – индукционный каротажи

Стрелками показано частое (сплошная линия) и редкое / эпизодичное (пунктир) распространение.

МАХ – максимальное содержание.

101

3.4. МИНЕРАЛО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УРОВНИ

Методы

В ходе литологического изучения обсуждаемой черносланцевой толщи возникают трудности в правильном наименовании пород с многовариативным составом (кремнезем, глины, терригенная алевритовая примесь, биогенные и вторичноразвитые карбонаты, пирит, ОВ). В основном это вызвано сложностью подбора классификации, корректной для многокомпонентного состава черных сланцев. Кроме того, присутствуют методические сложности определения минерального состава, который, как правило, лежит в основе систематизации осадочных пород. Количественная оценка минералов по петрографическим шлифам, во-первых, носит субъективный характер, а во-вторых, зачастую затруднительна в тонкодисперсных породах, где основной объем сложен частичками пелитовой размерности. Часто для определения минерального состава черных сланцев используется рентгенодифракционные методы (XRD), однако они дают полуколичественный результат и не претендуют на точность, особенно для следовых количеств. Поэтому в таких геологических предпосылках в настоящей работе сделан упор на количественный ренгенофлуоресцентный (XRF) метод, относительно простой и при этом дающий высокую точность определения химического состава (петрогенные элементы и элементы-примеси) [Черноруков, Нипрук, 2012; Da Silva et. al., 2023; Куликов и др., 2023].

В работе использовались портативные XRF анализаторы X-Met 8000 Expert Geo производства Oxford Instruments, которые определяют содержания петрогенных химических элементов (*Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe*), а также некоторых элементов-примесей (*V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Mo, Ba, Th, U* и др.). Портативные XRF-спектрометры позволяют получить большой объем геологических данных без специальной пробоподготовки и разрушения образца, при этом без существенного снижения точности определения большинства петрогенных элементов и наиболее распространенных элементов-примесей [Панченко, Куликов, 2020; Панченко и др., 2021]. Однако для углубленного геохимического анализа эти данные не заменят лабораторные приборы XRF и ICP. Для строгих количественных оценок были использованы результаты, полученные в лабораториях ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев) и ИПТМ РАН (аналитик В.К. Карандашев).

За последние 10 - 15 лет подобные портативные приборы получили существенное развитие и поэтому нашли широчайшее применение по всему миру в самых разных геологических дисциплинах и задачах [Rowe et al, 2012; Ratcliffe et al, 2012; Николаев и др., 2013; Hall et al, 2014; Koevoets et. al., 2018b; Kabanov et al, 2020, Панченко и др., 2021; Da Silva et. al., 2023].

В частности, современные портативные XRF анализаторы позволяет проводить высокоразрешающие (с шагом до 1 см) профильные определения состава на полноразмерном керне, не нарушая его целостности, улавливая малейшие изменения состава пород по разрезу и выявляя неоднородности и включения, слабо различимые глазом [Куликов и др., 2023]. При работе с керном данные по химическому составу пород помогают контролировать и уточнять границы однотипно устроенных литологических подразделений (слоев, пачек), выделенных при макроописании керна.

Кроме того, в работе использовались специально настроенные и откалиброванные под особенности состава черных сланцев портативные XRF анализаторы. Такого рода адаптация приборов выполнена непосредственно в коллективе автора (с огромным вкладом П.Ю. Куликова и Р.А. Гарипова), под его руководством и с консультационным участием специалистов-химиков из компаний СИНЕРКОН и Южполиметалл-Холдинг (Москва), хорошо знающих работу этих анализаторов. По результатам были созданы специальные калибровки. Авторские алгоритмы работы описаны в патентах [Панченко и др., 2019р, 2021р].

Опираясь на многочисленные результаты петрографии, рентгеновской дифрактометрии и электронной микроскопии, полученные за несколько лет по сотням образцам, П.Ю. Куликовым совместно с автором был разработан алгоритм пересчета химического состава в минерально-компонентный [Панченко и др., 2021р]. Этот алгоритм ориентирован на геохимические и минеральные особенности черных сланцев.

Пересчет химического состава в минеральный дает возможность достовернее классифицировать и называть породы, а содержания *K*, *Th* и *U* позволяют рассчитать общую естественную радиоактивность, необходимую для привязки керна к каротажу. Последнее актуально при отсутствии результатов измерений радиоактивности по керну, например, старого фонда скважин. По полученным корреляциям между содержаниями С_{орг} и *Mo, Se* произведены оценки количества ОВ в породе [Куликов и др., 2023].

Таким образом, ввиду наличия огромного массива результирующих данных по химическому и минерально-компонентному составу изучаемых черных сланцев, для дополнительной детализации строения их разреза были применены литогеохимические подходы и методы хемостратиграфии, с использованием петрогенных элементов и элементов-примесей (без изотопии). Кроме того, преследовалась задача перейти на количественную оценку разреза и численно проанализировать по площади изменения <u>глинистости</u> (параметры (Al+K)/(Ca+Mg+Si), Zr/Si), <u>карбонатности</u> ((Ca+Mg)/(Al+Si), Sr/Ca, Mn/Ca), <u>кремнёвости</u> (Si/Al), <u>сульфидности</u> (соотношение S и Fe) и некоторых других параметров [Панченко, Куликов, 2020; Панченко и др., 2021; Leushina et al, 2021],

указывающих на условия среды седиментации, например, <u>кислородный режим</u> и <u>морскую</u> <u>биопродуктивность</u> (*Si/Al*, *P/Al*, *Ba/Al*, *S/(Rb+Zr)*, *V/Al*, *Mo/Mn*, *Mn/Al*). В этом анализе применялись широко используемые геохимические отношения, а также авторские, выведенные с учетом специфики черносланцевых толщ (рис. 3.4.1). Ниже даны пояснения по выбранным геохимическим соотношениям.



Рис. 3.4.1. Принцип расчленения черносланцевого разреза по литогеохимическим данным.

На основе полученного массива химических данных (более 10 000 значений) проведен анализ вариаций их содержаний по разрезу, с акцентом на элементы, являющимися качественными индикаторами литологического состава и генетических условий. Существенные изменения в составе пород позволили выявить обособленные геохимические уровни, которые использовались для расчленения разреза.

Литогеохимические характеристики позволили определить вклад терригенных обломочных компонентов (главные элементы-индикаторы – *Al, Ti, Zr, K*), аутигенной и биогенной составляющих (основные элементы - *S, P, Mo, Ca, Mg, Ni, Cu, Zn, V* и др.), дифференцировать карбонатность разреза (по соотношениям *Ca, Mg, Sr, Mn* и *Fe*), выявить преобладающий тип железистых минералов (оксидные, сульфидные формы, родство *Fe* с *S*,

Mn, Ni), оценить некоторые палеофациальные условия (кислородный режим, колебания глубин, удаленность источника терригенного сноса).

Учитывая палеогеографические особенности формирования черных сланцев [Юдович, Кетрис, 1988, 2000; Панченко и др., 2021], мы сочли необходимым при анализе химического состава пород обратить особое внимание на биогенные источники вещества, флуктуации бескислородных условий, изменения объемов терригенного привноса и биопродуктивности палеоморя.

В анализе химических данных, в первую очередь, были разделены элементы, накапливающиеся в осадке преимущественно за счет терригенного привноса глин и алевритовой примеси – Al, K, Ti, Zr и др., и элементы, которые могли концентрироваться также биогенным путем – P, S, Ca, Mg, Si, Mo, Ni, Cu, Zn, Fe и др. [Маслов, 2005; Ratcliffe et. al., 2012; Zhang et. al.,2019]. Кроме того, необходимо учитывать, что Mg является обязательным компонентом многих глин [Фролов, 1993], a Si может иметь самую разную природу: терригенную (зерна кварца, алюмосиликаты), биогенную (радиолярии), вторичную (окремнение и окварцевание). Общий терригенный вклад оценивается по модулю (Al+K)/(Si+Ca+Mg), подобранному специально для кремнистых черных сланцев [Панченко и др., 2021]. Отсутствия связей между содержаниями Si, Mg, Fe и Al, Zr, Ti, K, a также непропорциональное превышение значений первых относительно вторых указывает на их аутигенный и, вероятно, биогенный источник (рис. 3.4.2). Количество P и S в осадочных породах тесно связано с биогенной седиментацией, а Mo, V и полиметаллы (Ni, Cu, Zn) концентрируются организмами и поступают в осадок вместе с OB [Юдович, Кетрис, 1988, 2000; Маслов, 2005], но также указывают на редокс-фактор [Algeo, Li, 2020].

Стабильные соотношения химических элементов терригенной природы указывают на постоянство состава поступающей терригенной взвеси. Напротив, вариации по Ti/Zr, Ti/Al, Mg/Al, K/Al, Rb/K связываются с эволюцией источника вещества, его удалением, приближением, либо с вкладом нескольких источников [Скляров и др., 2001; Маслов, 2005]. По росту наиболее устойчивого в геохимической среде Zr в соотношении Ti/Zr реконструируется удаленность терригенного источника [Скляров и др., 2001; Маслов, 2005]. Соотношения Zr/Si, Zr/Rb позволяют оценить преобладающую размерность терригенных компонент [Ratcliffe et al, 2012; Hall et al, 2014; Koevoets et. al., 2018b].

Карбонатность пород разреза оценена по превышению потенциально карбонатных *Ca* и *Mg* над терригенными *Al* и *K*, и биогенно-терригенным *Si*. Качественные изменения состава карбонатов контролировались параметрами *Sr/Ca* (источник карбонатного вещества [Юдович, Кетрис, 2000], *Mn/Ca* (фациальные условия, связанные с глубиной и кислородным режимом), отчасти *Mg/Al* (общая магнезиальность пород).

106



Рис. 3.4.2. Один из способов анализа корреляционных связей между элементами в терригенном, биогенном и карбонатном веществе [Панченко и др., 2021].



Рис. 3.4.3. Анализ корреляционных связей между элементами в терригенном и карбонатном веществе [Панченко и др., 2021].

В качестве индикаторов палеобиопродуктивности использованы содержания наиболее значимых биофильных элементов, нормированные на Al и некоторые терригенные элементы: *P/Al, Si/Al, Mo/Al, S/(Rb+Zr), Zn/Al, Cu/Al, Ni/Al.* Общеизвестными показателями кислородного режима выступают *Mo/Mn, V/Al, Mn/Al* [Юдович, Кетрис, 1988, 2000; Скляров и др., 2001; Маслов, 2005; Algeo, Li, 2020]. Элемент *Mn* тяготеет к оксидным минеральным формам, поэтому не характерен в осадках аноксийных обстановок. Его наличие (в работе используется его нормированное соотношение – *Mn/Al*) является одним из наиболее чувствительных индикаторов условий кислородного режима.

В изученном черносланцевом разрезе значительные превышения *Si* над *Al*, коррелируемые с пиками по *Ca*, *P*, *S*, *Mo*, указывают на биогенный кремнезем (радиолярии) [Панченко, Куликов, 2020; Панченко и др., 2021; Leushina et al, 2021]. Концентрирование *P* чаще всего объясняется зоопланктоном или скоплениями остатков нектонной фауны [Юдович, Кетрис, 2000; Юдович, 2010]. Элементы *Mo*, *Se* и *S* захватываются OB [Дорофеева и др., 1983; Занин и др., 2011; Рихванов и др., 2015, 2019; Algeo, Li, 2020], при этом наиболее тесные связи наблюдаются между содержаниями OB, *Mo* и *Se* [Куликов и др., 2023]. Таким образом, соотношение пиковых содержаний *P* и *Si* может указывать на высокую биопродуктивность зоопланктона, взаимосвязанный рост концентраций *S* и *Mo* – на накопление сапропелевых биомасс с последующей их редукцией. Флуктуации дефицита кислорода выявляются на интервалах с похожим поведением графиков *Mo/Mn*, *Mo/(Mn+Mo)* и *S/(Rb+Zr)* и повышенной сульфидностью (*S/Fe*).

Содержание серы и сульфидов в разрезе тесно связано с биопродуктивностью, бескислородными условиями, темпами терригенной седиментации. Сульфидность в разрезе проанализирована по соотношениям S и Fe, а также S и Ni. Железо и полиметаллы в бескислородных условиях тяготеют преимущественно к сульфидным минеральным формам [Юдович, Кетрис, 1988, 2000; Скляров и др., 2001; Маслов, 2005]. Общее содержание аутигенной серы и ее преобладание над терригенной фракцией оценено по соотношению S/(Rb+Zr), в котором в качестве терригенного индикатора использованы характерные микроэлементы. Содержание никеля в породах позволяет оценить аутигенный (биогенный, хемогенный) вклад в седиментацию (в прямых связях Ni с S и другими биофильными элементами), либо выявить привнесенные компоненты (положительные корреляции Ni с Fe, Mn, терригенными компонентами).



Рис. 3.4.4. Анализ наличия сульфидных и оксидных форм железа по соотношению элементов [Панченко и др., 2021].

Одним из возможных индикаторов эвстатических колебаний при относительном постоянстве источников сноса считается отношение Sr и Ba. Поведение этих элементов в морской геохимической среде различно и с удалением от водосборов содержание Sr в соотношении Sr/(Ba+Sr) будет расти [Скляров и др., 2001; Маслов, 2005].

Результаты

Полученная вертикальная геохимическая и минерально-геохимическая зональность (рис. 3.4.5, 3.4.6) позволяет детализировать расчленение пачек, с выделением еще более дробных уровней в разрезе. Выделяется до 20 минералого-геохимических уровней, что повышает надежность сопоставления разрезов по скважинам на изученной территории. Кроме того, геохимические результаты использованы для анализа изменчивости состава пород в пачках по площади (рис. 3.4.6).

108


Рис. 3.4.5. Результат детального расчленения пачек по геохимическим данным. Линия сопоставления скважин 125 – 45 – 77 – 61 (см. рис. 2.2).



Рис. 3.4.6. Изменчивость минерально-компонентного состава пачек по линии скважин 45 – 77 – 61 (см. рис. 2.2).

ГЛАВА 4. ПРОСЛОИ ТУФОВ И ТУФФИТОВ

Методы

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 (рис. 4.1) с контрастными свойствами указывал на их вероятную пирокластическую природу.

Впоследствии эти туфогенные прослои вызвали заслуженный и разносторонний интерес, по ним появилось большое количество публикаций [Панченко и др., 2013, 20156; Булатов и др., 2017, 2021; Бумагина и др., 2018; Шалдыбин и др., 2018; Shaldybin et al., 2019; Shaldybin, Kondrashova, 2019; Кондрашова, 2020, 2021]. Учитывая их характерный облик (бурые, обычно рыхлые и глинистые) и часто свойственную аномально яркую люминесценцию в УФ (ярко-желтый и оранжевый цвета) стоит предположить, что эти прослои могли отмечаться и более ранними 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 ранних работ [Саркисян, Процветалова, 1964, 1968; Ван, 1973, 1974; Канышева, 1975; Ермолова, 2003; Карнюшина, 2003; Ван и др., 2011; Предтеченская, Малюшко, 2016], но скорее в виде примеси в осадочных породах. И только А.В. Ваном и его соавторами [Ван, 1973, 1974; Ван и др., 2011] упоминались вулканогенные прослои, но без детального описания, ввиду чего их диагностика при последующих исследованиях оказалась затруднительной. По этим причинам у автора не было возможности сопоставить свои материалы и выводы с более ранними работами 1960-1970-х и 2000-х годов.



Рис. 4.1. Туфы (1) и туффиты (2): вид в керне (а) и шлифах (b). Мtх – вмещающая осадочная порода, Tuff – туфогенное вещество.

Туфы и туффиты изучались автором в течение нескольких последних лет в ходе комплексных тематических работ, включавших детальное описание керна баженовской и тутлеймской свит (более 300 скважин), анализ данных геофизического каротажа скважин (более 5000 скважин), палеонтологическое изучение и биостратиграфическое расчленение разрезов по различным группам ископаемой фауны, петрографические исследования пород в шлифах (более 1000 обр.), комплекс лабораторных исследований (более 1000 обр.). По результатам этих работ выполнена региональная корреляция разрезов, построены геологические профили и карты распределения литофаций, минеральных компонентов, петрофизических параметров, показателей зрелости органического вещества и

диагенетической преобразованности пород и пр. [Немова и др., 2014; Немова, Панченко, 2014, 2017; Ким и др., 2015; Панченко и др., 2015а, 2016].

При исследовании туфогенных пород были выполнены детальные описания шлифов (50 шт.) в поляризационном микроскопе ZEISS Axio Lab.A1 (И.Д. Соболевым, И.В. Панченко). Петрографические шлифы размером 2x2 см были изготовлены из туфогенных пород с учетом ориентации верха и низа образца. Минеральный состав уточнен по наиболее представительным образцам на растровом электронном микроскопе JEOL 6610 LV с системой энергодисперсионного рентген-спектрометрического анализа Oxford Instrumenrs INCAXact в Институте географии РАН (г. Москва, оператор А.Г. Калмыков). На зондовой приставке электронного микроскопа проанализированы 84 аналитических точки с определением элементного состава в зернах и в основной массе породы. Проведены рентгенодифракционные исследования образцов туфов, туффитов и вмещающих пород в ГИН РАН (г. Москва, аналитик Е.В. Покровская) на дифрактометре D8 Bruker (λ (Cu K α 1) = 1.541A, λ (Cu K α 2) = 1.544A; I = 40 мA, U = 40 кB, регистрация в точках с шагом 0.05°20 и экспозицией 2 с).

Содержание петрогенных оксидов и элементов определено в ЦКП "ИГЕМ-аналитика" ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитик А.И. Якушев) на рентгенофлуоресцентном спектрометре PW 2400 (Philips Analytical 1997 г.). Содержание редких и рассеянных элементов определено методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) в ИПТМ РАН (г. Черноголовка, аналитик В.К. Карандашев) на квадрупольном масс-спектрометре X-7 (Thermo Scientific, США), с разложением образцов в автоклаве (при растворении использовалась система МКП-05 НПВФ производства "АНЕКОН-АТ-2" (Россия) и ее модернизированный в ИПТМ РАН аналог). Для контроля результатов использовались стандарты по гранодиориту (Granodiorite, Silver Plume, Colorado, GSP-2) и щелочному агапаитовому граниту (СГ-3 (ГСО3333-85)).

На этапе обобщения и систематизации полученных результатов был сформирован набор критериев, позволяющих обнаружить такие прослои:

 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 проявлены; 3) Еще один важный признак заключается в нехарактерном для баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты составе этих прослоев, большая часть из которых сложена рыхлым глинистым веществом с выделяющимися на его фоне зернами алевритовой размерности. Некоторая часть вулканогенных прослоев интенсивно подвержена наложенным процессам окремнения, пиритизации и карбонатизации. Проявления этих вторичных процессов свойственны и 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.

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 осадочную 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 см. рис. 4.1).

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 диа- и катагенеза.

Результирующий состав прослоев контролируют два фактора: мощность слойков состав вмещающих Чем вулканогенных И осадочных пород. тоныце 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 силицитах баженовской свиты с повышенным содержанием пирита (более 5%) чаще всего подвержены пиритизации. В силицитах с наибольшим содержанием SiO₂ и радиоляритах встречаются обычно окремнелые разности туфогенных слойков.

Люминесценция вулканогенных прослоев в УФ делает их заметными даже при их крайне малой мощности (до 1 мм) [Кондрашова, 2021; Панченко и др., 2021]. Особенности ее цвета и интенсивности не имеют прямой устойчивой связи с преобладающим составом. Глинистые, окремнелые и карбонатизированные разности могут люминесцировать в яркожелтых, желто-оранжевых и насыщенно-оранжевых тонах, иногда с зеленоватым оттенком. Некоторые из прослоев и вовсе не проявляют свечения в УФ. Известно, что пирит в УФ не люминесцирует [Горобец, Рогожин, 2001], при этом даже практически нацело замещенные пиритом тонкие прослои часто дают люминесценцию, но пятнистого характера. По нашему мнению, люминесценция вызвана одним или несколькими микрокомпонентами (например, присутствующим баритом) И слабо контролируется преобладающим здесь веществом. Именно сложное взаимодействие породообразующим микровключений определяет особенность люминесценции [Горобец, 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 применяются 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). При анализе люминесценции в большей степени следует обращать 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 вышеперечисленных ограничений. Поэтому наиболее достоверным методом для поиска и диагностики ископаемых пирокластических прослоев остается комплексирование подходов, в идеале основанное на детальном описании керна.

Завершая обзор многообразия свойств изученных пирокластический 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.

Используемая терминология

С учетом вариативности свойств вулканогенных прослоев, необходимо уточнение их классификации и номенклатуры. Принимаемая в работе терминология основана на рекомендациях петрографического кодекса [Петрографический..., 2008].

<u>Туфами</u> здесь названы породы, сложенные измененным пирокластическим веществом (глинизированным, 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, глинизированным 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 [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.

<u>Прослои туфов</u> (рис. 4.1), прослеженные на большом расстоянии, в 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 использовалась пометка с вопросительным знаком.

Туффитами названы породы (рис. 4.1), 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 глинизирован. В случае окремнения туффиты сложены кремниевыми или кварцевыми овальными глобулями с незакономерным тонкочешуйчатым внутренним строением, причем подобные образования не отмечаются в баженовских силицитах. При глинизации слойки туффитов представлены однородным буроватым глинистым веществом с участками ксеногенной фоновой породы. На фоне бурого глинистого вещества различимы редкие мелкие кристаллокласты плагиоклаза. Ксеногенный осадочный материал представляет собой компоненты, характерные для выше- и нижерасположенных фоновых осадочных пород (глинистокремнёвые 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 понятие.

<u>Туффитовые серии</u> – это совокупность нескольких тонких туффитовых слойков, близкорасположенных друг к другу (первые мм – первые см), разделенных участками с преобладанием фоновой осадочной породы. 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 бактериальноводорослевые) скопления [Булатов и др., 2018, 2021; Bulatov et al., 2021], что обуславливает присутствие в некоторых туффитовых слойках высочайших содержаний органического вещества (С_{орг} до 30%), при том, что в туфах ОВ не наблюдается, либо присутствуют его следовые количества [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: TT1, TT2, TT3 или TT4, где цифра указывает на порядок снизу вверх по разрезу, а обозначение «TT» (туффит) информирует об участии в составе заметного количества осадочного ксеногенного материала, вне зависимости от наличия или отсутствия альгинитовой составляющей.

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.

Находки прослоев туфов и туффитов привязывались к пачкам баженовской и тутлеймской свит [Панченко и др., 2016, 2021].

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.

Возраст туфогенных прослоев определен биостратиграфическими методами (аммониты, двустворки, радиолярии [Рогов и др., 2011; Вишневская, 2013; Панченко и др., 2013, 2015а, 2016, 2021; Вишневская и др., 2020; Рогов, 2021; Панченко, Рогов, 2022]).

Результаты

Структурно-текстурные и минералого-петрографические особенности

В петрографических шлифах наблюдается выраженная контрастность состава туфогенных прослоев по отношению к вмещающей породе. Прослои обособлены четкими границами, часто имеют нормальную градационную сортировку исходного пирокластического материала; обломки угловатые, неориентированные, без признаков водной транспортировки. Вулканогенный материал сильно изменен: чаще всего подвержен глинизации, реже – окремнению, карбонатизации, сульфидизации. При этом окремнение привело практически к полной неузнаваемости пирокластических компонентов. Поэтому при изучении петрографических и минералогических особенностей наибольшее внимание было уделено глинизированным прослоям туфов и туффитов.

Значительная степень вторичных изменений затрудняет реконструкцию исходного пирокластического материала баженовских туфов и туффитов, а также определение его характеристик. Однако подобные преобразования типичны для ископаемого ювенильного вулканогенного вещества [Ван, Казанский, 1985; Юдович, Кетрис, 1988, 2000, 2010, 2011; Ван и др., 2011 и др.] Поэтому здесь уместно применить аналогии с результатами изучения вторично измененных туффоидов [Ван, Казанский, 1985; Маслов и др., 2006; Юдович, Кертис, 2011 и др.]. Известно, что вулканическое стекло наиболее подвержено изменениям и перекристаллизации. В морских условиях по нему формируется целый ряд минералов: цеолиты, смектиты, хлориты, а также галлуазит, каолинит и прочие [Ван, Казанский, 1985]. Чем ниже кремнекислотность исходного стекла, тем выше степень его неустойчивости. Это же правило действует и для кристаллокластов и литокластов: мафические (с наименьшим содержанием SiO₂) будут подвержены изменениям в первую очередь, согласно порядку кристаллизации магматических минералов (от оливина, пироксенов и основных плагиоклазов – к кислым плагиоклазам и кварцу) [Ван, Казанский, 1985]. При изучении туффоидов эти особенности были приняты во внимание при интерпретации их состава и заключениях о типе исходного вещества.

Границы туффоидов с вмещающими отложениями согласные, подошвы слойков часто отчетливые и резкие, иногда неровные за счет вдавливания отдельных зерен в подстилающие отложения (рис. 4.2 a, б). Во вмещающих породах вдоль границ с туффоидами часто прослеживаются сульфидное ожелезнение (пиритизация) и доломитизация (рис. 4.2).



Рис. 4.2. Микрофотографии пепловых туфов прослоя Т1.

а, б – полный срез прослоя, с ожелезненной подошвой, центральная часть территории исследований, обр. 16; в, г – типичный вид образцов из туфового прослоя T1 в западных районах территории: видно множество зерен, интенсивные ожелезнение и доломитизация по границам туфов, обр. 4; д, е – характерный вид прослоя туфов T1 из восточных областей территории: преимущественно однородная глинистая масса с редкими зернами, тяготеющими к подошвенной части прослоя, обр. 25. Фотографии а, в, д – без анализатора; б, г, е – с анализатором.

Pl – кристаллокласты плагиоклаза, Kln – зерна каолинита и галлуазита, Ру – зона пиритизации и сульфидного ожелезнения, Dol – зона доломитизации. Белой стрелкой показана ориентировка слоев, с указанием верха.

Все изученные глинизированные туффоиды отличаются сходными структурными характеристиками и относительно постоянным минеральным составом. Основная глинистая масса имеет однообразный вид во всех образцах (рис. 4.2, 4.3), в поляризованном свете характеризуется однородным погасанием (погасание монокристалла). Изменения проявляются, в основном, в вариациях присущего ей зеленовато-бурого оттенка (от насыщенного зелено-бурого до светлого коричневато-серого) и в содержании тонкой рудной "пыли" (5–10%). В строении основной массы туффоидов повсеместно отмечается неправильная, "рваная" горизонтальная линзовидность, обусловленная разной степенью сцементированности и насыщенности пигментирующим веществом (рис. 4.2 в–е). Наиболее однородные интервалы развития глинистой массы тяготеют к верхним, прикровельным частям туфовых слойков, подчеркивая текстуру нормальной градационной сортировки первичных компонентов.



Рис. 4.3. Характер обломков и вмещающей массы в глинизированных туфах прослоя T1.

а-г – участок из кровельной части туфового прослоя (а, б – обр. 16; в, г – обр. 25); д-з – участок подошвенной части прослоя туфов (д, е – обр. 4; ж, з – обр. 25). Фотографии а, в, д, ж – без анализатора, б, г, е, з – с анализатором.

Pl –кристаллокласты плагиоклаза, Kln – зерна каолинита и галлуазита, Fe – тонкая примесь рудных минералов. Все фотографии ориентированы по залеганию прослоев (снизу–вверх).

Результаты электронной микроскопии также указывают на однотипный элементный состав основной глинистой массы (рис. 4.5, табл. 1). Однообразие наблюдается и на рентгеновских дифрактограммах образцов глинизированных туфов (рис. 4.4), демонстрирующих преимущественно один и тот же набор минеральных фаз, среди которых заметно преобладают смешанослойные слюда–смектиты.



Рис. 4.4. Типичная дифрактограмма порошкового препарата измененных (глинизированных) пепловых туфов прослоя T1 (обр. 13).



Рис. 4.5. Микрофотографии измененных пепловых туфов (РЭМ), с номерами точек определения элементного состава (см. табл. 1).

а – распределение в различной степени сохранившихся кристаллокластов в глинизированной основной массе; б – остроугольные кристаллокласты плагиоклаза; в – относительно свежие кристаллокласты калиевого полевого шпата; г – существенно преобразованный кристаллокласт полевого шпата; д, е – зерна каолинита (замещение химически неустойчивых кристаллокластов); ж – зерна барита в глинизированной основной массе.

Красными точками обозначены области определения зондового элементного состава, красными цифрами указана нумерация точек анализа. Pl –кристаллокласты плагиоклаза, Kln – зерна каолинита и галлуазита, Kfs – калиевый полевой шпат, Fsp – сильно измененный полевой шпат, Brt – барит.

N⁰	Минералы	Элемент, мас. %								
точки		0	Na	Mg	Al	Si	K	S	Fe	Ba
1	Смешанослойный слюда- смектит (основная масса)	44.44			21.14	31.0	3.42			
4	Смешанослойный слюда- смектит (основная масса)	53.92	1.52		16.66	25.2	2.73			
6	Смешанослойный слюда- смектит (основная масса)	49.02			18.77	29.2	2.98			
7	Смешанослойный слюда- смектит (основная масса)	56.41			19.48	24.1				
10	Смешанослойный слюда- смектит (основная масса)	56.29			16.48	25.2	2.02			
13	Смешанослойный слюда- смектит (основная масса)	51.94			20.1	26.0	1.96			
2	Плагиоклаз (кристаллокласт)	49.85	8.49		10.52	31.1				
3	Калиевый полевой шпат (кристаллокласт)	45.05	1.17		19.51	31.2	3.09			
5	Полевой шпат измененный (кристаллокласт)	35.83	3.94	0.71	17.19	39.9	2.44			
8	Каолинит (замещение кристаллокластов)	53.94			17.73	26.1	2.26			
9	Каолинит (замещение кристаллокластов)	60.19			18.68	21.1				
11	Пирит (аутигенный, в приконтактовой зоне)							61.51	38.49	
12	Барит (аутигенный, в матриксе)	13.47						8.03		78.5

Таблица 1. Результаты определения элементного состава минеральных фаз, слагающих измененные пепловые туфы прослоя T1

Предполагается, что основная глинистая масса – это наиболее измененный продукт в туффоидах, поэтому, вероятнее всего, она развивалась по самому неустойчивому веществу – тонким обломкам вулканического стекла. Последние, в таком случае, должны были заметно преобладать в осаждающихся пепловых тучах.

В петрографических шлифах на фоне глинистой массы различимы отдельные, хаотично ориентированные зерна, распределение которых практически всегда имеет признаки градационной сортировки (рис. 4.2, 4.3). В пределах одного того же туфового прослоя, вскрывающегося в разрезах разных скважин, количество зерен непостоянно и изменяется по площади (рис. 4.3). При этом во всех туфовых прослоях наиболее высокая концентрация зерен наблюдается в подошвенной части, тогда как по направлению к кровле их размерность и количество уменьшаются. Для туффитов это правило не всегда выдерживается. По данным электронной микроскопии и рентгеновской дифрактометрии (рис. 4.4., 4.5), зерна представлены агрегатами каолинита и полевыми шпатами, в меньше степени – кварцем, пиритом, доломитом и родохрозитом. Среди зерен отмечаются два преобладающих морфологических типа. Первый тип зерен обнаружен во всех образцах. Представлен угловатыми (неокатанными), часто игольчатыми обломками полевых шпатов (диагностируются, в основном, плагиоклазы) и изредка – кварца (см. рис. 4.2 – 4.5, табл. 1). Этот материал не подвергался заметной механической обработке в водной среде. Морфология, сортировка и ориентировка зерен позволяют отнести их к кристаллокластам пепловой природы.

Второй тип зерен – овально-округлые, сравнительно более крупные, вероятно, аутигенные образования слоистого и слоисто-волокнистого строения, представленные минералами группы каолинита. Волокнистое погасание зерен в скрещенных николях обнаруживает структуру, свойственную галлуазиту – многоводной модификации каолинита. По данным электронной микроскопии минералы с каолинитовым составом, в действительности, отвечают двум разным структурным формам.

На изученной территории каолинитовые зерна в туффоидах встречаются не повсеместно, а в локальных областях распространения измененных пирокластических прослоев, в наиболее значительных количествах они присутствуют в западных районах. В ряде случаев наблюдается обрастание каолинитом наиболее измененных зерен полевых шпатов. Обособленность аутигенных зерен, их оформленные четкие контуры, генетическое родство с полевыми шпатами позволяют предполагать, что минералы группы каолинита развиваются по кристаллокластам, наследуя текстуру градационной их сортировки в осадке. Учитывая различную сохранность полевых шпатов, варьирующую от "чистых", практически неизмененных зерен до сильно преобразованных, можно предположить, что аутигенные зерна замещают обломки наименее устойчивых форм плагиоклазов (с наиболее основным составом). Необходимые условия для роста каолинита достигались в условиях кислой среды, созданной избытком реакционноспособного OB; возможно, формирование каолинита происходило через другие промежуточные минеральные формы.

Таким образом, основная глинистая масса в исследованных породах интерпретируется как продукт девитрификации вулканического стекла. Слабоизмененные зерна плагиоклаза и кварца – это наиболее кислые по химизму разности минералов из всей совокупности осаждавшихся кристаллокластов. Зерна каолинита, напротив, маркируют самые основные по составу компоненты исходной тефры – вероятнее всего, кристаллокласты основного плагиоклаза. В пользу этого свидетельствует высокая насыщенность алюминием основных плагиоклазов по сравнению с кислыми (содержание Al₂O₃ в анортите 36.7% против 19.35% в альбите), который необходим для роста каолинитовых минералов.

Ниже приводится описание основных форм нахождения измененных туфов.

1. <u>Глинизированные туфы</u> по исходной структуре определяются как кристалловитрокластические средне-мелко-обломочные, со слоистой горизонтальной нормальной градационной текстурой, образованной в результате уменьшения размерности зерен (кристаллокластов) и их концентрации снизу–вверх по разрезу слоя (рис. 4.2, 4.3).

Прослои измененных туфов в основном сложены однородной глинистой массой (от 50 до 70% объема породы), в которой может присутствовать примесь тонкообломочного материала, линзочки и глобули измененного вулканического стекла (?), зерна каолинита алевритово-мелкопесчаной размерности, редкие кристаллокласты плагиоклаза и единичные – кварца. Основная масса туфов, состоявшая в основном из тонких обломков вулканического стекла, была интенсивно глинизирована с образованием смешанослойных глинистых минералов, каолинита и волокнистого галлуазита. Иногда на фоне однородной вмещающей массы наблюдаются мелкие (до 0.01 мм) кристаллокласты и микролиты плагиоклаза; встречаются редкие идиоморфные бипирамидально-призматические кристаллы циркона, аутигенные пирит, доломит, кальцит, зоны окремнения (до 15% объема породы). Интенсивные вторичные изменения развиваются вдоль контактов с вмещающей породой (рис. 4.2). Самые тонкие прослои туфов (менее 2 мм) испытали наиболее сильную пиритизацию и доломитизацию, в них приконтактовые (подошвенные и кровельные) зоны изменения по мощности сопоставимы с мощностями самих туфогенных слойков.

Кристаллокласты плагиоклаза и зерна каолинита в наиболее заметном количестве (до 25 об. %) присутствуют в нижних частях туфовых прослоев, и часто образуют скопления вблизи подошвы, за счет которых нижняя граница резкая и отчетливая. Кровля туфовых прослойков отчетливо не выражена, наблюдается постепенный переход к перекрывающим баженовским отложениям (рис. 4.2). Кристаллокласты, как правило, не ориентированы вдоль слоистости. Характерны угловатая, копьевидная и оскольчатая формы зерен. Размерность кристаллокластов и их концентрация непостоянны и варьируют в туфах, вскрытых разными скважинами.

Обломки плагиоклазов имеют размеры 0.01–0.8 мм, преобладающая размерность 0.05–0.1 мм. Состав плагиоклазов, определенный по углам погасания полисинтетических двойников в некоторых неизмененных кристаллокластах, в основном соответствует андезину, реже – олигоклазу, в единичных случаях диагностируется лабрадор.

Изменения состава и структурно-текстурных особенностей туфов связаны с вариациями в них количества зерен аутигенных минералов и плагиоклазов. Так, при движении с запада на восток их содержание в глинистой массе заметно уменьшается (см. рис. 4.2 в–е). При этом основная масса становится однородной, менее интенсивно окрашенной, а вторичные изменения плагиоклазов – слабо проявленными. Предполагается,

что на востоке территории в туфах преобладали более кислые разности плагиоклаза. Совокупность таких наблюдений позволяет предполагать дифференциацию исходных пеплов по составу в направлении с запада на восток.

2. <u>Глинизированные туффиты</u> в шлифах выглядят как частое (доли мм – первые мм) неравномерное или ритмичное чередование слойков измененной туфогенной глинистой массы с сопоставимыми по мощности слойками углеродистых силицитов (рис. 4.1, левая часть фиг. 26). Последние представлены теми же породами, которые залегают выше и ниже прослоев с пирокластикой. В туффитах различаются обособленные тонкие прослойки измененного пирокластического материала, которые сложены тем же веществом, что и глинизированные туфы, но отличаются присутствием (от первых процентов до 20%) осадочных и биогенных компонентов кремневого, карбонатного и углеродистого составов. Для туффитов характерны угловатые и таблитчатые кристаллокласты плагиоклазов. Наблюдаются такие же взаимоотношения тонких туфогенных слойков с вмещающими породами, как и у глинизированных туфов: подошва, как правило, отчетливо выраженная и постепенный, «растянутый» переход к вышележащим баженовским силицитам.

3. <u>Окремненные туфы и туффиты.</u> Некоторые из прослоев, при макроскопических наблюдениях отнесенные к туфам или туффитам (по аналогии с ранее изученными в шлифах), отличаются повышенной твердостью и крепостью из-за вторичного окремнения или окварцевания. В петрографических шлифах видно, что они сложены округлыми кремневыми глобулями мелко-среднепесчаной размерности, между которыми располагаются тонкие линзочки или примазки бурой глины, часто с органическим веществом (рис. 4.1, правая часть фиг. 26). Эти прослои относятся к наиболее интенсивно измененными туфам и туффитам. Окремнение в них могло быть связано с гидрослюдизацией ранее образованного монтмориллонита и высвобождением свободного кремнезема. Окремнение обычно наблюдается в туфах и туффитах, которые залегают в баженовских породах с повышенной кремнистостью, в частности, вблизи прослойков окремненных радиоляритов. Вероятно, окремнение туффоидов было связано со специфическими диа- и катагенетическими процессами, протекающими во вмещающих радиоляритах.

Можно заключить, что вулканогенный материал, накопившийся в виде обособленных прослоев на дне «черносланцевого» палеоморя, исходно был относительно выдержан по первичному составу, с небольшими вариациями соотношения компонентов по площади в результате ветровой и гидродинамической транспортировки. Впоследствии, после осаждения, пирокластический материал испытал преобразования минерального состава. В нормально морских условиях по пирокластическим компонентам развивался

монтмориллонит, в дальнейшем перешедший в смешанослойные слюда–смектиты. В условиях избытка ОВ в подстилающих баженовских илах создавалась кислая среда, благодаря которой формировались минералы группы каолинита. Большинство мафических минералов претерпело интенсивное выщелачивание.

В результате вторичных изменений в туфогенных прослоях образовались пирит (до 5–15%) и доломит (до 5–10%, редко до 20%); развивалось окремнение. Последний процесс происходил, вероятно, аллохимически, с привносом кремнезема, ОВ и выносом выщелоченных неустойчивых компонентов, что существенно видоизменяло текстуру и структуру пирокластических пород. Наиболее интенсивные вторичные изменения характерны для приконтактовых зон туфов и туффитов с черносланцевыми силицитами. Здесь наблюдаются зоны ожелезнения и доломитизации, маркирующие вынос железа, магния и кальция из туффоидов во вмещающие породы (рис. 4.2).

Присутствие новообразованных зерен барита (см. рис. 4.5 ж, табл. 1) в туффоидах обеспечивает интенсивное желтое и оранжевое свечение в УФ. Подобные цвета люминесценции чаще всего объясняются примесью элемента-люминогена Mn²⁺ [Горобец, Рогожин, 2002], изоморфно входящего в кристаллическую структуру барита.

Геохимическое обоснование вулканогенной природы туфов и туффитов

Общей особенностью исследованных туффогенных пород является высокая потеря вещества при прокаливании (ППП – 11–44 мас. %), что связано с присутствием в них каолинита, а также OB, вероятно, привнесенного из высокоуглеродистых пород баженовской свиты. Присутствие каолинита, кроме того, обуславливает повышенные концентрации Al₂O₃ в туффоидах. По данным [Немова, Панченко, 2017], в глинистых углеродистых силицитах, слагающих основной объем баженовской свиты, содержание С_{орг} достигает 30 мас. %, в среднем 5–15%, а в туфовых прослоях из этих пород – до 1.3% [Булатов и др., 2017; Шалдыбин и др., 2018].

При рассмотрении химического состава изучаемых пород используются результаты XRF с вычетом потерь при прокаливании, пересчитанные на 100%. ППП искажали содержания породообразующих неорганических оксидов, поэтому не использовались в геохимическом анализе. Содержания железа и серы приводятся в безоксидной форме, поскольку оба эти элемента в исследуемых породах связаны преимущественно в пирите.

Анализ результатов определения химического состава по данным как XRF, так и ICP-MS в образцах всех групп туфогенных пород показывает их принципиальное сходство. Вариации химического состава глинизированных туфов следующие (мас. %): SiO₂ (44.4– 60.7), TiO₂ (0.2–0.5), Al₂O₃ (23.7–40.3), MgO (0.7–2.9), CaO (0.1–4.1), Na₂O (0.2–1.9), K₂O (1.6–5.5). Колебания химического состава вторично окварцованных туфов и туффитов более значительные (мас. %): SiO₂ (53.6–93.0), TiO₂ (0.1–0.3), Al₂O₃ (1.7–34.4), MgO (0.3–3.6), CaO (0.2–7.2), Na₂O (0.2–1.9), K₂O (0.3–5.5) [Панченко и др., 2021].

Высокая степень преобразованности исходного пирокластического вещества вплоть до неузнаваемости основной массы, изменение значительного количества кристаллокластов, обеднение состава целой группой элементов (Mg, Ca, Fe) и избыток ППП и алюминия могут вызвать сомнения в корректности генетической интерпретации этих прослоев как вулканогенных. Для подтверждения пирокластической природы проведен сравнительный литохимический анализ вещества этих прослоев и вмещающих пород баженовской свиты.

Так как пирокластические прослои были встречены в пачках 3, 4a, 4b и 5a баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты, была подготовлена представительная выборка литотипов баженовских отложений, слагающих эти пачки, которая состояла из 180 образцов керна 13 различных скважин.

Породы, вмещающие туфогенные прослои, представлены следующими литотипами: (10-40%) силицитами глинистыми высокоуглеродистыми (2-30%);силицитами высокоуглеродистыми глинисто-карбонатными И карбонатно-глинистыми кокколитофодировыми; в меньшей степени – радиоляритами; в подчиненном количестве – известняками кокколитофоридовыми. Широкие вариации минерального и компонентного состава обуславливает большое количество литотипов в пределах макроскопически однородной черносланцевой толщи, в целом в ней выделяется до 15 литологических групп [Немова, Панченко, 2017].

Баженовские породы характеризуются существенным преобладанием биогенных компонентов: кремнезема радиолярий (SiO₂ – до 90 мас. %); кальцита моллюсков и кокколитофорид (CaO – до 90 мас. %); костного фосфора (остатки позвоночных, P_2O_5 – до 36 мас. %). Отложения имеют преимущественно биогенное происхождение, в подчиненном количестве присутствует терригенный материал. Химический состав пород характеризуется следующими вариациями (мас. %): SiO₂ (3–88, среднее 60, медианное 66), TiO₂ (0.03–0.7, среднее 0.4, медианное 0.4), Al₂O₃ (0.4–22.7, среднее 8.2, медианное 8), MgO (0.3–27.8, среднее 1.88, медианное 0.9), CaO (0.2–87.2, среднее 1.4.2, медианное 4.0), Na₂O (0.1–1.78, среднее 0.85, медианное 0.84), K₂O (0.08–3.34, среднее 1.32, медианное 1.28), P₂O₅ (0.04–36.2, среднее 6.0, медианное 5.81). Обращают на себя внимание повышенные для эпиконтинентальных пелагитов концентрации Fe, MgO, S и P₂O₅ [Юдович, Кетрис, 1988; Григорьев, 2009]. Кроме того, конденсированное осадконакопление со значительным участием биоты привело к высоким концентрациям биофильных элементов и OB, что

сказывается в повышенном содержании элементов: C, Cu, Mn, Zn, V, Ni, Mo, Sr, Se и др. Органическое вещество концентрирует большое количество U, что выражается в высоком радиационном фоне отдельных литотипов.

Туфовые прослои контрастно выделяются по составу среди вмещающих силицитов существенно пониженным содержанием SiO₂ (в среднем на 20–30%) и повышенной глиноземистостью (в среднем на 25–35%). В туфах заметно более высокое содержание K, Sr, Ba, Th, Pb; несколько повышены концентрации Na, Mg, Cr, V, Rb. Во вмещающих углеродистых силицитах отмечаются более высокие, по сравнению с туфами, величины содержания Ca, Fe, P, S, Zr, Cu, Zn, Ni и Mo.

Несмотря на значительное разнообразие литотипов вмещающих пород (в нашем случае – 15), все они на диаграммах химического состава выглядят единообразно, а соответствующие точки сгруппированы в единые области (рис. 4.6, 4.7). Туфы и туффиты на этих же диаграммах показывают обособленные кластеры, что указывает на иной их генезис, отличный от пород вмещающей черносланцевой толщи.

В высокоуглеродистых баженовских и тутлеймских силицитах наблюдается урановый тип радиоактивности, содержание тория невелико. В радиоактивность туфов вносят сопоставимый вклад и уран, и торий (см. рис. 4.6 з), что указывает на дополнительный источник последнего.

Для составов туфов и туффитов характерна слабая положительная корреляция титанистости TiO₂/Al₂O₃ (титановый модуль, TM), железистости (Fe+MnO)/TiO₂ (Модуль Страхова, ЖМТ) и (Fe+MnO)/(TiO₂+Al₂O₃) (железный модуль, ЖМ) [Страхов, 1960, 1976; Юдович, Кетрис, 2000, 2011], а также обратная связь нормированной щелочности (K₂O+Na₂O)/Al₂O₃ (HKM) с гидролизатным модулем (TiO₂+Al₂O₃+Fe+MnO)/(SiO₂) (ГМ) (см. рис. 4.6 а–г), что указывает на вероятное присутствие вулканогенного материала в обсуждаемых прослоях [Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011].

Для баженовских пород, вмещающих вулканогенные прослои, характерна сильная положительная корреляция титана и циркония с алюминием, калием, рубидием, торием, что указывает на их общий источник – привнесенное терригенное вещество [Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2011]. Для туфов на графиках TiO₂–Al₂O₃, и TiO₂–Zr (см. рис. 4.6 д–ж) таких корреляций нет, наблюдается единое облако точек, за счет постоянства этих соотношений, что является характерным для магматических пород. В туффитах за счет примеси осадочных пород на этих же графиках наблюдается промежуточный результат между пирокластическим и осадочным веществом. При этом отмечаются сходные величины содержания TiO₂ и Zr в всех туффоидах и во вмещающих породах.



Рис. 4.6. Диаграммы зависимости ряда индикаторных элементов и литохимических модулей в туффоидах и вмещающих породах.

1 – вмещающие силициты; 2 – туфы; 3 – туффиты; R² – коэффициент детерминации.



Рис. 4.7. Модульные литохимические диаграммы для туффоидов и вмещающих пород. 1 – вмещающие силициты; 2 – туфы прослоя Т1; 3 – туфы прослоев Т2, Т3а, Т3 и Т4;

4 – туффиты из прослоев TT1 – TT4.

Необходимо обратить внимание на отмеченную Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис генетическую приуроченность черных сланцев к вулканическим процессам [Юдович, Кетрис, 1988, 2000, 2011]. На некоторых построенных нами графиках, поля точек с составами туфов и углеродистых силицитов соприкасаются (см. рис. 4.7 г–е), возможно, это связано с тем, что баженовские литотипы также содержат примесь вулканогенного материала [Ван, 1974, 1975; Ермолова, 2003; Ван и др., 2011; Предтеченская, Малюшко, 2016]. Особенно близки в туфах и силицитах показатели железистости (см. рис. 4.7 г, е), щелочности (см. рис. 4.7 в–е) и гидролизатности (см. рис. 4.7 д), согласно расчетам литохимических модулей по [Юдович, Кетрис, 2000]. Это обстоятельство уменьшает литохимическую контрастность туфов и туффитов по отношению к баженовским и тутлеймским силицитам.

Кроме того, на формирование баженовских пород значительное влияние оказали вторичные процессы: карбонатизация, окремнение, пиритизация, каолинитизация и пр. Эти же процессы воздействовали и на прослои туффоидов, искажая их исходный геохимический облик. Наиболее интенсивно проявленные процессы окремнения привели к практически полному изменению минерального и химического состава туффоидов, от которых в этом случае сохраняются только морфология прослоев и некоторые структурно-текстурные характеристики. Расположение фигуративных точек с составами окремнелых туффоидов на графиках показывает, что интенсивные вторичные преобразования туфов могут приводить к полной неузнаваемости пирокластических образований на фоне вмещающих пород (см. рис. 4.7 б–г).

Тем не менее, пирокластическое происхождение относительно слабо измененных прослоев туффоидов подтверждается резко отличными параметрами Ti/Al, Fe/Al, (Fe+MnO)/(TiO₂+Al₂O₃), (Fe+MnO+MgO)/(TiO₂+Al₂O₃), Al₂O₃/SiO₂, (K₂O+Na₂O)/Al₂O₃ (см. рис. 14) и соотношений других элементов по сравнению с вмещающими баженовскими силицитами. В пользу пирокластической природы изученных прослоев также свидетельствуют контрастно пониженная титанистость (TM) и повышенная щелочность (K₂O+Na₂O) (см. рис. 4.7 а, б, в, д), а высокое содержание бария в этих прослоях, согласно [Юдович, Кетрис, 2000], наиболее ярко указывает на их генетическое отличие.

Общая генерализованная последовательность туфогенных прослоев

Баженовская и тутлеймская свиты

TT1. Самые нижние прослои с пирокластическим материалом на изученной территории повсеместно представлены серией тонких туффитовых слойков (рис. 4.8), тяготеющих к пачке 3. Они имеют небольшую мощность: вся туффитовая серия составляет обычно 3 – 5 см, реже достигает 15 см. Для туфогенного прослоя TT1 очень характерна четкая градационная текстура с убыванием снизу вверх количества пирокластического 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 TT1 выражен слабо, умеренно интенсивная люминесценция отмечается в подошвенной части и убывает к верху туффитовой серии, подчеркивая распределение туфогенного материала.

TT2. 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. TT2 – это наиболее ярко выраженная туффитовая серия из всех, с характерным специфическим строением (рис. 4.8). 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 TT2 фиксируется слойком туффита, заметно обогащенным пирокластикой.

Другой характерной особенностью TT2 является интенсивная, чаще всего наиболее яркая люминесценция в УФ среди всех наблюдаемых туффитовых серий. По этой причине в TT2 предполагается более высокая концентрация туфогенного вещества, чем в TT1. Особенности морфологии и выражения в УФ позволяют уверенно идентифицировать данную туффитовую серию.

Туффитовые серии TT2 и TT1 близко расположены друг к другу (от 5 до 40 см по мощности) но всегда отделены интервалом без видимых признаков пирокластики.



Рис. 4.8. Общий вид в керне нижних туфогенных прослоев, представленных сериями туффитовых слойков: характер их морфологии, интенсивность люминесценции, выдержанность в межскважинном пространстве. UV – ультрафиолетовый свет. Номера скв. см. в приложении 5.

ТТЗ. 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 пирокластическим материалом. Наибольшее скопление туфогенного материала приурочено к кровле туффитовой серии ТТЗ, что позволяет легко фиксировать ее в керне (рис. 4.8).

Как и у нижележащих TT1 и TT2 в данной серии особенности строения сохраняются на протяжении многих десятков и сотен км (рис. 4.8), однако не так устойчиво. Большей 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 TT3 расположен близко к TT2 (10 – 38 см), но отделен от него интервалом породы без признаков туфогенного вещества.

Туффитовые серии TT1 – TT3 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 TT1-TT3 можно оценить как средневолжский (аммонитовые зоны Laugeites groenlandicus – Epilaugeites vogulicus).

ТТ4 представляет собой условно выделенный интервал разреза с разобщенными прослоями характерного облика туффитов, количество которых непостоянно и достигает от трех до пяти (соответственно, это прослои TT4-1, TT4-2, ..., TT4-5). Суммарно этот интервал составляет до 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 прослоями с неустойчивой морфологией и мощностью (рис. 4.9, 4.10). Одиночные слои туффитов имеют мощность 0,4–3 см, градационное строение в них прослеживается слабо и не всегда. Серии туффитовых слойков 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.



Рис. 4.9. Общий вид в керне прослоев ТТ4: линзовидные бурые туффитовые разности (скв. 49, 122), реже – серии тонких туффитовых слойков (скв. 62). UV – ультрафиолетовый свет.



Рис. 4.10. Общий вид в керне прослоев ТТ4, Т0а, Т0b, Т1 в разрезе скважины 135.

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.

Прослои TT4 в равной степени встречены в пачках 3 (высокоуглеродистой кремневой линзовидной) и 4a (высокоуглеродистой однородной), в целом их литостратиграфическую приуроченность можно соотнести с пограничным интервалом этих пачек, что в совокупности с биостратиграфическими данными позволяет оценить возрастной диапазон TT4 в достаточно широком 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 TT1, TT2, TT3 и туффитов TT4 схож и отвечает окремненному 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 OB, причем в высокой и в очень высокой концентрации (10-40%) за счет альгинитовой

составляющей [Булатов и др., 2018, 2021; Шалдыбин и др., 2018; Bulatov et al., 2021]. Слои с повышенным содержанием ОВ не имеют приуроченности к определенным стратиграфическим интервалам и не связаны со строением туффитовых прослоев.

Т0а. Представлен тонким (до 1-2 мм) прослоем туфов, реже туффитов (рис. 4.11). 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 TT4 в разных разрезах составляет от 23 см до 2,8 м.

Т0b. 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.

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 прослоями в нескольких случаях обнаружены аммониты *Praechetaites exoticus* и *P. tenuicostatus*, что позволяет датировать оба этих прослоя зоной Praechetaites exoticus.

Т1. Наиболее уверенно распознаваемый, чаще всего отмечаемый и поэтому самый изученный туфовый прослой. 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 (см. приложение 5).

Прослой T1 по находкам аммонитов относится к верхам средневолжской зоны Praechetaites exoticus [Панченко и др., 2021], он отмечается преимущественно в однородных глинистых силицитах пачки 4a (рис. 4.10, 4.11), реже – на границе пачек 3 и 4a, либо 4a и 4b, иногда отмечается также в пачке 3, что в совокупности позволяет оценить диахронность пачек баженовских и тутлеймских отложений.

Туфы данного прослоя были продатированы высокоточным методом CA-ID-TIMS по циркону (U-Pb метод) по представительному материалу из трех скважин [Rogov et al., 2023]. <u>Полученный возраст 141,11 +/- 0,25 млн лет</u>, что соответствует средней части магнитозоны M20n.

Прослой T1 представлен в наибольшем количестве скважин, в керне которых имеется соответствующий стратиграфический интервал. Границы четкие и ровные, в шлифе наблюдается нормальная градационная текстура (см. рис. 4.2). 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) (см. приложение 5).

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 Т0b составляет от 10 до 88 см.

Т2. Второй по частоте встречаемости туфогенный уровень. Представлен прослоем туфов мощностью до 2 мм. В редких случаях демонстрирует морфологию туффитов, с увеличением мощности слойка до 5 мм и появлением характерной градационной мезотекстуры (скв. 38, 84 – см. приложение 5). Туфы Т2 по выражению в керне аналогичны прослою Т1, 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. 4.11), но в разных положениях относительно подошвы и кровли этой пачки [Панченко и др., 2015b, 2016]. По находкам аммонитов *Praetollia* sp. и *Surites* sp. 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.

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

ТЗа. Вполне уверенно диагностируемый тонкий туфовый прослой, мощностью 1-2 мм, ранее ошибочно принимаемый нами за прослои ТЗ и Т4. ТЗа приурочен исключительно к баженовской и тутлеймской пачке 5а (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., 2015а, 2016]. Совокупность имеющихся биостратиграфических и литостратиграфических данных указывает на приуроченность ТЗа 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 Т3а от T2 составляет 1,2 – 5,2 м.



Рис. 4.11. Общий вид туфовых прослоев T0a, T0b, T1 и T2 на примере керна скв. 106 (a), 33 (b) и 59 (c). Синими цифрами в кружках обозначены разновидности пород: 1 – силициты глинистые высокоуглеродистые однородные, 2 – силициты со скоплениями раковин *Inoceramus* (выделены голубой штриховкой), 3 – радиоляриты вторично доломитизированные и нефтенасыщенные, 4 – тонкие прослои серых радиоляритов в силицитах высокоуглеродистых глинистых, 5 – силициты малокарбонатные углеродистые со скоплениями раковин *Buchia* (выделены оранжевой штриховкой). UV – ультрафиолетовый свет.

Т3. Представлен тонким туфовым прослоем мощностью до 1, реже 2 мм (рис. 4.12). Глинистый и часто пиритизированный. По своему выражению в керне аналогичен вышеописанным туфовым прослоям.

Т4. 1-3 мм прослой туфов, как правило, несколько более мощный и отчетливый, чем нижележащий Т3 (рис. 4.12). Аналогичен нижележащим туфам.

Прослои Т3 и Т4 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 5b. Значительная величина интервала между Т3а и T3 (от 1,7 до 3,7 м), позволили их разделить при систематических наблюдениях в большом количестве изученного керна скважин. Уровень туфовых прослоев T3 и T4 повсеместно отмечен выше аммонитов из родов *Borealites и Surites*, и между находками аммонитов зоны Tollia tolli. В ряде случаев немногим выше (в пределах 1 м) прослоя T4 встречены аммониты рода *Neotollia*. В скв. 38 (см. приложение 5) прослои T3 и T4 расположены непосредственно между находками представителей *Tollia* и *Neotollia*. Таким образом, по текущим биостратиграфическим данным возраст этих близкорасположенных прослоев может интерпретироваться как позднерязанский или даже пограничный рязанско-валанжинский и грубо соотноситься с зонами Surites subanalogus – Bojarkia mesezhnikowi – Tollia tolli.



Рис. 4.12. Общий вид туфовых прослоев Т3 и Т4 в керне скважин и их корреляционная выдержанность. UV – ультрафиолетовый свет. Номера скв. см. в приложении 5.

Еще один тонкий (около 2 мм) туфогенный прослой отмечен в 3,5 м выше прослоя Т4 в скв. 1 (см. приложение 5). Он встречен в пачке 5b (кокколитофоридовая пиритовоглинистая тонкоритмичная, приуроченная к верхам рязанского яруса и низам нижнего валанжина). Если идентификация пачки верна, то этот прослой может быть встречен в дальнейшем и использоваться как дополнительный туфовый реперный уровень, однако, с существенными ограничениями ввиду невыдержанности пачки 5b (см. обсуждение ниже). Туфовый прослой сложен глинистым бурым веществом и полностью аналогичен нижележащим туфам.

<u>Фроловская свита (перекрывающая баженовскую свиту в западном районе</u> <u>Фроловской мегавпадины</u>)

FrT1 выделен в нескольких скважинах как выдержанный 1 мм пиритовый, глинистый или кальцитовый слоек с резкими границами, аномально ярким свечением в УФ (рис. 4.13), 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. 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.



Рис. 4.13. Общий вид прослоя туфов FrT1 в керне скважин (подошвенная часть фроловской свиты). UV – ультрафиолетовый свет. Номера скв. см. в приложении 5.

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 (приложение 4).

Выделение и обособление 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 вызовет 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.

Были объединены 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* (рис. 4.14), 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 4a) получили индекс LB (от Lower Bazhenovo), уровни из заведомо верхней толщи (пачки 4a – 5b) 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. 4.8), ввиду повсеместно близкой расположенности 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 ниже (по комплексу других стратиграфических маркеров) – в пачке 2b, то, по нашему мнению, он вряд ли там

будет диагностирован. В обстановке сравнительно быстрого накопления пачки 2b (высококремнёвой горизонтально-слоистой) вулканогенный материал не может сохраниться в виде обособленных прослоев и будет «закамуфлирован» во вмещающих отложениях.

2. Обособленная совокупность прослоев TT4 (рис. 4.9, 4.10) 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. 4.9, 4.10) и, вероятно, поэтому нередко устанавливается только один из прослоев. Однако они распространены на обширной площади, и при совместной встречаемости повсеместно расположены близко друг к другу (менее 76 см) и при этом поразному 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 4a, в котором нередко диагностируются перерывы [Панченко, 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 уверенно диагностируемый туфогенный прослой T1, представленный чаще всего туфами вторично глинистого состава с мощностью от 6 до 10 мм (рис. 4.10, 4.11), изредка – туффитами, выделен в самостоятельный субрегиональный пирокластический уровень UB1, расположенный у кровли средневолжского подъяруса. Возраст 141,11 +/- 0,25 млн лет (средняя часть магнитозоны M20n).

5. Второй по частоте встречаемости туфовый уровень T2 уверенно диагностируется в керне и вполне надежно идентифицируется как за счет значительной удаленности от ниже- и вышерасположенных туфов (T1 и T3a соответственно), так и за счет своей строгой приуроченности к высокоуглеродистой иноцерамовой пачке 4b (рис. 4.11). Прослой T2 отнесён к субрегиональному пирокластическому уровню UB2. Он датирован нижней зоной рязанского яруса Praetollia maynci.

6. Обособленный и равноудаленный от ниже- и вышележащих туфов прослой T3a отнесён 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 5a). Пирокластический уровень UB3 отнесен к зоне Hectoroceras kochi рязанского яруса.



Рис. 4.14. Последовательность туфогенных прослоев и ее соотношение с субрегиональными пирокластическими уровнями, а также их лито- и биостратиграфическая привязка.

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.4.12). Однако ввиду своей малой мощности (обычно около 1 мм) статистически чаще в керне обнаруживается только один из двух прослоев (по аналогии с Т0а и Т0b). 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 двустворками *Buchia*) вблизи с границей пачки 5b дает дополнительный литостратиграфический контроль для идентификации этого уровня. Возраст UB4 определяется как позднерязанский.

8. В подошвенных слоях фроловской свиты по систематически отмечаемым находкам пиритизированного прослоя туфа FrT1 (рис. 4.13) выделен в пирокластический уровень, получивший индекс LF1. По имеющейся литостратиграфической привязке можно судить о ранневаланжинском возрасте уровня (аммонитовая зона Neotollia klimovskensis).

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: туффиты 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. 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 скважины (рис. 2.2), 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. С переходом в другие области Западной Сибири, где в баженовское время преобладала не биогенно-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. 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, Немова, 2017; Панченко и др., 2021] (приложение 4).

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 встречаемости соответствующих туффитовых прослоев, их представительность и мощность тяготеют к южным и юговосточным районам. Они не встречены в северной части Фроловской мегавпадины (наименования структур по [Тектоническая..., 1998]), что коррелируется с сокращением мощности либо отсутствием пачки 3. 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 (приложение 4). В первом случае наблюдается динамичный подъем уровня
гаммы (скв. 19-29, 100-116, 131 и др.), а во втором – рост значений данного метода может быть растянут на 2-3 м (например, скв. 6, 49, 61, 122, 132, 134, см. приложение 4, 5). 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 том числе, 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 2b, условия накопления которой не способствовали сохранению тонких прослоев пирокластики. Видимо, в таких скважинах наблюдается фациальный контроль отсутствия LB1, что связано с возрастным скольжением границы пачек 2b и 3.

Пирокластический уровень UB0 появляется в высоко конденсированных породах на границе пачек 3 и 4а. Режим накопления данного переходного интервала, видимо, характеризовался еще более существенным сокращением объемов поступающего вещества и неравномерностью его аккумуляции, при участии процессов перераспределения осадка. Этим объясняется ячеистость присутствия на изученной территории находок этих тонких прослоев, которые в целом распространены на всей изученной территории, но встречаются спорадически.

Самый выдержанный уровень UB1 на изученной территории отмечается повсеместно, от северо-западной части XMAO до Томской области. Отсутствие находок этого уровня (в интервалах полного выноса керна и его удовлетворительной сохранности), сопоставляется с областями отсутствия пачки 4a и/или верхов пачки 3 (район скв. 1-5, 44-46, 57, 66, 85, 92, см. приложение 4, 5) 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 4b, 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 4b полностью (скв. 57, 66, 92 и др.) или частично (скв. 44-46, см. приложение 4, 5). Стоит отметить, что области подводного размыва в раннерязанское время занимают значительную площадь седиментации баженовских и тутлеймских отложений.

Кроме того, было зафиксировано отсутствие уровня UB2 и при наличии пачки 4b, 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 прослоя T2, вероятнее всего, это указывает на наличие скрытых перерывов или размывов. Все эти скважины происходят из одного и того же района сочленения Сургутского свода и Северо-Вартовской мегатеррасы (скв. 67, 76, 77, 135 и др., см. приложение 4, 5).

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).

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, но ее мощность и фациальная выдержанность резко непостоянны (см. приложение 4). 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, Немова, 2017]. Подобным эрозионным поверхностям соответствуют синседиментационные перерывы, причем продолжительность некоторых из них может оцениваться от микро- (менее 1 млн. лет) до мезогиатуса (более 2 млн. лет) [Барабошкин и др., 2002].

Третий по частоте обнаружения (после UB1 и UB2) пирокластический уровень UB4 также приурочен к кокколитофоридовой кремнистой пачке с бухиями (5а), но тяготеет к ее верхним слоям. Сопоставление разрезов по площади показывают уменьшение стратиграфического объема пачек 5a и 5b с запада на восток (см. приложение 4) [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 полного фациального замещения на существенно глинистые отложения пачки 6 (пиритово-глинистой линзовидно-слоистой), затем, еще восточнее, это глинистое замещение затрагивает кровельные слои 5а, содержащие туфогенные прослои T3 И T4. 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 сводов и структур их обрамления (в том числе Салымский и Верхнесалымский мегавалы) [Тектоническая..., 1998], в которых туфовые прослои ТЗ и Т4 в керне диагностируются достаточно часто.

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), хоть и не повсеместно (по-видимому, отсутствуют в районе скв. 66, 92, 131, см. приложение 4, 5). 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.

Таким образом, наличие или отсутствие выявленных субрегиональных пирокластических уровней позволяет судить о стратиграфической полноте отложений, что актуально в условиях наличия размывов и перерывов (см. главу 5).

Латеральные соотношения туфов и туффитов

Систематизация материала показала, что один и тот же стратиграфически выдержанный туфогенный 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 наблюдалось 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.

Таким образом, 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.

<u>Микроэлементный состав силицитов баженовской и тутлеймской свит и туфогенного</u> <u>материала разных пирокластических уровней</u>

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 осадочный материал, что вносит коррективы в распределение микроэлементов и не позволяет надежно охарактеризовать состав пирокластики в подобных разностях. Нами было установлено, что туфы, переходящие по латерали в туффиты, теряют свою геохимическую контрастность по отношению к вмещающим породам. Туффиты с наиболее высоким содержанием осадочного материала, а также туффиты со следами перемыва становятся практически неузнаваемыми в спектрах распределения микроэлементов на фоне вмещающих пород. Таким образом, по туфам анализировалась геохимия вулканического события, а по туффитам изучались только их качественные отличия в микроэлементном составе по сравнению с туфами и вмещающими породами (рис. 4.15, 4.16).

Силициты. В пачках баженовской и тутлеймской свит, содержащих туфы и туффиты (пачки 3, 4a, 4b, 5a и предположительно 5b), 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 нормированные (по [Sun, McDonough, 1989]) составы пород разных литотипов и пачек в пределах западной (рис. 4.15 с, d) и центральной (рис. 4.16) частей изученной территории демонстрируют весьма схожий характер распределения элементов-примесей. Суммарные концентрации РЗЭ (La–Lu) в пачках 3 – 5b 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 пирокластического уровня – к верхнему, а также в их площадном распространении. Принимая во внимание огромный размер изученной территории, с вытекающей неизбежной изменчивостью состава по площади как выдержанных баженовских пачек, так и туфогенных прослоев (рис. 4.15 a, b), здесь приводится сравнительный анализ туфов, развитых только в западной и центральной областях (рис. 4.15, 4.16).

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 невыдержанный (рис. 4.16 a, b), 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 3-ЮЗ на В-СВ (рис. 17 a, b), что связывается нами с дифференциацией исходной тефры в атмосфере [Панченко и др., 2021]. Туфы UB1 отличаются высоким содержанием (г/т) Cs (2-22, среднее 5), Rb (25-113, среднее 50), La (9-90, среднее 35), Се (20-200, среднее 75) и очень высоким – Ва (600-23000, среднее 8000), Тh (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, Рb и Hf, с устойчивым для всей выборки минимумом по Nb (рис. 4.15 a, b). Обогащение туфов крупноионными литофильными элементами, а также проявленные Nb-минимум и Pbмаксимум 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 Ta в исходных магматических породах может быть связана с дифференциацией магм [Tang et al., 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, 4a, 4b и 5a туфы UB1 отличаются пониженными концентрациями урана и большинства РЗЭ (от Sm до Lu), более высокими содержаниями Ba, Th, Ta, Pb и Hf (рис. 4.15 с, d).

Уровень UB2. Туфы уровня UB2 (прослой T2) обладают схожими с UB1 геохимическими характеристиками (рис. 4.15 е, f), 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 25, Gd/Yb – от 1 до 1,8, среднее 1,3.

Уровень UB3. Вышележащие туфы уровня UB3 (прослой T3a) также близки к составу UB1, но отличаются повышенными концентрациями Nb, Nd, Sm, Eu и тяжелых P3Э, при сопоставимых содержаниях Th, Ta и Zr. От туфов уровня UB2 отличаются более высоким содержанием Th, Ta, Sm и тяжелых P3Э (Gd–Yb) (рис. 4.15 e, f). Кроме этого, на графиках распределения микроэлементов туфы UB3 отличаются от туфов в UB1 и UB2 локальным минимумом по Sr. Сумма P3Э (г/т) от 85 до 197, среднее 147; сумма легких P3Э 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 P3Э (сумма от 80 до 260, среднее 155 г/т) и наличием на P3Э-диаграммах (рис. 4.15 е, f), минимума по Eu. Сумма легких P3Э составляет (г/т) от 70 до 223, среднее 137, тяжелых – от 9 до 33, среднее 18; La/Yb от 12 до 22, среднее 15; Gd/Yb – от 3 до 5, среднее 4.

Таким образом, в пределах западной части изученной территории при движении снизу вверх по разрезу от туфов уровня UB1 к туфам UB4 отмечается рост суммарного содержания P3Э (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 - 25 - 18 - 12, a Gd/Yb 1,9 – 1,3 – 2,4 – 4 (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. 4.16). Туффитам этих уровней свойственно обогащение Ва, 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). Стоит полагать, 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 OB ответственно за концентрацию средних и тяжелых РЗЭ. При этом отношения La/Yb и Gd/Yb в туффитах LB1 характеризуется относительным постоянством и составляют от 6 до 11 (среднее 9) и от 1,7 до 1,9 (среднее 1,8) 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. 4.16 a, b).

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 выраженными минимумами Nb-Ta и Zr-Hf (рис. 4.16 с, d).

Туффиты уровня LB1 по сравнению с породами пачек 3 и 4а существенно обеднены P3Э 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. 4.16). Туффиты уровня LB2 от баженовских силицитов отличаются несколько повышенными содержаниями большинства тяжелых P3Э (Gd–Er), что особенно наглядно при сравнении туффитов и вмещающих пород, взятых непосредственно из одного интервала (рис. 4.16 a, b).

Основные отличия туфов и туффитов из разных стратиграфических уровней выражаются в содержании Th, Eu, легких и тяжелых РЗЭ (рис. 4.15, 4.16), 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. 2, рис. 4.17), что служит дополнительным индикатором стратиграфической приуроченности туфогенных прослоев.



Рис. 4.15. Особенности микроэлементного состава туфогенного вещества в субрегиональных пирокластических уровнях.

а, с, е – диаграммы распределения РЗЭ; b, d, f – мульти-элементные диаграммы. Нормировано к хондриту С1 и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] соответственно. а, b – характер изменчивости состава туфов уровня UB1 по площади (выборка по всей изученной территории); c-f – сравнение составов на 3-ЮЗ территории: c, d – туфы UB1 и вмещающие силициты, e, f – 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) части территории; 5 – состав вмещающих пород; 6-8 – состав туфов UB2 (6), UB3 (7), UB4 (8).



Рис. 4.16. Особенности микроэлементного состава туфогенного вещества в субрегиональных пирокластических уровнях.

- a, c диаграммы распределения РЗЭ; b, d мультиэлементные диаграммы. Нормировано к хондриту C1 и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] соответственно. a, b – сравнение составов туфов UB0, UB1, туффитов LB2 и вмещающих пород на
 - ограниченной области в центральной части изученной территории; с, d сравнение туффитов LB1, LB2 и вмещающих пород (вся изученная выборка).





Рис. 4.17. Распределение значений соотношения некоторых элементов в туфогенном веществе из разных пирокластических уровней и во вмещающих породах.

153

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	15.82	4.27	0.53	7.25	17.95	4.67
	медианное	14.68	3.98	0.50	7.22	17.42	4.71
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	18.01	2.40	0.33	6.95	26.26	5.39
	медианное	14.29	2.50	0.32	6.98	25.42	5.34
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	25.50	1.29	0.23	6.20	21.57	8.28
	медианное	24.56	1.21	0.24	6.28	22.26	8.16
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	30.07	2.32	0.33	6.62	20.62	6.57
	медианное	28.51	2.14	0.32	6.69	19.12	6.32
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	45.13	3.38	0.34	7.01	28.02	5.86
	медианное	39.56	3.93	0.37	7.13	36.21	5.90
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	6.26	2.00	0.38	6.91	44.73	4.26
	медианное	6.24	2.04	0.38	6.84	45.39	4.34
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	8.45	1.74	0.33	6.78	42.92	4.76
	медианное	8.18	1.70	0.33	6.80	47.33	4.65
Вмещ. 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	6.11	1.74	0.32	6.56	49.54	4.39
	медианное	5.61	1.73	0.32	6.62	48.05	4.46

Соотношения некоторых элементов в туфогенном веществе пирокластических уровней и в баженовских силицитах. Приведены значения по всей выборке изученных образцов.

Площадная зональность изменений состава туфов

Детальный анализ вариаций состава в пределах прослоя туфов T1 на исследованной площади позволил выявить некоторые закономерности изменения величин содержания в них ряда элементов: Si, Al, K, Zr, Rb, Mg, Ni, Cr, Nb, Th, Na и др. По площади изменяется также соотношение в туфах легких и тяжелых P3Э. Наиболее заметно в них возрастают концентрации K₂O, SiO₂, и Rb при движении в восточном направлении, а концентрации Zr и Yb – в юго-восточном направлении (иттербий, по-видимому, концентрируется в цирконе). С запада на восток прослеживается тренд уменьшения в туфах концентраций Al₂O₃, Cr, Ni, Pb, W и Nb. Подобная тенденция была намечена и по другим прослоям – T2, T3a, T3 и T4, однако по ним меньше данных и хуже статистика.

Подобная направленная площадная изменчивость выявилась при картировании концентраций отдельных элементов (рис. 4.18) и была подтверждена в результате анализа зависимости изменений химического состава от расположения скважин (в географических координатах).

Площадная неоднородность состава пирокластического материала, проявляющаяся в повышении кремнекислотности и калиевой щелочности в направлении удаления от источника вулканизма, хорошо известна [Юдович, Кетрис, 2011]. При транспортировке тефры в воздушной и водной средах, первыми осаждаются наиболее тяжелые и мафические компоненты. Дальнейшее фракционирование вещества приводит к концентрированию K₂O и SiO₂, что и наблюдается на построенных нами схемах площадной изменчивости химического состава туфов (см. рис. 4.18 a, б).

Кроме того, геохимическая зональность должна быть связана с изменением преобладающей размерности минералов, концентрирующих те или иные элементы. Увеличение с СЗ на ЮВ содержания Zr и некоторых редкоземельных элементов в туфах объясняется их связью с цирконом, который присутствует в самой тонкой фракции зерен. Несмотря на довольно высокую плотность циркона (3.9–4.7 г/см³), его зерна за счет малого размера могли переноситься на более значительное расстояние и концентрироваться на большем удалении от вулканического аппарата.

Таким образом, общий тренд фракционирования пирокластического материала прослеживается в юго-восточном и восточном направлении.

В западных областях исследованной территории в туфах присутствует значительное количество кристаллокластов и вторично развитых по ним минералов группы каолинита. Для туфов здесь реконструируются базальтовые и относительно менее щелочные исходные составы; для них характерны высокие концентрации тяжелых элементов (Cr, Ni, Pb, W и Nb).

Таким образом, по нашему мнению, источник вулканизма должен был располагаться так, чтобы ветровой и гидродинамический перенос обеспечивал транспортировку тефры преимущественно с запада на восток.

Полученные нами схемы зональности химического состава туфов и графики зависимости концентраций элементов от координат разрезов, тем не менее, не показывают строгой линейной площадной изменчивости в этом направлении. Учитывая огромную площадь пеплового разноса (предположительно, многие тысячи кв. км), изученная нами территория в Западной Сибири хотя и достигает внушительных размеров (примерно 650 х 550 км), но, возможно, является недостаточной для надежного распознавания направления транспортировки от вулканического источника. Кроме того, невозможно учесть отклонения от преобладающего направления пеплового разноса, обусловленные розой ветров, морскими течениями, различными глубины моря и временем осаждения пепловых частиц.

Наблюдаемая нами площадная изменчивость химического состава туфов, по нашему мнению, могла быть вызвана тремя главными факторами: ветровым разносом вулканических пеплов (силой ветра и его преобладающим направлением); морскими течениями (интенсивностью проявления и преобладающим направлением); глубиной морского бассейна. Последний фактор в наибольшей мере определял скорости осаждения в водной толще пепловых частиц различной плотности и геометрии. Длительность пребывания пирокластических частиц в морской воде способствует ее агрессивному воздействию на неустойчивые мафические минералы и на основные вулканические стекла, приводя к выщелачиванию многих компонентов [Ван, Казанский, 1985; Юдович, Кетрис, 1988]. Учитывая преимущественно тонкую размерность пирокластики, время ее полного осаждения в морской толще высотой 100-200 м могло достигать 1 месяца и более [Рухин, 1956; Лидер, 1968; Carey, 1997]. Таким образом, состав исходного пирокластического материала туфов еще претерпевал существенное соотношения искажение элементов на стадии транспортировки.

Таким образом, площадная зональность изменений в структуре и химическом составе туфов связывается с неодинаковым удалением от центра вулканических извержений. Источник пирокластики следует искать к западу от исследованной территории. Осложняющие общий региональный тренд локальные нарушения зональности обусловлены различными глубинами моря, на которых происходило осаждение тонкой пирокластики и, возможно, влиянием течений. При реконструкции исходного состава измененной пирокластики следует учитывать влияние выщелачивания ряда элементов морскими водами во время прохождения тонкой пирокластики сквозь водную толщу воды и ее длительного экспонирования на поверхности морского дна (при замедленной скорости седиментации).



Рис. 4.18. Площадная изменчивость туфа 1 по составу: а – распределение содержания K₂O, б – K₂O+ SiO₂ (сумма значений, нормированных в долях от 1 до 10), в – Al₂O₃, Γ – Yb. R² – коэффициент детерминации.

157

Вероятные источники пеплов

В качестве поставщиков пирокластического материала, в первую очередь, могут быть рассмотрены ближайшие к Западной Сибири крупные области магматизма. Учитывая, что к середине мезозоя основная структура лавразийской части Пангеи, в центральной части которой расположена Западно-Сибирская плита, была уже сформирована в виде единого жесткого блока [Метелкин и др., 2012; Scotese, 2021], удаленность вулканических аппаратов, располагавшихся на периферии этой единой структуры, можно определить по современным расстояниям.

Учитывая временной диапазон накопления баженовских туфов и туффитов определенный методами биостратиграфии (конец средневолжского – конец рязанского времени, примерно 145–135 млн лет), источником вулканокластического материала мог быть целый ряд активных в это время магматических провинций.

Верхояно-Чукотская складчатая область – Южно-Анюйская зона, или раннемеловой Южноанюйско-Святоносский вулканический пояс, расположенный в 3500–4000 км (здесь и далее – в современных координатах от центра изученной территории) к северо-востоку от территории исследований.

Вдоль южной границы Южно-Анюйского океанического бассейна располагалась островодужная система, в пределах которой в поздней юре – начале мела формировались вулканиты основного, среднего и кислого составов; характерна известково-щелочная серия вулканитов [Полянин, 2009], что не противоречит составу баженовских туффоидов. Однако в Хатангской впадине, расположенной между этой зоной вулканизма и Западной Сибирью, широко распространены одновозрастные с баженовской свитой отложения букатыйской, паксинской и гольчихинской свиты, в которых туфовые прослои или примесь вулканогенного материала до настоящего времени не были обнаружены (отчасти это может быть связано с более значительной мощностью соответствующего стратиграфического интервала и высокими скоростями осадконакопления). Предположение о Верхояно-Чукотской складчатой области как о возможном источнике пирокластического материала для баженовского горизонта плохо согласуется также и с особенностями площадного распространения туфовых прослоев, обсуждавшимися ранее.

Забайкалье (2500–3000 км юго-восточнее территории исследований). Один из этапов мезозойского вулканизма в этом регионе приходится на позднюю юру – ранний мел [Воронцов и др., 2016; Ярмолюк и др., 2019], однако здесь он был связан с рифтогенными обстановками и характеризовался значительной долей щелочного магматизма, что не

соответствует составу баженовских туфов и его геодинамической интерпретации. Кроме того, восточное положение вулканического источника плохо согласуется с особенностями площадной зональности химического состава туфов.

Закавказье (2500–2700 км к юго-западу). В поздней юре – начале мела в Закавказье продолжались проявления надсубдукционного андезитового и андезибазальтового вулканизма [Юра Кавказа, 1992], активная фаза которого пришлась на байос–бат. Состав вулканитов и геодинамическая обстановка их формирования вполне соответствуют баженовским туффоидам. В работе [Касумзаде и др., 2002] приводятся данные определения возраста вулканических пород среднего и основного состава, который укладывается во временной диапазон накопления баженовских туфов. Таким образом, позднеюрские – раннемеловые вулканические аппараты Закавказья вполне могли быть источниками пирокластики для баженовского моря. Это предположение хорошо согласуется с особенностями географического распространения туфов в Западной Сибири.

Земля Франца-Иосифа (2000–2500 км к северу). В работах Н.М. Столбова [2007], Ю.В. Карякина с соавторами [Карякин, Шипилов, 2008; Карякин и др., 2009] приводятся позднеюрские–раннемеловые датировки базальтового вулканизма. В пределах архипелага распространены плюмовые континентальные толеитовые базальты [Карякин и др., 2009], отмечены эксплозивные породы [Столбов, 2007]. Именно Земля Франца-Иосифа рассматривалась как возможный источник в наиболее ранних работах, посвящённых пирокластическому материалу в отложениях юры и мела Западной Сибири [Процветалова, Лагутенкова, 1968].

Северо-западное направление привноса тефры плошалной согласуется с зональностью состава баженовских туффоидов, выявленной по увеличению содержания в них кремнекислоты и калиевой щелочности при движении с запада на восток. Кроме того, присутствие высокоглиноземистых базальтов (с Al₂O₃ около 15%) в магматических породах архипелага [Федоров и др., 2005] могло бы объяснить высокие концентрации алюминия в баженовских туффоидах. Значительное содержание кремнекислоты и калия, а также объяснить дифференциацией повышенную глиноземистость можно химических компонентов пирокластики в воздушной и более агрессивной водной среде.

Вместе с тем, геодинамическая обстановка формирования толеитов плохо сочетается с вулканитами известково-щелочной надсубдукционной серии, к которым относятся баженовские туффоиды. Кроме того, позднеюрский возраст вулканизма на Земле Франца-Иосифа оспаривается многими специалистами, которые приводят доводы в пользу баррем–аптского возраста проявившегося здесь траппового магматизма [Федоров и др., 2005; Абашев и др., 2018]. В пограничных отложениях юры и мела этого региона отсутствуют следы вулканической активности.

Зауралье. В работах А.В. Вана, Е.А. Предтеченской и их соавторов [Ван, 1973, 1974; Ван и др., 2011; Предтеченская, Малюшко, 2016] указано, что в верхнеюрских нижнемеловых отложениях Западной Сибири примесь вулканогенного материала присутствует практически повсеместно. Особенно заметное ее количество устанавливается в западных районах Западно-Сибирской плиты, о чем упоминают и другие исследователи [Ермолова, 2003]. При этом авторами рассматривается локальный эндогенный источник вулканогенных продуктов, существовавший в пределах Зауралья [Ван и др., 2011]. В Шаимском и Красноленинском районах в разрезах средней-верхней юры выявлены прослои псефитовых и псаммитовых туфов и туффитов, а также прослои литокластических туфов с обломками базальтов. Отмечается, что вулканическое стекло превратилось в сплошную глинистую массу с реликтами пепловой структуры [Ван, 1974; Предтеченская, Малюшко, 2016], что очень похоже на структуру и состав баженовских туффоидов. В работе [Ермолова, 2003] описан пирокластический материал в юрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири, в том числе упоминаются туфопесчаники в баженовской свите, с "копьевидыми, оскольчатыми и идиоморфными зернами полевых шпатов и кварца, без следов окатанности".

В работе [Ван и др., 2011] предполагается подводная эксгалятивная деятельность при формировании собственно баженовских фаций. Данная теория неприменима для объяснения образования изученных нами прослоев туффоидов, учитывая постоянство их мощностей на огромной территории и проявление текстур градационной сортировки пепловых частиц в результате постепенного осаждения из пеплового облака. Однако весьма вероятно, что источник вулканогенного материала в юрских и меловых отложениях Шаимско-Красноленинской области был тот же, что и у изученных нами баженовских туфов и туффитов.

Кроме того, имеются сведенья о дацитовом вулканизме в позднеюрское – раннемеловое время в пределах Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба [Гриненко, Баранов, 2021], однако данных по составу этих вулканитов в публикациях нет.

ГЛАВА 5. ЭРОЗИОННЫЕ ГРАНИЦЫ И ГИАТУСЫ

С косвенными признаками подводных размывов в изучаемой черносланцевой толще, такие как косослоистые текстуры, сортировка и перераспределение некоторых типов осадочного материала, вариации мощности баженовских пачек, сталкивались многие авторы, что отчасти обсуждается в работах [Захаров, 2006; Немова, 2012а,b; Панченко и др., 2015а; Щепетова и др., 2015; Shchepetova et al., 2016; Немова, Панченко, 2017; Panchenko, 2019]. Наличие перерывов обосновывается в главе 4 при сопоставлении изохронных уровней туфов, результатов био- и литостратиграфии. Обобщение значительного объема накопленных к настоящему времени геолого-геофизических данных, с учетом анализа структурных поверхностей, позволяет более определенно судить об природе: ИХ размывы преимущественно формировались в результате деятельности донных течений, огибающих неровности донного рельефа, т.е. по сути – контурных течений, однако существовавших в относительно мелководном бассейне [Stow et. al., 2002]. В условиях перестилания по дну осадочного материала в одних областях преобладала эрозия, в других – повышенная аккумуляция. Поэтому в черносланцевом палеоморе в определенные эпизоды могли возникать области 1) ненакопления, 2) концентрирования относительно грубого осадка, и зоны повышенной аккумуляции переотложенного осадка – контуритов.

Методы

О вероятном существовании подводных размывов и контурных течений в баженовском море упоминается в литературе [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006]. Присутствие контуритов также предполагалось многими специалистами, изучавшими керн баженовских отложений (устные сообщения А.И. Конюхова, Е.Ю. Барабошкина, Дж. Пельтье, В.К. Пискунова). Существование донных течений предполагалось ранее В.А. Захаровым [Захаров, 2006] на основании стратиграфических перерывов и присутствия грубозернистых пород, указывающих на размывы. Многие исследователи при работе с баженовскими отложениями сталкиваются с незакономерным распределением мощностей отдельных литологических пачек, в частности с увеличением толщин на поднятиях. Одна из необычного наиболее вероятных причин такого распределения мощностей синседиментационное гидродинамическое перераспределение осадочного материала.

Результаты

В результате проведенного комплекса исследований были установлены локальные перерывы в виде поверхностей подводного размыва (рис. 5.1, 5.2). Наиболее крупные перерывы коррелируются на значительной части изученной территории и стратиграфически приурочены к пачкам **3** (Е. vogulicus – Р. exoticus), **4a** (Р. exoticus – С. taimyrensis) и **5a** (Н. Kochi – В. mesezhnikowi). Эти данные соответствуют выводам о существовании стратиграфических перерывов, полученным при интерпретации биостратиграфических данных по аммонитам и исходя из «выпадения» из разреза субрегиональных пирокластических уровней. Горизонты размывов литологически выражены в виде тонких (от одного до первых десятков сантиметров) прослойков, сложенных перемытым биогенным материалом, преимущественно радиоляриями и ихтиодетритом. На поверхностях напластования таких слойков нередко отмечается продольная ориентировка вытянутых включений, указывающая на течение или волочение частиц (рис. 5.2).

Текстуры слойков разнообразные: линзовидные, неотчетливо косослоистые и неупорядоченные, нижние границы слойков обычно резкие, эрозионные. Стоит отметить, что диагностика первичных седиментогенных текстур в баженовских отложениях существенно затруднена, поскольку осадки претерпели весьма интенсивное постседиментационное уплотнение вследствие преобладания в них тонкодисперсного минерального и органического вещества, а также диагенетическое растворение и переотложение кремневого материала с образованием стилолитов.

Обобщение данных по всей изученной площади показало, что максимальные мощности слойков, в которых концентрируется перемытый биогенный материал, приурочены к зонам сочленения палеовпадин с локальными поднятиями. Построенные фациальные профили указывают на смещение осадка вверх по склонам впадин (рис. 5.4), аналогичное контуритовым дрифтам [Stow et al., 2002]. На таких склонах обычно развиты либо радиоляриты с пониженным содержанием пелитовой примеси, либо зернистые, хорошо отсортированные радиоляриты со следами перемыва.

Основной причиной формирования таких специфических пород, как и нетипичного распределения мощностей черносланцевого разреза, являются донные течения. Наиболее выраженный результат их деятельности приурочен к контрастным перегибам рельефа, что является характерным для контурных течений. По составу и механизму формирования продукты перемыва осадочного материала, установленные в баженовской свите, следует, очевидно, относить к биогенным контуритам [Stow et al., 2002].

Донные течения, перемывавшие осадок вдоль границ подводных поднятий, являлись причиной вымывания пелитовых фракций и механической конденсации осадка. Образовавшиеся таким способом контуриты обычно сложены наиболее грубозернистыми компонентами баженовских отложений – радиоляриями, костными остатками рыб и крючками *Onychites* spp. В связи с донными течениями формировались линзовидно-косо-слоистые и массивные радиоляриты, в различной мере насыщенные

рыбными косточками, вплоть до образования «рыбных свалов». Последние отмечены во многих работах [Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986; Щепетова и др., 2015; Эдер и др., 2016], и во всех случаях они, безусловно, являются, продуктами перемыва осадка, о чем свидетельствуют эрозионные поверхности в их основании, отсортированность, линзовидные, косослоистые и неупорядоченные текстуры [Панченко, Немова, 2017; Panchenko, 2019]. Некоторые из таких прослоев ранее были интерпретированы как «рыбные» темпеститы [Щепетова и др., 2015]. По своему составу баженовские осадки были существенно биогенными, поэтому перемывы различного генезиса в них выражаются в концентрации наиболее крупнозернистого биогенного материала, который в подавляющем большинстве был представлен в них остатками радиолярий и костистых рыб. Однако именно тяготение наиболее мощных слоев осадков к впадинам, их выдержанная стратиграфическая позиция заставляют пересмотреть прежние интерпретации в пользу контуритов. Контурные течения в баженовском море, вероятно, были не постоянными и проявлялись периодически. Природа их может быть связана с пульсационным сообщением с палеоарктическими водными массами [Захаров, 2006], либо с климатическими колебаниями.



Рис. 5.1. Общий вид в керне (a, b, d-h, k, l) и шлифах (c, i, j) эрозионных поверхностей (a-g) и отложений, подверженных перемыву в зоне действия донных течений (h-i).





1-ориентированные рыбьи кости на поверхности напластования; 2-тонкий контуритовый прослой (а) с ориентировкой частиц на поверхности напластования (b); 3-эрозионный прослой с конденсацией рыбьих остатков и крючков Onychites; 4-вид в петрографическом шлифе: высокая концентрация рыбьих костей в радиоляритовой массе; 5-«рыбий свал» в радиоляритовой массе из эрозионного прослоя, аналогичного фиг. 3.



Рис. 5.3. Биогенные контуриты, сложенные радиоляриями и рыбьими костями. 1, 2 - нефтенасыщенные радиоляриты: 1a, 2a - линзовидная, косослоистая и неупорядоченная текстура (2b - фотография в УФ-свете, с насыщением в люминофоре); 1b - ориентированные текстуры на спиле керна, параллельно напластованию; 1с - вид в петрографическом шлифе (неупорядоченная и линзовидная текстура).



Рис. 5.4. Схема формирования перемытого осадка и контуритовых наносов в процессе донной эрозии вдоль крупного склона Фроловской мегавпадины. В построениях использованы структурные поверхности и мощности пачек в разрезах скважин.

Согласно структуре зерен и интерпретации текстур, в этих процессах участвовали низкоскоростные (до 15 см/с) донные течения. Перераспределению и ненакоплению подвергались наиболее тонкие фракции осадка, главным образом, пелитоморфные и мелкоалевритовые. В такой зоне вымывания оставались наиболее крупнозернистые компоненты – в зависимости от энергии течения в осадке концентрировались радиолярии (0,05 – 0,1 мм), рыбьи косточки (первые мм) и кости (1 см и более), вплоть до костей морских рептилий, кроме того, формировались фосфоритовые оолиты (рис. 5.1). В то же время пелитоморфная фракция осадка: 1) осаждалась ограниченно, 2) не осаждалась, 3) не осаждалась и вымывалась из ранее накопленных, но еще не уплотненных илов. Результирующий продукт перемыва, в конечном счете, представлял собой осадок, практически лишенный тонкой и пелитоморфной примеси и состоящий из сравнительно крупных (0,1 - 10 мм) биогенных фрагментов и фосфатных оолитов (рис. 5.1). Соответствующая ему порода нередко обладает высокими значениями фильтрационноемкостных свойств (Кп до 15%, Кпр до 1 мД и выше), что указывает на высокий коллекторский потенциал (рис. 5.1), но чаще пустотность полностью залечивалась в диагенезе карбонатами и пиритом. В некоторых случаях результирующая порода сложена перекристаллизованной радиоляриевой массой, насыщенной рыбьими косточками, то есть

представляет собой разновидность радиоляритов (рис. 5.3), среди которых известен весьма перспективный тип коллектора [Немова, Панченко, 2017]. Таким образом, некоторые радиоляриты являются биогенными контуритами.

В пределах Вынглорской котловины Фроловской мегавпадины на этапе формирования пачки 4а происходило ненакопление и перемыв ранее сформировавшегося осадка, с выносом вещества в сопряженные аккомодационные пространства (рис. 5.4). По склону Верхнеляминского вала перемыв осадочного вещества был более длительным – на этапе формирования пачек 4a, 4b и 5a, что привело к значительному сокращению мощности разреза на данной территории, в том числе, за счет локального перемыва нижележащих пачек 3 и 2b. Искажение мощности на некомпенсированном участке седиментации позже восполнялось последующими отложениями при увеличении темпов седиментации (рис. 5.4, 5.5).

Участки эрозионного размыва находят отражение на гамма-каротаже, т.к. скопления рыбьих костей дают аномально высокие показатели радиоактивности, а также на индукционных методах, за счет часто сопутствующей пиритизации перемытого осадка, которая дает прирост проводимости. Эти сведенья иногда позволяют интерпретировать эрозионные поверхности в скважинах без керна.

Некоторые изученные черносланцевые разрезы, происходящие из областей с существованием длительных эрозионных процессов, совершенно не похожи на расположенные рядом стратиграфически более полные аналоги (рис. 5.5). Это искажает восприятие строения всего разреза и вызывает ощущение еще большей его латеральной неоднородности, что затрудняет детальное сопоставление скважин. На деле же это объясняется выпадением из разреза отдельных пачек и реперных уровней в случае гиатуса, границы которого не столь очевидны без детального изучения керна и биостратиграфии. Полученные данные о наличии и природе подводных размывов позволяют более достоверно производить детальные корреляции сложно изменчивого черносланцевого разреза, и кроме того, реконструировать седиментационные обстановки. Процессы размыва И перераспределения осадка формировали предпосылки для образования УВ коллекторов, поэтому области размывов служат важным поисковым признаком нефтеносности в J₃-K₁ черных сланцах Западной Сибири.



Рис. 5.5. Пример участка разреза с донной эрозией и перераспределением материала. А – корреляция по каротажу (с учетом керна), Б – разрез согласно структурной поверхности по кровле пачки 6b.

Кроме того, проявления контуритовых дрифтов могут объяснить хорошо известную фациальную изменчивость и контрастные колебания мощности баженовской свиты в наиболее продуктивных областях ее развития, связанных с промышленными притоками, которые, в свою очередь, как правило, бывают связаны с палеоподнятиями.

ГЛАВА 6. СОБЫТИЙНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ В ТОЛЩЕ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Методика

Общие для всей изученной площади реперные уровни выявлены по принципу «от частного – к общему»: маркирующие слои и отдельные границы выделялись в наиболее полных и представительных разрезах (см. приложение 1), затем эти маркеры поэтапно (по площадям, месторождениям, районам и структурам – см. рис. 6.1 – 6.4) сопоставлялись по скважинам всей территории с учетом данных биостратиграфии и положения туфовых прослоев.

Таким образом, после обобщения всего накопленного материала были выбраны наиболее отчетливые признаки для расчленения и сопоставления разрезов, описанные в главе 3. По этим признакам выполнена детальная корреляция изученных разрезов по всей территории исследований (см. рис. 6.5, 6.6 и приложение 4). В результате анализа этой корреляции были обоснованы уровни, систематически отмечаемые: а) локально и б) на большей части изученной территории (субрегионально). Вторые рассмотрены в настоящем разделе как <u>событийно-стратиграфические</u>, так как развиты на всей территории, и значит, отвечают региональным перестройкам условий седиментации.

Возраст событийно-стратиграфических уровней определен биостратиграфическими методами по аммонитам, в меньшей степени по двустворкам (определения автора и В.А. Захарова) и радиоляриям (результаты В.С. Вишневской). Так как имеющиеся определения фауны происходят из керна скважин, что всегда означает лимитированность количества наблюдаемых фоссилий (диаметр керна 6-10 см), то при анализе возраста применялся статистический подход: результаты биостратиграфии интерпретировались для каждого уровня суммарно по нескольким близрасположенным скважинам (см. приложение 2).

Некоторые аммониты, использованные при определении возраста, приведены в приложениях 2 и 3 (определения М.А. Рогова).

При реконструкции геологических условий выделены события, которые классифицированы на гидрологические, литолого-геохимические, биотические И вулканические (рис. 6.7). Событиям присвоены краткие индексы: НЕ – гидрологические (от Hydrological Event), LGE – литолого-геохимические (Litho-Geochemical), BE – биособытия (Biotic), вулканические проиндексированы исходя из стратиграфического положения (см. главу 4). С учетом размеров территории, на которой прослеживаются эти события, их следует относить к рангу региональных [Дополнения..., 2000; Корень и др., 2000].

Результаты

Ниже перечислены (снизу вверх) <u>маркирующие горизонты верхнеюрско-</u> нижнемелового черносланцевого разреза (рис. 6.7) с краткой событийной интерпретацией.

 Глауконититы и желваковидные фосфориты трансгрессивной пачки (событие <u>HE1</u>)
– барабинской и ее аналога в абалакской свите. Маркируют быстрый подъем уровня моря и предшествуют черносланцевой седиментации. J₃0₃-km₁.

2. Подошва биотурбитовых черносланцевых отложений в георгиевской свите и кровельной части абалакской (LGE1) и уровень сокращения биоразнообразия (<u>BE1</u>), начало доминирования высокотолерантных форм в бентосе (лингулиды, *Chondrites*, *Pilichnus*), J₃km-v₁.

3. Уровень глауконититов с редкими фосфоритами (<u>HE2</u>) в маломощной трансгрессивной пачке, выраженной на подводных поднятиях в подошве пачки 1 или 2a (в зависимости от диахронности). J₃v₁-v₂.

4. Уровень исчезновения биотурбаций, инситного бентоса и начало преобладания нектонных фоссилий (<u>BE2</u>); скачек содержания С_{орг}, Мо, переход на биогенный режим седиментации в пелагической части эпиконтинентального бассейна (<u>LGE2</u>), J₃v₁-v₂.

5. Появление линзовидных бурых фосфоритов (<u>LGE3</u>), пачки 1-2а, J₃v₂, зоны P. iatriensis – D. maximus.

6. Появление параавтохтонной эпифауны двустворок (<u>BE3</u>), пограничный интервал пачек 1 и 2а, J₃v₂, зоны P. iatriensis – D. maximus.

7. Эрозионная граница трансгрессивной природы (<u>HE3</u>, подошва пачки 2b), динамичный подъем уровня моря. J₃v₂, пограничный интервал зон D. maximus – L. groenlandicus.

8. Уровень максимального кремненакопления (<u>LGE4</u>), на фоне вспышки биопродуктивности радиоляриевых сообществ (<u>BE4</u>) и высокой гидродинамической активности (<u>HE4</u>); минимум осаждения пелитовой фракции. Пачка 2b, J₃v₂, зона L. groenlandicus.

9. Начало высокоуглеродистой седиментации (<u>LGE5</u>), снижение скорости осадконакопления (подошва пачки 3, зона L. groenlandicus, средневолжский подъярус) вместе с расширением процессов глинистой седиментации на фоне достижения значительных глубин моря и развития гидродинамически спокойных придонных участков морского бассейна (<u>HE5</u>). J₃v₂, L. groenlandicus – E. vogulicus.

10. Интервал развития градационно-слоистых туффитов субрегионального пирокластического уровня LB1. J₃v₂, зоны L. groenlandicus – E. vogulicus.

11. Линзовидные и градационно-слоистые туффиты субрегионального пирокластического уровня LB2. J₃v₂, L. groenlandicus – P. exoticus.

12. Поверхность максимального затопления (mfs, подошва пачки 4a) и достижение минимальных скоростей седиментации (<u>HE6</u>); геохимический барьер на границе пород контрастно разного состава (<u>LGE6</u>). J₃v₂, зона P. exoticus.

13. Прослои дистальных пепловых туфов и туффитов субрегионального пирокластического уровня UB0. J₃v₂, зона P. exoticus.

14. Наиболее мощный прослой туфов с дистальной пепловой пирокластикой – уровень UB1, J₃v₂, зона P. exoticus вблизи ее кровли.

15. Массовое развитие монородовых иноцерамовых сообществ (<u>BE5</u>) на всей территории, пограничный интервал пачек 4a-4b. J₃v₃ – K₁rz (до зоны H. kochi).

16. Прослой пепловых туфов уровня UB2, К1rz зона Р. maynci.

17. Эрозионная граница трансгрессивной природы, «раннерязанский перерыв» (<u>HE7</u>, подошва пачки 5а). К1rz, H. kochi.

18. Региональная литолого-геохимическая (<u>LGE7</u>) и биотическая (BE6) перестройка: подошва тонкоритмичных пород с кокколитофоридами и кальцисферами, резкое сокращение иноцерам, массовое появление бухий; активизация донных течений (<u>HE8</u>). Подошвенные слои пачки 5a, K₁rz, H. kochi.

19. Прослой пепловых туфов уровня UB3. К1rz, зона Н. kochi.

20. Прослои пепловых туфов уровня UB4. Пограничный интервал К1rz-v1.

21. Подошва пачки 5b – граница секвенций и начало регрессивного этапа (<u>HE9</u>), точка роста объемов глинистой седиментации (<u>LGE8</u>) и угнетения радиоляриевых сообществ и нанопланктона (BE7). К этому уровню приурочен «позднерязанский перерыв».

22. Геохимический барьер на границе пачек 5b и 6a, сокращение объемов биогенной седиментации (<u>LGE9</u>), K₁v, зона N. klimovskensis.

23. Геохимический барьер в кровле баженовских / нижнетутлеймских отложений и начало терригенной седиментации (LGE10), в зависимости от диахронности от пачки 4b до 6b включительно, от K1rz H. kochi до K1v1 N. klimovskensis.

24. Прослой туфов субрегионального пирокластического уровня LF1, пачка F1, K1v, зона N. klimovskensis.



Рис. 6.1. Детальное расчленение по комплексу данных. Сочленение Салымского мегавала и Сургутского свода.



Рис. 6.2. Детальное расчленение по комплексу данных. Район Фроловской мегавпадины.



Рис. 6.3. Анализ изменчивости мощности и стратиграфической полноты черносланцевой толщи на перегибах структурного плана. Каменная вершина Красноленинского свода.



Рис. 6.4. Анализ изменчивости мощности и стратиграфической полноты черносланцевой толщи на перегибах структурного плана. Каменная вершина Красноленинского свода.



Рис. 6.5. Сопоставление скважин по линии скв. 58 – 55 – 81 – 122 – 61 – 30 – 123 – 132 (см. рис.2.2.) на основе комплекса данных литологии, макрофауны, биостратиграфии и каротажа, с учетом положения туфогенных прослоев и эрозионных границ.



Рис. 6.6. Сопоставление скважин по линии скв. 35 – 7 – 4 – 105 – 27 – 66 – 42 – 38 – 10 (см. рис. 2.2) на основе комплекса данных литологии, макрофауны, биостратиграфии и каротажа, с учетом положения туфогенных прослоев и эрозионных границ.



Рис. 6.7. Хроностратиграфический профиль, события и этапы формирования верхнеюрсконижнемеловых черносланцевых отложений Западно-Сибирского бассейна.

Условные обозначения:

TR – трансгрессивный, R – регрессивный циклиты; MFS – поверхность максимального морского затопления, SB – положение секвенсной границы; TST – трансгрессивный тракт уровня моря, HST – тракт высокого стояния, LST – тракт низкого стояния уровня моря.

1 – терригенная толща чередования алевролитов, песчаников и глин, 2 – глины аргиллитоподобные кремнистые и кремневые, малоуглеродистые; 3 – силициты углеродистые малоглинистые; 4 – радиоляриты и силициты малоглинистые, их переслаивания; 5 – силициты глинистые высокоуглеродистые с тонкими прослойками радиоляритов и силицитов малоглинистых; 6-7: силициты глинистые высокоуглеродистые однородные (6) и с многочисленными иноцерамами (7); 8 – силициты малоглинистые, углеродистые и высокоуглеродистые с раковинами бухий и нанопланктоном; 9 – тонкоритмичные кремнистые тонкодисперсные породы глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые, пиритистые, высокоуглеродистые с нанопланктоном; 10 – глины аргиллитоподобные темноцветные неоднородно кремнистые; 11 – глины сероцветные малоалевритистые; 12-14 – границы: 12 – фациальное замещение, 13 – эрозионная поверхность, 14–согласная граница. Возраст приведен по: * - [Geologic Time Scale, 2020], ** - [Lena et al., 2019], *** - [Rogov et al., 2023].

ГЛАВА 7. ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Методы

Реконструкция условий

Методика интерпретации экологических обстановок комплексов палеобиоты

Выделенные комплексы палеобиоты отчасти отражают экологическую обстановку, а их границы могут соответствовать перестройкам в экосистемах. Ниже обсуждаются некоторые общие принципы, использованные для реконструкций условий обитания.

Так, обнаруженные следы инфауны учитывались как при выделении биокомплексов и их границ, так и при интерпретации условий обитания конкретного комплекса с фауной. Частота встречаемости следов донных обитателей и интенсивность биотурбирования, как известно, зависят от скорости осадконакопления, глубины бассейна И кислородонасыщенности грунта. Вертикальные и наклонные ходы позволяют судить о мелководности, а также о присутствии кислорода в осадке. Послойные горизонтальные ходы характеризуют сравнительное глубоководье и одновременно с этим показывают насыщение кислородом только самых верхних слоев грунта, практически на границе вода-осадок. Было принято, что обилие ходов субвертикального и субгоризонтального направления характеризует мелководные участки, либо нормальный кислородный режим, редкие послойные ходы – относительно глубоководную зону, либо недостаток кислорода в грунте.

Характерное присутствие в интервале разреза двустворок говорит в пользу его относительно большей мелководности, особенно находки инситных захоронений. Присутствие двустворок, ведущих частично зарывающийся образ жизни, позволяет судить о насыщении грунта кислородом. Находки таких двустворок, как бухии и иноцерамы, также свидетельствует об относительно мелководных условиях. Предполагается, что глубина бассейна в местах обитания этих двустворок, составляла диапазон от 10-50 до 150-200 м и несколько более [Захаров, Турбина, 1979; Захаров, 1981]. Сделано допущение, что частота встречаемости и размер раковин будут тем больше, чем меньше глубина бассейна, либо же могут накладываться другие благоприятные для жизнедеятельности условия: увеличение пищевой базы, появление придонных течений, повышение температуры бассейна и прочее. Те интервалы разреза, на которых из всех бентосных сообществ встречаются исключительно бухии и иноцерамы, характеризуются формированием в условиях отсутствия кислорода в грунте, так как эти формы являлись фильтраторами [Захаров, 1981] и располагались выше границы вода-осадок. Это подтверждается тем фактом, что на этих участках разреза не были встречены следы биотурбации.

Бухий, из всех встреченных родов двустворок стоит рассматривать как наиболее выносливых представителей малакофауны [Захаров, 1981]. Согласно работам В.А. Захарова, они нередко первыми заселяют бассейн, и они же последними покидают его при ухудшении каких-либо параметров среды обитания. Таким образом, из всех встреченных бентосных макрофаунистических остатков, эта группа одна из наиболее толерантных к неблагоприятным условиям среды.

Интерпретация образа жизни еще одних донных моллюсков – *Liostrea plastica* (устрицы), на данный момент остается дискуссионной. По мнению В.А. Захарова [Брадучан и др., 1986], эти моллюски обитали на раковинах плавающих аммонитов, тем самым оказывались на оптимальных для существования параметрах глубины и температуры. Этим объяснялось присутствие этих мелководных форм в сравнительно глубоководных отложениях «черносланцевого» палеоморя. Однако материалы, полученные автором, свидетельствуют о возможности независимого от аммонитов существования этих двустворок – непосредственно на дне. Такие суждения приняты ввиду: 1) ограниченных ареалов находок лиострей – исключительно на подводных поднятиях, то есть у их распространения очевидно был фациальный контроль; 2) присутствия десятков находок устриц без видимых признаков ксеноморфной структуры раковины, наследующей рельеф раковины аммонита.

При прикреплении к аммониту, макушечная часть лиостреи (а иногда и большая область раковины) при росте повторяла скульптуру аммонита (рис.7.1 – 7.2). Такое явление называется ксеноморфизмом и широко распространено у устриц. Нередко по ксеноморфной скульптуре устрицы, выросшей на аммоните удается установить вид последнего.

Отмечено, что на боковых сторонах раковин аммонитов скопления устриц могут располагаться двумя вариациями. В первом случае раковины лиострей располагаются с закономерной ориентировкой: рост их раковин был направленным вдоль ребер раковины аммонита (рис. 7.3). Такие лиостреи достигали обычно небольших размеров (чаще всего до 1-2 см).

Во втором, более редком случае, *Liostrea plastica* прикреплялись к аммониту в хаотическом расположении относительно скульптуры последнего, при этом их раковины были разных размеров. Этот случай, по мнению автора, является примером цементации к раковине аммонита, уже лежащей на дне.



Рис. 7.1 Крупная *Liostrea plastica* с ксеноморфной скульптурой. Обр. 3-54.



Рис. 7.2 Схема развития ксеноморфизма у устриц (по [Schneider, 2007])



Рис. 7.3. Скопления мелких *Liostrea plastica* на раковинах аммонитов – прижизненное прикрепление. Лев. рис. – обр. 3-51, центральный – обр. 3-55, правый – обр. 3-56. Скв. Салымская 2159. Баженвоская свита, пачка 2а.

Также, нередкими оказались находки достаточно крупных (около 2-3 см) лиострей, не связанных с аммонитами и не имеющих в макушечной части следов прикрепления к последнему (рис. 7.4). Располагались они по 2-3 и более раковин на плоскость напластования, при этом их створки располагались в одной плоскости, но вертикально были ориентированы по-разному. Встречались такие формы почти всегда в ассоциации с бухиями, ориентировка которых была похожа на прижизненную (выпуклая створка с клювовиднозагнутой макушкой располагалась снизу). Судя по всему, такая ассоциация бухий и лиострей могла быть отражением биоценоза прошлого. В любом случае статистика собранного материала указывает на принадлежность находок устриц исключительно к зонам подводных поднятий, с меньшими глубинами (таковыми, видимо, были Сургутский и Нижневартовский своды, Салымский, Верхнесалымский и Парабельский мегавалы и аналогичные им структуры).



Рис.7.4. *Liostrea* cf. *plastica* не прикрепленная к аммонитам. На лев. рис.– в ассоциации с *Buchia*. Обр. 3-56.

Так или иначе, необходимо отметить, что лиостреи появляются в разрезе баженовской свиты одними из первых (и в ряде случаев первыми) среди малакофауны. Это же отмечено в работе [Захаров, 1995] при описании сукцессий донных сообществ позднеюрского мелководного залива севера Таймыра.

Появление в разрезе беззамковых брахиопод – лингулид и дисцинид связано, по мнению Т.Н. Смирновой, с приходом неблагоприятных условий обитания, в которых подобные животные уживались легче других и не испытывали конкуренцию. Соответственно породы с одними только брахиоподами, в данном случае, будут соответствовать осадку, сформированному в самых неблагоприятных условиях. Стоит отметить, что образ жизни лингулид связан с кратковременным зарыванием, что означает необходимость присутствия кислорода в грунте. Зарывания эти весьма неглубокие, и при максимальных размерах найденных раковинок в 6-7 мм, эти организмы затрагивали вряд ли больше, чем первые сантиметры осадка. Немаловажен так же тот факт, что лингулиды и дисциниды могут переносить кратковременные дефициты кислорода.

Представители головоногих моллюсков – аммонитов, белемнитов и теутид являются показателем нормально морских условий. Частые находки аммонитов и белемнитов в породе могут указывать также на мелководные условия накопления осадка. Статистически, наибольшие скопления аммонитов и белемнитов приурочены к тем участкам разреза, в которых присутствует мелководный бентос. Возможно, эти головоногие тяготели к малым глубинам вслед за пищевой базой. Вероятнее всего, питание этих моллюсков было связано с бентосом [Брадучан и др., 1986]. Редкие и единичные находки аммонитов и белемнитов не являются сколь-нибудь надежными показателями глубинности бассейна, к тому же, могут

180
быть случайными, учитывая возможность значительного переноса раковин головоногих после их гибели.

Представителям теутид были свойственны, видимо, более широкие диапазоны условий обитания, в частности, глубины и температуры. Подобно современным кальмарам, также несущим на щупальцах крючки (род *Onychoteuthis*), они могли жить как на малых (0-20 - 150 м), так и сравнительно больших (500-700 м и более) глубинах, при этом совершая вертикальные миграции в толще воды на сотни метров [Watanabe et al., 2006, Cephalopods..., 2010]. Современные представители рода *Onychoteuthis* являются эвритермными (температура обитания от первых градусов до 20 °C и выше) и широко распространенными формами и обитают в водах мирового океана повсеместно, исключая приантарктическую и приарктическую области [Cephalopods..., 2010]. Вероятнее всего, ввиду широкого диапазона глубин и температур обитания теутид, количество их остатков в черносланцевых разрезах меняется незначительно в отличие от других представителей макробиоты. Таким образом, данная группа является показателем нормально-морских условий как умеренных (0-150 м), так и больших (более 500 м) глубин и различных температур (0-20 °C и выше) [Watanabe et al., 2006, Cephalopods..., 2010].

Нахождение в интервалах разреза исключительно остатков рыб и группы *Onychites* говорит о господстве в бассейне условий, в которых могли активно развиваться исключительно нектонные нормально морские группы. Данная биота не была привязана к конкретной области бассейна и могла обитать на самых разнообразных глубинах. Видимо, бентос и формы, к нему тяготеющие (белемниты и аммониты) в это время были распространены слишком незначительно из-за неблагоприятных условий для их обитания. Скорее всего, это стоит связывать со сравнительно большими глубинами данной области бассейна, либо со значительным сероводородным заражением определенной толщи воды.

Значительную долю информации предоставляет радиоляриевый анализ. По мнению В.С. Вишневской, мезозойские радиолярии обитали преимущественно в приповерхностном слое воды, на глубине от 50 до 400 м (по аналогии с современными). Вместе с тем, среди радиолярий могут быть выделены сообщества, тяготеющие к мелководно-морским (прибрежным) обстановкам или же, напротив, к глубоководным (открытым морским) [Вишневская, 2001]. Например, преобладание в комплексе радиолярий высококонических форм из рода *Parvicingula* и высокое их разнообразие позволяет предполагать значительные глубины. Высокое биоразнообразие радиолярий в целом свойственно в первую очередь для глубоководных бассейнов. В неритических областях таксономическое разнообразие низкое и выделяется очень мало морфотипов [Вишневская, 2001]. Таким образом, обилие в интервале

разреза кремнистых пород, сложенных радиоляриями, связано, скорее всего, с периодами существования весьма значительных глубин.

Секвенс-стратиграфический анализ

Секвенс-стратиграфический анализ выполнялся по методическим рекомендациям, изложенным в работах [Гаврилов, Копаевич, 1996; Никишин и др., 1999; Барабошкин и др., 2002; Габдулин и др., 2008; Маргулис, 2008]. За основы были взяты имеющиеся построения и представления об изменениях эвстатической кривой в Западной Сибири для ниже- и вышележащих отложений [Шурыгин и др., 2000; Гришкевич, 2006; Карагодин, 2006; Конторович и др., 2013; Захаров, 2016 и многие другие]. Для анализа изменения кривой уровня моря использовались результаты интерпретации относительных глубин по комплексам палеобиоты, с учетом трендов концентрирования Сорг и геохимических элементов (прежде всего, биофильных металлов). Для реконструкции парасеквенсов и границ секвенций во многом автор опирался на ход изменений значений кривой гаммакаротажа, которая отражает множество седиментационых параметров: изменения глинистости и содержания OB, относительная скорость поступления осадочного материала и пр. [Кожевников, 1998; Габдулин и др., 2008]. Во многом принятие решений в пользу трактовки трансгрессий и регрессий исходило из общей логики геоисторического анализа, результатов оценки изменений площади развития соответствующих литофаций, охвата биогенной седиментации и пр.

Построение фациально-палеогеографических схем

Разработка фациально-палеогеографических схем, отражающих этапы формирования, строилась на основе имеющихся палеогеографических схем для Западно-Сибирской плиты [Нестеров и др., 1976; Конторович и др., 2013]. Интерпретация областей производилась на основе скважинных данных по авторским материалам, контуры этих областей проводились конформно структурам согласно структурно-тектонической карте [Тектоническая..., 1998] и структурным поверхностям [Атлас..., 2004].

Результаты

Увеличение масс захоронения OB, сокращение темпа терригенной седиментации, палеоэкологическая перестройка, дефицит кислорода и обогащение осадка биофильными элементами проявляются в верхнеюрских отложениях ступенчато (рис. 7.5). Рассмотрим детальную этапность верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой седиментации Западно-Сибирского бассейна.

Этап 1 (J₃km–J₃v₁, рис. 7.6) Пачка темноцветных углеродистых силицитовых глин АО неоднородно биотурбированных, развитая в кровле как абалакской, так и георгиевской свит, с литолого-геохимической и палеонтологической точки зрения практически однотипна, несмотря на формальную принадлежность к разным свитам. С интервала развития данных отложений начинается этап обширной трансгрессии, максимум которой достигается в баженовское время. Отложениям присущи преимущественно кремнисто-глинистый (в близком соотношении) состав, повышенные содержания ОВ (Сорг 2-3 до 5%), наличие ау- и глауконита, биотурбаций Chondrites isp., Pilichnus isp., характерно аллотигенного присутствие параавтохтонных створок лингулид и дисцинид. В пачке, мощностью от десятка сантиметров до первых метров диагностируются серии трудноуловимых перерывов, наиболее длительный из которых фиксируется в ее кровле, где глауконит и биотурбации наиболее многочисленны, а также развиты бурые фосфоритовые конкреции с пиритом. Повышенные содержания фосфора и марганца (в соотношениях *P/Al, Mn/Ca, Mn/Al* и *Mo/Mn*) указывают на слабую гидродинамическую активность водной среды, колебания параметра Мо/Мп соотносятся с прерывистыми эпизодами дефицита кислорода. Отложения формируются на фоне подъема уровня моря.





Рис. 7.6. Фациально-палеогеографическая схема для первого этапа формирования верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири. Кимеридж – ранневолжское время. Накопление пачки А0.

Этап 2 (J₃v₁ - J₃v₂ D. maximus, рис. 7.7). Баженовская высокоуглеродистая седиментация начинается с формирования комплекса отложений пачек 1 и 2а, выраженных преобладанием биогенного осадконакопления на фоне слабого понижения уровня моря после поздне-абалакско-георгиевского цикла трансгрессии. Происходит концентрирование биогенных С, S, P, Si при отсутствии существенного превышения концентраций Mo, полиметаллов и V, маркирующих дефицит кислорода. Характерно чередование линзовидных и параллельно-слоистых текстур, что связывается с периодической гидродинамической активизацией (увеличение P/Al, образование фосфоритовых линз), чередующейся с бескислородными периодами (рост содержаний С, S, Mo). Редкое присутствие инфауны (лингулы, агглютинированные фораминицеры) это подтверждает. На более мелководных подводных выступах образуются немногочисленные поселения эпифауны двустворок Buchia и Inoceramus, в самых «комфортных» областях отмечаются устрицы Liostrea, маркирующие периоды достаточной аэрации наддонных вод. В местах с наиболее выраженным глинистым привносом устрицы уступают место Aequipecten sp. В комплексах донной макрофауны вместе с инситными формами ассоциируют переотложенные и сломанные створками бивалвий и брахиопод. Отложения пачек 1 и 2а – преимущественно сапропелеворадиоляриевые илы (Сорг в среднем до 2-6%), с заметной долей глинистых компонентов, практически лишенных биотурбаций; в центральной области развития баженовского горизонта развиты повсеместно.



Рис. 7.7. Фациально-палеогеографическая схема для второго этапа формирования (пачки 1 и 2а).

Этап 3 (J₃v₂ D. maximus - L. groenlandicus, рис. 7.8) запечатлен в отложениях пачки 2b, начинается с интенсивного подъема уровня моря с размывом нижележащих отложений и образованием эрозионной границы, по которой выстилается аллотигенный ихтиодетрит и переотложенные радиоляриевые массы. Наиболее яркое вещественное выражение данного этапа - максимум биогенного кремненакопления при самых низких содержаниях глинистого вещества. Преобладают параллельно-горизонтальные текстуры, свойственные пелагическим фациям, циклично-устроенные слойки выражаются в разной насыщенности радиолярий и ОВ. С нижней границы соответствующих отложений начинается концентрирование Мо, V и полиметаллов вплоть до аномально высоких содержаний, отмечается еще больший рост ОВ (Сорг до 5-10%) и связанных с ним С, S и U. Развитие больших глубин и обилие поступающих масс ОВ вызывают устойчивый дефицит кислорода в осадке и наддонных водах, выраженный в дефиците Mn и P (параметры Mo/Mn, P/Al), росте сульфидности. Бентосные формы единичны и крайне редки, инфауна не встречена, в макрофауне преобладают рыбы и головоногие, а радиоляриевые сообщества достигают максимума биопродуктивности. Радиоляриевые илы формировались сравнительно быстро, поэтому не подвергались «разбавлению» терригенной примесью. Эти преимущественно кремневые отложения (углеродистые силициты малоглинистые и радиоляриты) покрыли практически всю центральную область баженовского горизонта.



Рис. 7.8. Фациально-палеогеографическая схема для третьего этапа формирования (пачка 2b).

Этап 4 (J₃v₂ L. groenlandicus – Е. vogulicus, рис. 7.9) соответствует продолжению подъема уровня моря, но при более низких темпах биогенной седиментации. К концу этапа морской бассейн достигает максимального развития площади водного зеркала, перестраиваются его геометрия и гидрологический режим, что, вероятно, вызывает снижение биопродуктивности зоопланктона и приводит к росту доли глинистой седиментации. Событие соответствует отложениям пачки 3, имеющей переходные черты пачек 2b и 4: преобладают ламинарные горизонтально-слоистые текстуры с чередованием глинистосилицитовых углеродистых пород и тонких слойков радиоляритов, насыщенность ОВ заметно выше (Сорг до 10-15%), чем в нижележащих отложениях, еще больших концентраций достигают биофильные элементы: S, Mo, V и полиметаллы, существенно возрастает сульфидность. Биогенный кремнезем достигает высоких значений, но качественно меньших по сравнению с прошлым циклом седиментации. Устойчивость дефицита кислорода кратковременно прерывается и в отдельных тонких слойках наблюдаются рост содержаний *Мп* и *P*, редкие биотурбации *Trichichnus* isp. Бентосная макрофауна крайне редка, встречается, как правило, в единичных формах. Сокращение скоростей осадконакопления и гидрологическая пассивизация приводят к увеличению объемов осаждения пелита и других тонких частиц (в том числе, дистальной пирокластики), сохранению ОВ и аккумулированию биофильных элементов. Область распространения пачки 3 имеет практически повсеместный охват в центральных районах баженовского горизонта, однако ее мощность сильно изменчива в соответствии с интенсивностью водной гидродинамики (низкая активность водной среды – большие объемы пелита и OB – большая мощность пород пачки, и наоборот).

<u>Этап 5 (J₃v₂ E. vogulicus – Jv₃ C. taimyrensis, рис. 7.10)</u> соответствует пачке 4a и плавно перетекает из предыдущего с достижением критически низких темпов седиментации (2-5 м мощности за 4 млн. лет), очередным ростом содержаний сульфидных форм и биофильных элементов вплоть до аномальных концентраций последних, максимальным количеством захороненного OB по разрезу (C_{opr} до 20-30%). Этап отвечает тракту высокого стояния уровня моря согласно секвенс-стратиграфической привязке. Накапливаются очень однородные и тонкослоистые высокоуглеродистые глинистые силициты в которых отмечаются редкие инситные двустворки *Buchia* и *Inoceramus*, единичные биотурбации *Trichichnus* isp. Низкая скорость седиментации благоприятствует осаждению и захоронению дистальной пирокластики [Панченко и др., 2016]. Отложения пачки 4a практически повсеместны, в том числе перекрывают наиболее высокие палеоострова – выступы фундамента. Сгенерированные на данном этапе объемы морской органики сформировали основной нефтегенерационый потенциал баженовской свиты.



Рис. 7.9. Фациально-палеогеографическая схема для четвертого этапа формирования (пачка 3).



Рис. 7.10. Фациально-палеогеографическая схема для пятого этапа формирования (пачка 4a).

<u>Этап 6 (Jv₃ C. taimyrensis – Kırz P. maynci, рис. 7.11</u>) обособлен по иноцерамовым инситным скоплениям в высокоуглеродистых глинисто-силицитовых отложениях пачки 4b. Этот регионально прослеживаемый уровень, вероятнее всего, связан с экологическими особенностями условий обитания данной биогруппы. Только в самых глубоких морских впадинах, которым соответствовала, например, Тундринская котловина, скопления этих

187

двустворок могут отсутствовать. Основные лито-геохимические параметры мало отличаются от отложений пачки 4a, однако отмечаются спорадический рост содержаний *P*, что может указывать на активизацию гидрологического режима в придонном слое. Рост снизу вверх количества двустворок и глинистости интерпретируется как плавное уменьшение площади водного зеркала и глубины бассейна.



Рис. 7.11 Фациально-палеогеографическая схема для шестого этапа формирования (пачка 4b).

<u>Этап 7 (Кит H. kochi – S. Subanalogus, рис. 7.12)</u> выделен по пачке 5а, характеризуется наиболее контрастной перестройкой баженовской седиментации. В формировании осадка значимую роль начинает играть фитопланктон кокколитофорид, появляются кальцисферы. Маркируется новый трансгрессивный цикл с появлением тонкоритмичных пелагитов с чередованием слойков, в разной мере обогащенных OB, пиритом и кокколитофоридами. Породообразующая роль последних возрастает снизу вверх. В нижней части пачки 5а весьма многочисленны двустворки рода *Buchia*, резко сменившие конкурентные иноцерамовые сообщества. Здесь же достаточно характерны слои радиоляритов. Вверх по разрезу слои, насыщенные бухиями и радиоляриями, уступают слоям с кокколитофоридами и кальцисферами. Характерны высокие концентрации OB (C_{opr} до 20%) и биофильных элементов (*Mo, S, Ni, Cu, Zn, V*). Высокие содержания *P* вместе с колебаниями параметров *Mn/Ca, Mn/Al* и *Mo/Mn* указывают на активную гидродинамику и неустойчивость дефицита кислорода. В породах фиксируется обилие разновеликих эрозионных границ, связанных с донными течениями (Панченко, Немова, 2017). Наиболее масштабные перемывы вещества затрагивают нижележащие отложения пачек 4b, 4a, 3, 2b и 2a (в зависимости от

интенсивности), что вызывает существенные перестройки аккомодационных пространств и корректировку донного рельефа. С формированием отложений донных течений связываются многочисленные микробиальные и пелоидные карбонатные нодули, маркирующие седиментационные склоны.



Рис. 7.12. Фациально-палеогеографическая схема для седьмого этапа формирования (пачка 5а).

Этап 8 (K1rz B. mesezhnikowi - K1v1 N. klimovskensis, рис. 7.13) выражен пачкой 5b, промежуточного формируется на фоне медленного спада уровня моря после трансгрессивного цикла. Область, полноценно затронутая седиментацией данного этапа, существенно сократилась по сравнению с площадью охвата всех более ранних баженовских циклов осадконакопления за счет подступления терригенных комплексов с востока, и в Характерны крайне низкие меньшей степени, с запада. темпы седиментации, концентрирование огромных масс ОВ (Сорг до 25%) и биофильных элементов (Мо, S, Ni, Cu, V и P), преобладание бескислородных условий в придонных слоях воды. Zn. Гидрологический режим оценивается как преимущественно спокойный, с краткими эпизодами активизации. Отмечается редкая эпифауна двустворок Buchia и Inoceramus. Кокколитофоридовая породообразующая роль к концу этапа спадает до незначительной в условиях повышения уровня пелитовой мути в водной толще с увеличением количества поступающих глинистых минералов. Формируются преимущественно карбонатно-глинистокремнистые илы с переменным преобладанием компонентов, но с заметно меньшим участием биогенного кремнезема.



Рис. 7.13. Фациально-палеогеографическая схема для восьмого этапа формирования (пачка 5b).

Этап 9 (K_1v_1 N. klimovskensis рис. 7.14) соответствует пачкам 6а и 6b и завершает баженовский характер седиментации увеличением скоростей осадконакопления, ростом и преобладанием глинистых компонентов в осадке, сокращением бескислородных условий, угнетением нанопланктона. Формируются отложения, контрастные с нижележащими по отсутствию карбонатов, за счет чего в подошве пачки ба образуется геохимический барьер с зоной пиритизации [Эдер, Замирайлова, 2019]. Характерен преимущественно глинистый состав, умеренное содержание Сорг (до 5-15%) и биофильных элементов, высокая сульфидность, биогенная кремнистость. Макрофауна минимальная представлена исключительно нектонными формами (рыбы, головоногие), характерны биотурбации Chondrites isp., Pilichnus isp. Отложения пачек ба и бb за счет своего сравнительно быстрого формирования «запечатывают» остаточные аккомодационные пространства, образовавшиеся в результате резко некомпенсированной черносланцевой седиментации, выравнивая донный рельеф и результирующие мощности баженовских отложений.

<u>Этап 10 (K₁v₁ N. klimovskensis, рис. 7.15</u>). Смещение области черносланцевой седиментации в западные – наиболее подгруженные районы бассейна (пачки F1 – F3) и ее постепенное затухание с переходом на глинистое и алевро-глинистое осадконакопление вслед за сокращением площади водного зеркала и приближением источников терригенного материала. Вышележащие сероцветные глинистые отложения отличаются кларковыми содержаниями C_{opr} , отсутствием признаков дефицита кислорода и геохимических аномалий

190

по содержанию биофильных элементов, отвечают принципиально иному характеру седиментации с формированием клиноформенных комплексов на фоне падения уровня моря.



Рис. 7.14. Фациально-палеогеографическая схема для девятого этапа формирования (пачки 6а и 6b).



Рис. 7.15. Фациально-палеогеографическая схема для заключительного (10-го) этапа формирования (пачки F1-F3).

Выделенные 10 этапов отражают колебания уровня моря и кислородного режима, смену состава осадков и изменения скоростей седиментации, а также палеоэкологические и геохимические перестройки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование комплекса литолого-седиментологических, геохимических, палеонтологических, тефростратиграфических и каротажных методов позволило с позиций событийной стратиграфии выделить единые коррелируемые уровни в верхнеюрсконижнемеловой черносланцевой толще Западной Сибири, выявить перерывы, проинтерпретировать локальные региональные события. И детализировать этапы черносланцевой седиментации.

Систематизация прослоев туфов и туффитов и обоснование единых туфогенных уровней по сотням изученных скважин позволили разработать тефростратиграфический каркас для пограничного верхнеюрско-нижнемелового интервала, который служит основой для хроностратиграфических построений, а также может быть применен для межрегиональной корреляции.

Выявленные поверхности подводных размывов существенно дополняют представление о стратиграфической полноте черных сланцев и дают принципиально новые данные о наличии гиатусов, затрудняющих детальные сопоставления разрезов. Локализация отложений, связанных с процессами перемыва осадка донными течениями позволяет наметить области, перспективные для поиска коллекторов УВ в черносланцевом разрезе.

В наиболее мористой (пелагической) области Западно-Сибирского бассейна намечен общий ход эвстатических колебаний и выявлены дробные седиментационные циклы, отражающие общерегиональные изменения, кроме того, при получении более детальной возрастной привязки они могут быть сопоставлены с глобальным трендом.

Представленная диссертационная работа впервые предлагает последовательность событий и этапов формирования толщи верхнеюрско-нижнемеловых нефтеносных черных сланцев Западной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Верниковский В.А., Брагин В.Ю. Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология и геофизика. **2018.** Т. 59. С. 1445-1468.

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

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

Балушкина Н.С. Литофизическая типизация и нефтеносность пород баженовского горизонта в зоне сочленения Сургутского и Красноленинского сводов. Автореф. дисс. к. г.-м. н. **2011.** 27 с.

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Кирюхина Т.А., Коробова Н.И., Корост Д.В., Соболева Е.В., Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Хамидуллин Р.А., Шарданова Т.А. Закономерности строения Баженовского горизонта и верхов Абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти // Геология нефти и газа. **2013.** № 3 С. 48-61.

Барабошкин Е.Ю. Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. **2009.** № 3. С. 13-20.

Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: МГУ. **2002.** 163 с.

Барабошкин Е.Ю., Панченко И.В., Немова В.Д., Щепетова Е.В., Смирнова М.Е., Зуйкова М.В. К ихнологии абалакской и баженовской свит (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. **2015.** Т. 1. С. 60-63.

Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д. Строение и нефтеносность баженовского резервуара // Литология и полезные ископаемые. **1985.** № 2. С. 27-31.

Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. Сборник научных трудов. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. **1985.** С. 35-41.

Брадучан Ю.В., Глушко Н.К., Комиссаренко В.К., Шатова Л.А., Гришкевич В.Ф., Касаткин В.Е., Предеин С.А., Торопов Э.С. О возрасте отложений аномальных разрезов пограничных слоев юры и мела по скважинам Северо-Конитлорского месторождения // Вестник недропользователя ХМАО. 2005. Вып. 16. С. 20-24.

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность). Труды ИГиГ СО АН СССР. **1986.** Вып. 649. 216 с.

Булатов Т.Д., Оксенойд Е.Е., Семечкова Л.В., Вторушина Э.А., Вторушин М.Н., Баширов Р.И., Нестерова Л.Л. Туфогенные прослои в отложениях баженовской свиты в центральной части Западной Сибири // XXI научно-практическая конференция "Пути реализации нефтегазового потенциала XMAO – Югры". Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис. **2017.** С. 189-198.

Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. М.: Недра. **1978.** 87 с.

Булынникова С.П., Комиссаренко В.К., Белоусова Н.А., Богомякова Е.Д., Рылькова Г.Е., Тылкина К.Е. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. **1990.** Т. 2. Фораминиферы. М.: Наука. 359 с.

Бумагина В.А., Потапова А.С., Кудаманов А.И., Маринов В.А., Ахмадишин А.Т., Алифиров А.С. Строение и условия формирования бажен-абалакского комплекса в пределах Красноленинского свода. Нефтяная провинция. № 4(16). **2018.** С. 86-108. doi: 10.25689/NP.2018.4.86-108.

Бычков А.Ю. Калмыков Г.А., Бугаев И.А., Балушкина Н.А., Калмыков А.Г. Геохимические особенности пород баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Вестник Московского университета. **2016.** Сер. 4. Геология. № 6. С. 86-93. DOI: 10.33623/0579-9406-2016-6-86-93

Важенина О.А. Особенности осадконакопления и литологические типы пород баженовской свиты на территории широтного Приобья (Западная Сибирь) // Вестник Томского гос. университета. **2010.** № 335. С. 161–163.

Ван А.В. Мезозойско-палеогеновый вулканизм на территории Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР. **1973.** № 210 (5). С. 156–159.

Ван А.В. Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск: Западно-Сибирское книжное издательство. **1974**. С. 52–61.

Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука. **1985.** 128 с.

Ван А.В., Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Продукты вулканизма в юрских отложениях приуральской части Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. **2011.** № 4. С. 15-22.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. М.: Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. №1. С.137-142.

Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальных стратиграфических исследованиях. Методические рекомендации. М.: МГУ. **1998.** 190 с.

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. Научные материалы / Ред. В.А. Захаров, М.А. Рогов, Б.Н. Шурыгин. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис. 2013. С. 34-37.

Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС. 2001. 376 с.

Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2020.** Т. 28. №6. С. 105-124. doi: 10.31857/s0869592x20060101.

Волков В.А. О глубинах баженовского и неокомского морей и механизме образования неокомских клиноформ // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа-Югры. **2014.** №27. С.100-109.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. **2016.** Т. 57. № 5. С. 920-946.

Временное методическое руководство по подсчету запасов нефти в трещинных и трещинно-поровых коллекторах в отложениях баженовской толщи Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Недропользование XXI век. **2017.** № 4(67). С. 68–102.

Габдуллин Р.Р., Копаевич Л.Ф., Иванов А.В. Секвентная стратиграфия: Учебное пособие. М.: МАКС Пресс. 2008. 113 с.

Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **1996.** Т. 4. № 4. С. 3-14.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист Р42, 43 – Ханты-Мансийск. Объяснительная записка. Л. **1990.** 101 с.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ. 2012. Т. 3. 440 с.

Гольберт А.В. Гурари Ф.Г., Климова И.Г. О возрастной миграции неокомских свит Западной Сибири // Труды СНИИГГИМСа. **1971.** Вып. 115. С. 4-9.

Горгоц В.Д. Исследования элементов строения баженовской свиты и пласта Юо с аномально высоким пластовым давлением // Нефтяное хозяйство. **2009.** № 2. С. 82-86.

Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: Справочник. М.: ВИМС. 2001. 294 с.

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

Грабовская Ф.Г., Жуков В.В., Заграновская Д.Е. Строение и условия формирования Баженовского горизонта Пальяновской площади Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. **2018.** № 3. С. 195-206.

Григорьев Н. А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН. **2009.** 382 с.

Гриненко, В.С., В.В. Баранов. 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 имени М.К. Аммосова. **2021.** С. 33-36. DOI: 10.52994/9785751331399_2021_7

Гришкевич В.Ф. Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Тюмень. **2006.** 244 с.

Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Долматова С.С., Лагутина С.В., Лаптей А.Г., Межецкий В.В., Панина Е.В. О следах раскола островов протобаженита на седиментационном палеосклоне // Литосфера. 2017. №4. С. 48-61.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. 112 с.

Дорофеева Т.В., Краснов С.Г., Лебедев Б.А., Петрова Г.В., Позиненко Б.В. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. Л.: Наука. **1983.** 131 с.

Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Красавчиков В.О. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. **2011.** № 6. С. 38-54.

Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука. Труды ИГГСО РАН. **1981.** Вып. 458. 271с.

Захаров В.А. Позднеюрские бентосные сообщества севера Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. № 5. **1995.** С. 86-91.

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК. **2006.** С. 552-568.

Захаров В.А. Глубины палеобассейнов и подходы к их реконструкции // Палеонтология. Стратиграфия. Астробиология. К 80-летию академика А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН. **2016.** С. 208-228.

Захаров В.А., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты Западной Сибири // Геология и геофизика. **1998.** Т. 39. № 3. С. 401-406.

Захаров В.А., Лапухов А.Л., Шенфиль О.В. Иридиевая аномалия на границе юры и мела на севере Сибири // Геология и геофизика. **1993.** № 1. С. 102-109.

Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // В кн.: Палеобиогеогр. и биостратигр. юры и мела Сибири. М.: Наука. Труды ИГГ СО РАН. **1983.** Вып. 528. С. 5-32.

Захаров В.А., Турбина А.С. Ранненеокомские иноцерамиды Северной Сибири и их роль в донных сообществах. Новосибирск: Наука. Труды ИГГ СО РАН. **1979.** Вып. 411. С. 23-36.

Зубков М.Ю. Состав, строение и условия образования пород баженовской и абалакской свит центральной части Крсноленинского свода (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 2001. №1 (12).

Зубков М.Ю. Типы коллекторов в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и их генезис // Геология нефти и газа. **2019.** № 4. С. 59–78. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-4-59-78.

Иванов К.С., Волков В.А., Вахрушева Н.В. Палеогеография баженовской свиты Западной Сибири по данным распределения редкоземельных элементов // Доклады академии наук. **2019.** Т. 488. № 2. С. 181-184.

Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А Ф., Ядренкин А.В., Девятое В. П., Смирнов Л. В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система / Ред. А.М. Казаков. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО". **2002.** 322 с.

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.

Карнюшина Е.Е. Кремнистые породы нефтеносной баженовской свиты Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. **2003.** 6. С. 19-27. DOI: 10.3103/S0145875215050026.

Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. В 2 т. Т. 1: Мел Западной Сибири / Ю.Н. Карогодин. Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН; Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2006. 166 с.

Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли: материалы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. **2009.** Т. 1. С. 257-263.

Касумзаде А.А., Багирбекова О.Д., Мурадова З.А. Стратификация мезозойского комплекса Среднекуринской впадины и Вандамской зоны Большого Кавказа (Азербайджан). Баку: El-ALliance. **2002.** 60 с.

Ким О.О., Немова В.Д., Панченко И.В. Особенности создания 3D геологической модели отложений баженовской свиты на примере Средне-Назымского месторождения // Материалы научно-практического семинара EAGE/SPE "Проблемы освоения ресурсов и запасов сланцевой нефти". **2015.** Электронный ресурс. DOI: 10.3997/2214-4609.201412181.

Кожевников Д.А. Гамма-спектрометрия в комплексе геофизических исследований нефтегазовых скважин. Методическое пособие. М.: **1998**. 42 с.

Кондрашова Е.С. Минералогия, геохимия и природа свечения люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна. Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. **2020.** 331(8). С.123-135. doi: 10.18799/24131830/2020/8/2774.

Кондрашова Е.С. Вулканогенные прослои в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. **2021.** 332(3) С. 62–73. doi: 10.18799/24131830/2021/3/3102.

Конторович А.Э., Бейзель А.Л., Борисов Е.В., Вакуленко Л.Г., Ершов С.В., Казаненков В.А., Калинина Л.М., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Рыжкова С.В., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н., Ян П.А. Фациально-стратиграфическое районирование баженовского, георгиевского и васюганского горизонтов в Западно-Сибирском осадочном бассейне // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. 18-22 сентября 2017 г., Москва. Научные материалы / Ред. В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова. М.: ГИН РАН. **2017**. С. 98-101.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данолова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. **2013.** 54(8). С. 972-1012.

Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. **2016.** Т. 57. № 11. С. 2034-2043.

Корень Т.Н., Бугрова Э.М., Гаврилова В.А., Гогин И.Я., Журавлев А.В., Коссовая О.Л., Котляр Г.В., Николаева И.А., Суяркова А.А., Табачникова И.П., Терентьев С.С., Толмачева Т.Ю., Тур Н.А., Языкова Е.А. Использование событийно – стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. Методическое пособие. Санкт Петербург. Изд. ВСЕГЕИ. **2000.** 166 с.

Корж М.В. О фосфоритовых конкрециях в верхнеюрских отложениях Тобольского района Западно-Сибирской низменности // Литология и полезные ископаемые. **1964**. 1. С.112-114.

Корж М.В., Филина С.И. Особенности литогенеза аргиллитов баженовской свиты и возможный механизм образования в них залежей нефти // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири / Ред. Н.А. Крылов. М.: ИГиРГИ. **1980.** С. 6-17.

Коровина Т.А. Закономерности формирования и распространения коллекторов в битуминозных отложениях баженовской свиты для оценки перспектив нефтегазоносности западного склона Сургутского свода. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М. **2005**. 108 с.

Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Федорцов И.В. Особенности вещественного состава пород баженовской свиты на Ай-Пимской площади // Нефтяное хозяйство. **2001.** № 6. С. 18-22.

Кудаманов А.И., Маринов В.А., Сидоров Д.А., Таран В.А. Свидетельства тектогенеза в волжском веке в югозападных районах Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. 18-22 сентября 2017 г., Москва. Научные материалы / Ред. В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова. М.: ГИН РАН. **2017**. С. 115-118. Куликов П.Ю., Панченко И.В., Гарипов Р.А. Применение портативных XRF анализаторов (химический состав пород) для расчета минерально-компонентной модели черных сланцев // Геомодель. Наука о сланцах 23. Новый опыт. г. Москва, Россия 20-22 марта 2023 г. **2023.** С. 51-54.

Латыпова М.Р., Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Копаевич Л.Ф., Карпова Е.В., Чуркина В.В. Обстановки осадконакопления абалакской свиты и вогулкинской толщи на территории Каменной вершины Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Вестник Московского университета. **2021.** Сер. 4. Геология. № 6. С. 49-60.

Леонов Г.П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М.: МГУ. 1980. 344 с.

Лидер М.Р. Седиментология: Процессы и продукты. М.: Мир. 1986. 439 с.

Маргулис Л.С. Секвентная стратиграфия в изучении строения осадочных бассейнов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. **2008**. № 3. С.1-26. https://www.ngtp.ru/rub/2/37_2008.pdf

Маринов В. А., Меледина С. В., Дзюба О. С., Урман О. С., Язикова О.В., Лучинина В.А., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Биофациальный анализ верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2006.** Т. 14. № 4. С. 81-96.

Маринов В.А., Алифиров А.С., Бумагина В.А., Игольников А.Е., Кудаманов А.И., Авраменко Э.Б., Грищенко М.А., Смышляева М.Д. Стратиграфия и условия формирования келловейских и верхнеюрских отложений центральной части Казым-Кондинского района (Западная Сибирь) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 2 (46). С. 3-16. DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-3-16.

Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела центральной части Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика». **2009.** Т. 50. Вып. 12. С. 119-142.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. Екатеринбург: УГГУ. **2005.** 289 с.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Пепловые туфы в отложениях сылвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. **2012.** Т. 53. № 7. С. 883–899.

Методические рекомендации по подсчету запасов нефти в отложениях баженовского горизонта Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Москва: ФБУ ГКЗ. **2021.** 19 с.

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. **2013.** Т. 1. С. 297-301.

Нежданов А.А., Кулагина С.Ф., Корнев В.А., Хафизов Ф.З. Аномальные разрезы баженовской свиты: взгляд через полвека после обнаружения // Нефть и газ. **2017.** № 6. С. 34-42.

Немова В. Д. Литогенетическая классификация пород и техноморфизм отложений баженовской свиты Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М. 2021. **342** с.

Немова В. Д. Литология и коллекторские свойства отложений баженовского горизонта на западе Широтного Приобья. Автореф. дисс. к. г.-м. н. **2012а.** 23 с.

Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Электрон. науч. журнал. 2012b. Т. 7. № 2.

Немова В.Д., Атяшева Е.П., Панченко И.В., Бедретдинов Р.Ю. Эффективные подходы к изучению и прогнозу нефтеносности отложений баженовской свиты // Геология нефти и газа. **2014.** № 6. С. 36-48.

Немова В.Д., Панченко И.В. Создание качественных геологических моделей строения баженовской свиты на основе изучения керна с привлечением данных сейсморазведки // 6-я Международная геологогеофизическая конференция и выставка EAGE "Санкт-Петербург 2014. Геонауки – инвестиции в будущее", 7–10 апреля 2014 г., СПб. **2014.** DOI: 10.3997/2214-4609.20140227. *Немова В.Д., Панченко И.В.* Локализация приточных интервалов баженовской свиты и их емкостное пространство на Средне-Назымском месторождении // Нефтегазовая геология. Теория и практика. **2017а.** Т. 12. № 1. С. 1-24.

Немова В.Д., Панченко И.В. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине // Нефтегазовая геология. Теория и практика. **2017b.** Т. 12. № 4. С. 1-16. DOI: 10.17353/2070-5379/46_2017

Немова В.Д., Панченко И.В., Ильин В.С., Смирнова М.Е. Обзор результатов разработки баженовской свиты в связи с ее геологическим строением и пластовыми условиями (на примере Средне-Назымского и Салымского месторождений) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовый месторождений. **2017.** №1. С.38-44.

Никишин А. М., Ершов А. В., Копаевич Л. Ф., Алексеев А. С., Барабошкин Е. Ю., Болотов С. Н., Веймарн А. Б., Коротаев М. В., Фокин П. А., Фурнэ А. В., Шалимов И. В. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. МПР РФ. ЦРГЦ. Геокарт. М. **1999.** 524 с.

Николаев Ю.Н., Митоян Р.А., Сидорина Ю.Н., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А. Опыт применения полевых рентгенофлуоресцентных анализаторов нового поколения при поисках медно-порфирового оруденения // Разведка и охрана недр. 2013. 2. С. 52-57.

Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Х. Рединг. М.: Мир. 1990. Т. 2. 384 с.

Объяснительная записка к атласу и Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1:5000000 / Ред. Нестерова И.И. Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 93. Тюмень. **1976.** 85 с.

Олейник Е.В., Кузьменков С.Г., Новиков М.В., Оксенойд Е.Е., Захарова Л.М., Икон Е.В., Поповская В.Г. Ресурсная база углеводородов территории Ханты-Мансийского автономного округа – Югры и пути ее развития. Георесурсы. **2023.** 25(1). С. 60–66. https://doi.org/10.18599/grs.2023.1.7

Панченко И. В., Рогов М. А., Соболев И. Д., Латышев А.В., Захаров В.А. Каталог находок верхнеюрских – нижнемеловых туфов и туффитов в керне скважин Западной Сибири // ESDB repository. Москва. **2022.** DOI: https://doi.org/10.2205/2022ES000817-data.

Панченко И.В. Проблема отсутствия стратотипа в условиях необходимой унификации стратиграфии баженовского горизонта Западной Сибири в рамках создания методического руководства по подсчету запасов углеводородов // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7-10 сентября 2020 г. / Ред. В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова, А.П. Ипполитов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. **2020а.** С. 178-182.

Панченко И.В. К вопросу возраста и корреляции кровли баженовского горизонта Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы Десятого Всероссийского совещания, г. Магадан, 20–25 сент. 2020 г. / Ред. Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков. Магадан: ОАО «МАОБТИ». **2020b.** С. 196-200.

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] / Ред. Н.К. Лебедева, А.А. Горячева, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгин. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. **2021.** С.152-156. doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-152

Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. 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

Панченко И.В., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Барабошкин Е.Ю. Новые данные по биостратиграфии абалакской и баженовской свит Широтного Приобья, полученные на основе комплексного изучения макрои микрофаунистических остатков. Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Пятое Всероссийское совещание. 23-27 сентября 2013 г., Тюмень. Научные материалы / Ред. В.А. Захаров, М.А. Рогов, Б.Н. Шурыгин. Екатеринбург: ООО "Издательский дом "ИздатНаукаСервис". 2013. С. 162-165.

Панченко И.В., Гатина Н.Н., Вишневская В.С., Рогов М.А., Шурекова О.В., Федяевский А.Г., Разумкова Е.С. О постседиментационной природе аномальных разрезов баженовской и георгиевской свит (Западная Сибирь) по результатам литологии, биостратиграфии и корреляции новых керновых данных // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы Десятого Всероссийского совещания, г. Магадан, 20–25 сент. 2020 г. / Ред. Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков. Магадан: ОАО «МАОБТИ». 2020. С. 201-205.

Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. 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). М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015b. Т. 2. С. 258-261.

Панченко И.В., Куликов П.Ю. Особенности вертикальной литолого-геохимической неоднородности нефтеносных черносланцевых толщ и методы ее исследования // Методы, методы и снова методы в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. **2020.** С. 117-119.

Панченко И.В., Куликов П.Ю., Гарипов Р.А., Кожевникова Е.А., Гаврилов С.С. Способ определения минерально-компонентного состава пород черносланцевых нефтеносных формаций. Патент на изобретение RU 2 756 667 С1, 04.10.2021. Заявка № 2020142581 от 23.12.2020. **2021р.**

Панченко И.В., Куликов П.Ю., Гусев И.М., Немова В.Д., Усачев Г.А. Способ геонавигации горизонтального ствола скважины в черносланцевых нефтеносных формациях. Патент на изобретение RU 2702491 C1, 08.10.2019. Заявка № 2018145559 от 21.12.2018. **2019р.**

Панченко И.В., Немова В.Д. Детализация строения разреза баженовского горизонта путем выделения литолого-палеонтологических маркеров // Восемнадцатая научно-практическая конференция «Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Юргы». Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис. **2015.** С. 87-93.

Панченко И.В., Немова В.Д. Унифицированная схема стратификации баженовского горизонта: расчленение и корреляция в разных структурно-фациальных и тектонических областях // EAGE/SPE Joint Workshop 2017. Shale Science: Prospecting & Development, 10-11 April 2017, Moscow. Russia. **2017a.** DOI: 10.3997/2214-4609.201700186

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 / Ред. В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова. М.: ГИН РАН. **2017b.** С. 153-157.

Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. **2016.** № 6. С. 22-34.

Панченко И.В., Рогов М.А. Возраст дистальных туфов и туффитов в пограничном юрско-меловом интервале Западной Сибири по биостратиграфическим данным // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии : материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания. 19–24 сентября 2022 г., г. Томск. **2022.** С. 191-195.

Панченко И.В., Рогов М.А., Соболев И.Д., Латышев А.В., Захаров В.А. Тефростратиграфия пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // Russian Journal of Earth Sciences. 2022. Т. 22. № 6. DOI: 10.2205/2022ES000817

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. / Ред. В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова, А.П. Ипполитов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. **2020.** С. 183-187.

Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2. **2021.** С. 144-183. doi: 10.31857/S0024497X21020051

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. / Ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. СПб.: ВСЕГЕИ. **2008.** 200 с.

Полянин В.С. Региональная геология / Учебное пособие. Часть 2. Подвижные пояса неогея. Казань: Казанский государственный университет. **2009.** 142 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб.: ВСЕГЕИ. 2006. Вып. 36. 64 с.

Потапова А.С. Вилесов А.П., Бумагина В.А., Чертина К.Н., Зверев К.В. Концептуальная седиментологическая модель формирования карбонатных пород на границе абалакской и баженовской свит (Красноленинский НГР) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы

IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). Казань. 30 сентября – 3 октября 2019 г. Казань: Издательство Казанского университета. **2019.** С. 367-368.

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.** № 4. С. 23-36.

Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка. Тюмень. **1991.** 273 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС. **2004.** 114 с.

Рихванов Л.П., Усольцев Д.Г., Ильенок С.С., Ежова А.В.. Минералого-геохимические особенности баженовской свиты Западной Сибири по данным ядерно-физических и электронно-микроскопических методов исследований // Известия Томского политехнического университета. **2015.** Т. 326. № 1. С. 50-62.

Рихванов Л.П., Усольцев Д.Г., Шалдыбин М.В., Соктоев Б.Р. Черные сланцы баженовской свиты // Neftegaz.RU. 2019. № 6. С. 33-39.

Рогов М.А. Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти // Труды Геологического института. **2021.** Вып. 627. С. 1-732. doi: 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. Геологическая корреляция. **2011.** № 19(6). С. 67-88.

Ронкин Ю.Л. U–Pb SIMS и ID–TIMS методы датирования цирконов: возможности и ограничения // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. **2010.** № 10. С. 6-9.

Рухин Л.Б. Гранулометрический анализ рыхлых и слабосцементированных осадочных пород // Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат. **1957.** Т. 1. С. 314-343.

Рыжкова С.В., Буритейн Л.М., Ершов С.В., Казаненков В.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н., Бейзель А.Л. Баженовский горизонт Западной Сибири: строение, корреляция и толщины // Геология и геофизика. **2018.** № 7. С.1053-1074. DOI: 10.15372/GiG20180709

Рыжкова С.В., Пономарева Е.В., Фомин М.А. Перспективы нефтегазоносности стратиграфических аналогов баженовской свиты в западных районах Западно-Сибирского мегабассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика. **2019.** № 14. С. 1-24. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/40_2019

Сакс В.Н., Шульгина Н.И. Меловая система в Сибири. Предложения о ярусном и зональном расчленении // Геология и геофизика. **1962.** № 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.** № 12. С. 42-52.

Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н. Некоторые петрографические особенности битуминозных аргиллитов марьяновской свиты (Западно-Сибирская низменность) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. **1964.** № 2. С. 56–61.

Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в раннемеловую эпоху. М.: Наука. **1968.** 80 с.

Скворцов М.Б., Немова В.Д., Панченко И.В., Кирсанов А.М. Критерии нефтеносности отложений баженовской свиты // Геология нефти и газа. **2018.** № 1. С. 109-114.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И.. Интерпретация геохимических данных. Учебное пособие / Ред. Б.В. Скляров. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 288 с.

Смирнова М.Е., Немова В.Д., Панченко И.В. Детальное строение абалакской свиты и закономерности распределения в ней коллекторов // 7-я международная геолого-геофизическая конференция и выставка ЕАGE «Санкт-Петербург 2016. Через интеграцию геонаук – к постижению гармонии недр». 11-14 апреля 2016 г., Санкт-Петербург. Россия. **2016.** DOI: 10.3997/2214-4609.201600208

Смирнова М.Е., Немова В.Д., Панченко И.В. Стратификация абалакской свиты, положение в разрезе и генезис ее карбонатных образований в связи с их нефтеносностью // EAGE/SPE Joint Workshop 2017. Shale

Science: Prospecting & Development. 10-11 April 2017. Moscow. Russia. 2017. DOI: 10.3997/2214-4609.201700190

Смирнова М.Е., Панченко И.В., Гатина Н.Н. Предпосылки формирования аномальной сейсмической картины ОГ Б при классическом строении баженовской свиты на восточном обрамления Сургутского свода // Совместный семинар EAGE/SPE 2021. Наука о сланцах: Новые вызовы. Москва, Россия, 5-6 апреля 2021 г. Conference Proceedings, EAGE/SPE Workshop on Shale Science 2021. **2021**. V. 2021. P. 1–5.

Смирнова Т.Н., Ушатинская Г.Т., Жегалло Е.А., Панченко И.В. Первые находки представителей семейства Discinidae (Brachiopoda, класс Lingulata) в верхнеюрских отложениях Западной Сибири // Палеонтологический журнал. **2017.** № 2. С. 46-51. DOI: 10.7868/S0031031X17020167.

Смирнова Т.Н., Ушатинская Г.Т., Жегалло Е.А., Панченко И.В. Род Lingularia Biernat et Emig, 1993 из верхнеюрских отложений Западной Сибири; строение личиночной и эмбриональной раковины, микроструктура раковинного вещества. Палеонтологический журнал. **2015.** № 2. С. 18-26. DOI: 10.7868/S0031031X15020129

Столбов Н.М. Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России // Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 г.). Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. **2007.** С. 383-387.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ. **2019.** 96 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Том 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Издательство АН СССР. **1960.** 231 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука. 1976. 299 с.

Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1000000 / Ред. В.И. Шпильман, Н.И. Змановский, Л.Л. Подсосова. Тюмень. **1998.**

Устинова М.А., Балушкина Н.С., Панченко И.В. Известковый нанопланктон средневолжских отложений высоких широт (Тимано-Печорская область и Западная Сибирь) // Материалы LX сессии Палеонтологического общества. СПб. **2014.** С. 138-140.

Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // Докл. РАН. **2005.** Т. 400. № 5. С. 666–670.

Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтеносность Баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука. **1984.** 36 с.

Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Гатовский Ю.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б. Модель вдвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 1. Описание разреза, литология, палинология // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2023. 2. С. 33-43. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-33-43.

Фомичев А.С. Глубина и продуктивность баженовского моря // Горные ведомости. 2006. №5. С. 19-26.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. Учебное пособие. М.: МГУ. 1993. 432 с.

Хабаров В.В., Барташевич О.В., Нелепченко О.М. Геолого-геофизическая характеристика и нефтеносность битуминозных пород баженовской свиты Западной Сибири. М.: ВИЭМС. **1981**. 44 с.

Хотылев О.В., Гатовский Ю.А., Балушкина Н.С., Коточкова Ю.А., Коробова Н.И., Фомина М.М., Карпова Е.В., Калмыков Г.А. Модели седиментации баженовской высокоуглеродистой формации в зоне развития тутлеимской и баженовской свит // Георесурсы. **2021.** Т. 23.№ 2. С. 120-131. DOI: 10.18599/grs.2021.2.11

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир. 1983. 328 с.

Черноруков Н.Г., Нипрук О.В. Теория и практика рентгенофлуоресцентного анализа. Электронное учебнометодическое пособие. Нижний Новгород: Нижегородский госуниверситет. **2012.** 57 с.

Шалдыбин М.В., Крупская В.В., Глотов А.В., Доржиева О.В., Гончаров И.В., Самойленко В.В., Деева Е.С., Лопушняк Ю.М., Бетхер О.В., Закусин С.В.. Петрография и минералогия глин аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Нефтяное хозяйство. **2018.** № 2. С. 36-40.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б Л., Девятое В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. система / Ред. Б.Н. Шурыгин. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО". **2000.** 480 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С., Князев В.Г. Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051-1074.

Щепетова Е.В., Панченко И.В., Барабошкин Е.Ю., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Зуйкова М.В. Штормогенные отложения в баженовской свите Фроловской мегавпадины (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. **2015.** Т. 2. С. 312-314.

Эдер В.Г. Некоторые типы разрезов верхнеюрских баженовской и георгиевской свит Обь-Иртышского междуречья // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 6. С. 746-754.

Эдер В.Г. Литология и условия образования баженовской свиты Западной Сибири // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М. 2021. 358 с.

Эдер В. Г., Рыжкова С. В., Дзюба О. С., Замирайлова А. Г. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2022.** Т.30. №5. С.46-74.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А. Литология баженовской свиты в районах Хантейской гемиантеклизы и Межовского мегамыса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа. **2016.** № 6. С. 87-96.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. **2019.** Т. 21. № 2. С. 143-152.

Эдер В.Г., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. 44. № 6. С. 517-524.

Юдович Я. Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканических продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН. **2010.** 412 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука. 1988. 272 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.

Юдович Я.Э. «Таинственные связи»: фосфатонакопление и черные сланцы // Вестник института геологии КомиНЦ УрО РАН. **2010.** № 2. С. 18-26.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт. **2011.** 742 с.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. **2019.** № 4. С. 60-77.

Ясович Г.С., Поплавская М.Д. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской равнины // Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Тюмень: Труды ЗапСибНИГНИ. **1975.** № 102. С. 28-57.

Algeo T.J., Li C. Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems // Geochimica et Cosmochimica Acta. 287. **2020.** P. 8–26. DOI: 10.1016/j.gca.2020.01.055

Bralower T.J., Ludwig K.R., Obradovich J.D. Berriasian (Early Cretaceous) radiometric ages from the Grindstone Creek Section, Sacramento Valley, California // Earth Planet. Sci. Lett. **1990.** V. 98. P. 62-73.

Bulatov T., Kozlova E., Leushina E., Panchenko I., Pronina N., Voropaev A., Morozov N., Spasennykh M. Alginiterich layers in the Bazhenov deposits of Western Siberia // Geosciences. **2021.** 11. 252. P. 1-21. DOI: 10.3390/geosciences11060252

Carey S. Influence of convective sedimentation on the formation of widespread tephra fall layers in the deep sea // Geology. **1997.** V. 25 (9). P. 839–842.

Cephalopods of the World. FAO Species Catalogue for Fishery Purposes. Jereb P.; Roper C.F.E. (eds).. Food and agriculture organization of United Nations. Rome. **2010.** № 4. V. 2. P. 348-353.

Da Silva A.C., Triantafyllou A., Delmelle N. Portable x-ray fluorescence calibrations: Workflow and guidelines for optimizing the analysis of geological samples // Chemical Geology. **2023.** V. 623. P. 1-22. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2023.121395

Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Petrizzo M.R. Chapter 27 - The Cretaceous Period. In Book: Geologic Time Scale 2020. 2020. V. 2. P. 1023-1086. DOI: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00027-9

Hall G.E.M., Bonham-Carter GF, Buchar A. Evaluation of portable X-ray fluorescence (pXRF) in exploration and mining: phase 1, control reference materials // Geochem Explor Environ Anal. 2014. 14. P. 99-123. DOI: 10.1144/geochem2013-241

Hesselbo S.P., Ogg J.G., Ruhl M., Hinnov L.A., Huang C.J. Chapter 26 - The Jurassic Period. In Book: Geologic Time Scale 2020. **2020.** V. 2. P. 955-1021. DOI: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00026-7

Holmer L.E., Nakrem H.A. The lingulid brachiopod Lingularia from lowermost Cretaceous hydrocarbon seep bodies, Sassenfjorden area, central Spitsbergen, Svalbard // Norvegian J. Geol. 2012. V. 92. P. 167–174.

Kabanov P., Vandenberg R., Pelchat P. et al. Lithostratigraphy of Devonian basinal mudrocks in frontier areas of northwestern Canada augmented with ED-XRF technique // Arktos. **2020.** Vol. 6. P. 39-52. DOI: 10.1007/s41063-020-00074-z

Koevoets M.J., Hammer Ø., Olaussen S., Senger K., Smelror M. Integrating subsurface and outcrop data of the Middle Jurassic to Lower Cretaceous Agardhfjellet Formation in central Spitsbergen. Norwegian Journal of Geology. **2018a.** 98. P. 1–34. DOI: 10.17850/njg98-4-01.

Koevoets M.J., Hurum H.H., Hammer Ø. New Late Jurassic teleost remains from the Agardhfjellet Formation, Spitsbergen, Svalbard // Norwegian Journal of Geology. 2018b. 98. P. 1-12. DOI: 10.17850/njg98-2-01.

Lena L., López-Martínez R., Lescano M. et al. High-precision U–Pb ages in the early Tithonian to early Berriasian and implications for the numerical age of the Jurassic–Cretaceous boundary // Solid Earth. **2019.** V. 10. P. 1-14.

Leushina, E.; Bulatov, T.; Kozlova, E.; Panchenko, I.; Voropaev, A.; Karamov, T.; Yermakov, Y.; Bogdanovich, N.; Spasennykh, M. Upper Jurassic–Lower Cretaceous Source Rocks in the North of Western Siberia: Comprehensive Geochemical Characterization and Reconstruction of Paleo-Sedimentation Conditions // Geosciences. 2021. 11. 320. P. 1-28. DOI: 10.3390/geosciences11080320

Nelson J. S.; Grande T. C.; Wilson M. V. H. Fishes of the World. 5th Edition. Publisher: John Wiley & Sons. 2016. 752 p. DOI:10.1002/9781119174844

Panchenko I.V. Erosion Boundaries in the Bazhenov Sediments of Western Siberia: the Value for the Correlation of Sections and Reservoir Forecast. EAGE/SPE Workshop on Shale Science 08 April 2019, Moscow. **2019.** P. 1-5. DOI: 10.3997/2214-4609.201900467

Ratcliffe K.T., Woods J., Rice C. Determining well-bore pathways during multilateral drilling campaigns in shale resource plays: an example using chemostratigraphy from the Horn River Formation, British Columbia, Canada // Eastern Australasian Basins Symposium IV. Brisbane, QLD, 10–14 September. **2012.** P. 143-148.

Rogov M.A., Panchenko I.V., Augland L.E., Ershova V.B., Yashunsky V.Yu. The first CA-ID-TIMS U-Pb dating of the Tithonian / Berriasian boundary beds in a Boreal succession // Gondwana Research. **2023.** V. 118. P. 165-173. DOI: doi.org/10.1016/j.gr.2023.02.010

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.** 157. P. 1622-1642. doi: 10.1017/S001675682000076X

Rowe H., Hughes N., Robinson K. The quantification and application of handheld energy-dispersive x-ray fluorescence (ED-XRF) in mudrock chemostratigraphy and geochemistry // Chemical Geology. **2012.** 324-325. P. 122-131. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.12.023

Schneider O. Xenomorphes Schalenwachstum bei Gryphaea dilatata (SOWERBY, 1818) aus dem Oberen Mittel-Callovium (coronatum-Zone) des Wiehengebirges (Nordwestdeutschland). **2007.** http://steinkern.de.

Scotese C.R. An atlas of Phanerozoic paleogeographic maps: the seas come in and the seas go out // Annual review of Earth and Planetary science. **2021.** V. 49:679-728. P. 679-728. DOI: 10.1146/annurev-earth-081320-064052

Seilacher A. Trace fossil analysis. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2007. 226 p.

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., Wilson M.J., Wilson L., Lopushnyak Yu.M., Brydson R., Krupskaya V.V., Kondrashova(Deeva) E.S., Glotov A.V., Goncharov I.V., Samoilenko V.V., Arbuzov S.I., Bether O.V., Fraser A.R., Bowen L., White D., Dorofeeva N.V. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // Marine and Petroleum Geology. 2019. V. 100. P. 358-375.

Shchepetova E. V., Panchenko I. V., Baraboshkin E. Yu., Nemova V.D., Smirnova M.E., Zuykova M.V. Fish-debris tempestites within volgian-ryazanian radiolarian lithofacies of Western Siberia. In XIIth Jurassica, IGCP 632 and ICS Berriasian workshop. Earth Science Institute, Slovak Academy of Sciences. Bratislava. **2016.** P. 71-73.

Stow D. A.V., Pudsey C.J., Howe J.A., Faugeres J.C., Viana A.R. Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics // Mem. Geol. Soc. Lond. 2002. V. 22. 464 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. **1989.** V. 42. P. 313-345.

Tang M., C.T.A. Lee, K. Chen, et al., Nb/Ta systematics in arc magma differentiation and the role of arclogites in continent formation. Nature Communications, **2019.** 10. 1-8. doi: 10.1038/s41467-018-08198-3.

Ulmishek G.F. Petroleum geology and resources of the West Siberian Basin, Russia // U.S. Geological Survey Publication. Bulletin 2201-G. **2003.** 49 p. DOI:10.3133/B2201G

Vishnevskaya V.S. Kozlova G.E. Volgian and Santonian–Campanian radiolarian events from the Russian Arctic and Pacific Rim // Acta Palaeontologica Polonica. 57 (4). 2012. P. 773–790.

Vyssotski A.V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A. Evolution of the West Siberian Basin // Marine and Petroleum Geology. 2006. V.23 (1). P. 93-126.

Walliser O. Global Evenths and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Results of the International Interdisciplinary Cooperation in the IGCP-Project 216 «Global Biological Evenths in Earth History». Springer-Verlag, Berlin. Heidelberg. **1995.** 333 p.

Walliser O. Global Bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. 1986. V. 8. 442 p.

Watanabe H., Kubodera T., Moku M., Kawaguchi K. Diel vertical migration of squid in the warm core ring and cold water masses in the transition region of the western North Pacific. Marine ecology progress series. **2006.** V. 315. P. 187–197.

Zhang J., Zeng Y., Slatt R. XRF (X-ray fluorescence) applied to characterization of unconventional Woodford Shale (Devonian, U.S.A.) lateral well heterogeneity. Fuel. **2019.** V. 254. doi.org/10.1016/j.fuel.2019.05.148

СПИСОК ПРИЛОЖЕНИЙ

Приложение 1. Сводные геолого-геофизические планшеты по некоторым опорным скважинам.

Приложение 1.1. Планшет по скважине Правдинская 4004.

Приложение 1.2. Планшет по скважине Малобалыкская 93.

Приложение 1.3. Планшет по скважине Заозерная 1.

Приложение 1.4. Планшет по скважине Галяновская 42.

Приложение 1.5. Планшет по скважине Южно-Галяновская 502.

Приложение 1.6. Планшет по скважине Средне-Назымская 1102.

Приложение 1.7. Планшет по скважине Центральная 1.

Приложение 1.8. Планшет по скважине Апрельская 16.

Приложение 1.9. Планшет по скважине Приобская 49хх6.

Приложение 1.10. Планшет по скважине Имилорская 401.

Приложение 1.11. Планшет по скважине Марталлеровская 42.

Приложение 1.12. Планшет по скважине Урьевская 7761.

Приложение 1.13. Планшет по скважине Южно-Шингинская 3.

Приложение 1.14. Планшет по скважине Белоярская (Каргасокская) 42.

Приложение 1.15. Планшет по скважине Южно-Майская 413.

Приложение 1.16. Условные обозначения к геолого-геофизическим планшетам.

Приложение 2. Таблица с результатами биостратиграфических исследований по скважинам.

Приложение 3. Фототаблицы с палеонтологическим материалом.

Приложение 4. Корреляции разрезов по скважинам.

Приложение 4.1. Карта с расположением линий корреляций и условные обозначения.

Приложение 4.2. Корреляция скважин по линии 1'-1": северо-западный район Фроловской мегавпадины.

Приложение 4.3. Корреляция скважин по линии 2'-2": центральный район Фроловской мегавпадины на границе с Красноленинским сводом.

Приложение 4.4. Корреляция скважин по линии 3'-3": Салымский мегавал – Нижневартовский свод – Сургутский свод.

Приложение 4.5. Корреляция скважин по линии 4'-4'': Сургутский свод – Александровский мегавал – Парабельский мегавал – Нюрольская впадина.

Приложение 5. Каталог находок туфов и туффитов в верхнеюрско-нижнемеловой толще черных сланцев Западной Сибири.

Приложение 1.1. Планшет по скважине Правдинская 4004



ты						ŀ	Находк	и фос	силий						Кар	бонатность		Терриген	ное вец	цество			Биофи	льные э	элементи	Ы		O2 p	ежим	Сульфи	ідность	F-/	C = 1		Пирол	лиз Roc	k Eval		Φ	EC
	es spp. 1 pblő	nitida	nitida	ium	nectes	oma	loma	bucnia	amus	trea	a gen. Indent	ахиоподы	т лы уны	тки ных ний ексы	(Ca+Mg)/ (Al+Si)	Sr/Ca Mn/Ca	(AI+K)/ (Ca+Mg+Si)	Ti/Zr Ba/	Ca Ba/A	K/AI	Rb/K	Si/Al P/A	J Zn/Al	Cu/Al	Ni/Al	Ni/ (Si+Ca+Mg)	S/ (Rb+Zr)	V/AI	Mn/Al		Ni/S	re/ Ca+Mg+Al)	ər/ (Ba+Sr)	тос	S1	S2	HI	S1/TOC	Кп	Кпр
00 502	Dnychite Остатки	Ammol	Belem	Entol	Campto	Oxyte	Nucul	Bucl	Inocera	Liost	Bivalvia et. sp. i	Discin	Слединфа	Оста назем расте Компл	0.02 0.2	0 0.15 0.01 0.1	0 0.22	9 40 0	0.6 0 0.	3 0.220.33	0 0.01 0	20 0 0	05 0 0.05	5 0 0.01	0 0.02		3 870	0 0.05	0 0.2	ድ	0.001 0.01	0 1	0.1 0.4	0 20	0 0 10	0 80	0 600	0 2	0 6	6 0 0. /
	0						I																																	
																																					+			
																																				<u> </u>				
			•											ი T																										
	i i													нектон																	L,						Š			
	•							-	•					обла- ние хий																			 •							-
				++				- 1						- npe									_	-															•	
									ł					облада ние																		-				,				=
	: .								-					прес																					, 					
								-	-					ониты /створ-					ų.														•							
								=						amm c dBy																									•	•
																			-			┞┦╴		┍┛╴								P	9 1			1				
		-						4.						редкой	-																2						į			•
														лекс с фаунс				┍╴╴╸		-				₽						ſ										
			•											IMOX																			P							
	: -														-																									
														тон 2												<u> </u>	. [F	2 							
	Į Į								-					нек																			l							
	: 1	•							I	-				-		,			_	-		┝╌┣┓	-																•	
									•					бенто										▛	15									5						
								•	1	•																														
		2											.±.±.	нектон	1 				┢													•	.							
	•	?	:				•	?			-	?		ный компле	фаун									P	_															
	•	?		•																								 				•		}	-		5			
	•				//	//	//	1,		//			++							-								 			-						•			
				?			-	?																												 				
	• •		8		•														-													•		\$						
																																				+				
																																								+
																																								<u> </u>
																							_												_					

Приложение 1.2. Планшет по скважине Малобалыкская 93



грогенные оксиды Минеральный	і состав	Находки фоссили	й I I I I I I I	х б 2 Σ б	сть Терригенное вещество	Био	офильные элементы	Кислород. режим Сульфи,	дность Fe/ Sr/	СКГ керн ССКГ	ck_Eval до экстр
мдо АІ203 К20+ТІ02 К20+ТІ02 Б Fe Рго2 Кварц Кварц Кальцит Доломит Сидерит Слин. мин.	Альбит Пирит OIM Chites spp aтки pыб imonitida	xytoma Buchia ceramus	ngularia Следы - статки остатки земных земных земных астений фауны пичество тичество	уд (Ca+Mg)/ (Al+Si) (Al+Si) Глубина (Al+Si)	Mn/Ca Mg/AI (AI+K)/ Ti/Zr Ba/Ca Ba/AI (Ca+Mg+Si) — — — — — — — — — — — —	K/AI Rb/K Si/AI P/AI Z	Zn/AI Cu/AI Ni/AI ^{Ni/} (Si+Ca+Mg) (Rb+Zi) V/AI Mn/AI ແຮ່ ທ	Ni/S (Ca+Mg+Al) (Ba+Sr) U, ppm	n Th, ppm К, % ТОС(%) S1	(mg/g) S2(mg/g) Tmax(°C)
100 0	Bel Am Onyce				0 0.1 13 40 0 2 0 0.5	2 15 0 0.13 0	0.07 0 0.01 0 0.02 3 87	0 0.06 0 0.73 0 100	0.001 0.01 0 1 0 0.48 0 80	0 15 0 3 0 20 0	12 0 100 420 450
	: :		больше								
			бами								
			es c bP								> = = = =
			Onychii								
	• •										
			блание				╺╴┲┲╿┍╴┲╍╴╒				
			Црео								
		* *	ада-								
			Преобг Ник Глосега								
	· ·	?	ионитс								
		•?	AMI								
			Z								
	3	:	рауной								
	÷ • •		омплекс								
		*	цis с Ми и Скии Сками								
			Onych pedk pedk ABycrac								
			Buchia								
			ostrea - - Inocer								
			Опусhites с рыбами								
	•?		t + + + + + + + + + + + + + + + + + + +								
			.++								
			‡								
			+ +								
		•	+								
			+ +								
			+								
		•									

207

Приложение 1.3. Планшет по скважине Заозерная 1

Скв. Заозерная 1П (ЮЗ Фроловской мегавпадины)

FUC Hd average BK GK DTP POTADS Th/U-1 J	а а Ца са угия угия угия	Ворона Петрогенные элементы Минеральный состав Карбонатное	ость Терригенное вещество	Биофильные элементы Кислородный режим Сульфидность Î І I I	Пиролиз (Rock-Eval) тос, \$1, \$2, иг ттах,
Image: Volume of the state	астолости и полости	огенные Аексыту уровне мао мао мао мао мпо мпо мпо мпо мпо мпо мпо мп	Mn/Ca Mg/Al $\dot{\Sigma}$ \dot{D} Ti/Zr Ba/Ca Ba/Al K/Al Rb/K Si	i/Al P/Al Zn/Al Cu/Al Ni/Al <	^м масс УВ/г пор. УВ/г пор. оС
DS IK3_reverse NK1B URANDS 0.21 M 0.31 0 OHM*M 1 2 UE 10 1.8 G/CM3 3 0.1 ppm 90 8		^A / _F	0.01 0.17 0.1 0.35 0.1 0.7 15 30 0 1 0 0.1 0.2 0.4 0.006 0.009 2	10 0 0.02 0 0.001 0.001 0 0.002 0 0.002 0 0.002 0 0.001 0 0 0.01 0 0 0.01 0 0 0.01 0 0 0.01 0 0 0.01 0 0 0.01 0 0 0.01 0	24 0 15 0 100 420 450
-2560					
2563.00					
2563.00	3 0				
2565					
					· • • • • • • • • • • • • • • • • • • •
	$ \begin{array}{c} 24 \\ 23 \\ \hline \hline$				• • • •
					· • • • • • • • • • • • • • • • • • • •
					• • • • • • • •
					> >
					D D D
2585					
	3	• 147 • 148			
P - P					
	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $				
-2595-					
		T4 (UB4) 139 T3 (UB4) 107 140			
2599.00		T3a 125 ************************************			
		Т туф 118			
Honbin. 15 - 11	2 1 2 4 <td>• 113 • 113 • 113 • 113 • 113 • 113 • 112</td> <td></td> <td></td> <td></td>	• 113 • 113 • 113 • 113 • 113 • 113 • 112			
2610	2 1 1 2 1 2 2 1 29 28 27 28 27 26 26 27 26 27 26 27	• 113 • 113 • 112 • 112 • 111 • 112 • 111 • 112 • 111 • 111 •			



Приложение 1.4. Планшет по скважине Галяновская 42

م ل ا	a	<u>ہ</u>		Петрогенные элементы	Минеральный состав	Карбонатност	ГЬ	Терриген	ное вещество			Биофи	ильные элем	менты	Кислородн	ный реж	(ИМ Сульф	идность Жеј	езистость	Sr/	XR	D	13	Г	иролиз (І	Rock-Eval))
она Ус	кстур	ещино птость	Фоссилии	5102 2a0 Mg0 Mg0 1203 1203 1102 5 5 6 6 6 8 205 Mn0	С () () ()	a+Mg)/ Al+Si) Sr/Ca Mg/Ca	Mn/Ca K+Al/ _{Si+Ca+Mg} Zr/Al	Zr/Si K/Al Rb/2	r Rb/Sr Rb/K	Ti/Zr Ba/A	Al Ba/Ca	Si/Al P/Al	Ni/Fe ^{Ni/} Si+Ca+Mg	V/AI S/ (Rb+Zr)	Mo Mo/Al	Mo/ (Mo+Mn)	/in/Al	Ni/S ^{Fe/} Ca+Mg+A	⊺i/ Fe/ ISi+Ca+Mg(Mn+Fe	(Ba+Sr) =	арц тираг помит	рит	ЛГО 20 разцы ЛГО 20	TOC	S1 S2 ● ●	Tmax HI	S1/TOC
Кеј	Tel	Tp. Ba		0 100	о Кремне Кальци Алломо Алломо Алломо Алалит С Варит Варит С Оз	1 0 0.1 0 0.8	0 0.1	0.3 0	.8 0 1.2	15 50 0 0	D.1 0 1 2	2 13 0 0.3		40 800		0 1	— Ĕ Ø	0.1 1		0	Кал До			0 16 0	20 0 50		0 200
		-																									
		-		_																							
		-		_																							
		-																									
		-		_	-																						
		-																									
		-																									
		-		_	-																						
		-																									
		-		_																							
		-																									
						L														L							
																						85 84 83	• 1 11455 • 145	11			
			↓ + ⊤ ↓ ₩₩									I) – 🧲				2				82	•				>
		×			***																	79	• 146			-	
			*****																			77	147 148				
			<u>+</u> <u>+</u> 										╞╴╞╴	┍╾		-			F			75	• •)
	•] *																					72	• 159 • 149 160	/1			
-][- -*-] -	.] *																					70 69	149/ 149				
																-	`}					68	• 1554 151 152	/1			
	- W											╞╞╴					• {					65 64	153 154				
																-	٢					63 62 61	• 154/ 155				3-
		4																				60 59	156 157 158				
** - *	Andrew Andrew	three how			Ӂ╷Ӂ╷ <u>Ӂ╌Ӂ╶Ӂ╶Ӂ╶┿</u> ҅Ӂ [;] Ӂ [;] Ӂ [;] Ӂ [;] Ӂ _┙ Ӂ _┙ Ӂ _┙ Ӂ _╝								Et					EF				58 57 56	••• 1681 ••• 1682				
¥ ★ ★ ★					איייאיייייייייייייייייייייייייייייייי																	55	•				,
¥ ₩ ₩																						53	•• 1653 • 164			-	,
					* * <u>* * *</u> * * * * * *																	50 49	166			-	
				_																		49 48 47	a 167				
-*~~			T		* * * * * * * • * • * *																	46	1668				,
- 34 - 34 70				3											 							44	169 170			•	» —•
×—×- ×																						41	172 173	-			
			ž		**************************************																	39	174				
		E MARIN														D						36	176 •• 117879 178				
	<u> </u>	*			<mark>,★☆★☆★☆₩─₽====={∅ -</mark>																	34	179 180				-
		-		_																		32 31 30	181 182				
																						29 28	183 184 185				
																						27 26 25	186 187				
				_																		24	188 189				
				_																		22					
																						19					
																						17 16					

Приложение 1.5. Планшет по скважине Южно-Галяновская 502

Скв. Южно-Галяновская 502 (Западный борт Фроловской мегавпадины в ее центральной ча

асти)																													
ьный состав	Карб	бонатн	ость		Т	ерриге	нное в	еществ	80			E	Биофил	ьные э	лемент	Ъ		Кис	лороді	ный рех	ким	Сульф	идность			Cumura	Current	Ф	EC
	- I , ,						_	_								Nj/						- ,		Fe/ Ca+Mα+∆I	Сумма полиме	сумма биофи	сумма биофи		
	(Ca+Mɑ) (Al+Si)	/ Sr/Ca	Mn/Ca	Mg/Al	(Al+K)/ (Ca+Mg+Si)	Ti/Zr	Ba/Ca	Ba/Al	K/AI	Rb/K	Si/Al	P/AI	Zn/Al	Cu/Al	Ni/Al	(Si+Ca+Mg)	S/ (Rb+Zr)	Mo/Al	Mo/ (Mn+Mo)	V/AI	Mn/Al		Ni/S		таллов	льных макроэл.	льных микроэл.	Кпр	Кпо_ж
ττ Γτο																						ы В С						—• —	
Пир Апа Sopi Bapi MnC	0 1		0 0.05	0 5	0 0.53	9 40	0 1	0 0.09	0 0.46		0 10	0 0.1	0 0.05				3 870	0 0.01	0 1	0 0.05	0 0.1		0.001 0.01	0.01 2	0 0.4	2 40	0 0.4		0 15
100																													
																						-							
																						-							
																						-							
																						-							
]							
																						-							
																						-							
r																						-							
																						1							
																						-							
																							L]		
					7										5	6		5							ĥ				
					<u> </u>	5							 ,					<u></u>]					,,			
													<u> </u>							_			5 7		<u> </u>				
																	<u> </u>										ſ		
																		۲ <u>ــــــــــــــــــــــــــــــــــــ</u>					-						
																		_				, j							
						5															9	1							
		 			5						2		15				ا					15			5				
			1																1										•
			1		L									 					ι.			3						-	-
																			۲ <u>۲</u>			17							
	<u> </u>						•								-			_						<u> </u>					
							P															5		<u>}</u>					
					5													C				2							
*****		- 			۲ <u>ــــــــــــــــــــــــــــــــــــ</u>											F	<mark></mark>						5		F				
***		<u></u>																2	_			l	js –	<u> </u>	 -	2		•	•
											- <u>-</u>											ζ	<u>}</u>	<u>ر</u>		~			
Y WELL	I <u> </u>											_				5					·	1 2							-•
					5									-									,					•	•
*5			-						5										r							S			
<u></u>						7									ر			L								Ξ			
* <u>*****</u>														E								- C	2						
												-							<u> </u>					<u> </u>	; 				
							•		-													E E	2						
*					7				7														5						
*=====	L										- <u>-</u>			F		5	<u> </u>		-				5	5		<u>د</u>	-		
*****															Ľ		2		_			5	2	£		٤			
			-			5							∎				ک							5	F				
******					5				<u>}</u>							F	┝—┤						2	<u> </u>		<u>}</u>			
**						2			{		ι ({				2				(
* *					, ²														1							4			
																			Г Г				5		ji				
**************************************					5									_		<u> </u>								_	2				
	L																L												
																		-								_ _ I	I		
×======																		ļ											
*		Ľ															5	{											
										5			l					[5	2	5	6	5			
* <u>*</u>																	ξ ξ	[-				2						
*		_															[]	- 							<u> </u>				
	I				Ľ.,								L												L				
******						┍╼╼			ξ					Ł			<mark>/ </mark>							-					
					5								þ	[F -	└ <u>└</u>]	.		<u> </u>			<u> </u>	F				
<u></u>]	P					5			2		
													ß	•								E S							
													þ				 							<u> </u>	b				
					5				5							c and a second]			2	L C				2	2		
]					5	5						F		ι [1						5					
W terrend														–			∎ 		M		•			-			•		
·																						-							
																						-							
																				1									

Приложение 1.6. Планшет по скважине Средне-Назымская 1102

Скв. Средне-Назымская 1102 (Елизаровский прогиб Фроловской мегавпадины)

затость		Петрогенные оксиды	Минеральный состав	Ka (Ca+Mg)/	рбона	ТНОСТЬ	K+AI/ Si+CorMa 7-/A	7=10:	Терриге		ещество	Ti/Zr	Ra/AI	Ba/Ca	Биофил	ІЬНЫ Є ЭЛЄ Ni/Fe	менты	Кис	породный	режим	Сульфи	дность Ni/S	Железист Fe/ Ti/	ость Fe/	Sr/ (Ba+Sr)	Пироли ТОС	3 (HAW	VK) ax
рещинов	Фоссилии	001 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	Кальцит Кальцит Доломит Алюмосиликаты Пирит Апатит Железо оксидное Сера избыгочная Барит	(AI+SI) 0 0.7 0) 0.1 (0.2 6.2 0 0.2	0.1 0.6	-	0.15 0.4 0.5	5 1 0	1.2 KD/K	0 45	Dd/Ai	0 1.7 2 10			0 0.1 0 8	(r) WO		0 0 0.01	е s	0 0.01	0.1 1.5 0.010.02	0.98 1	0.05 0.3	0 20	440	450
<u> </u>		-	0 100																									
		-																										
			**** *					_								-								-				
www.	entitien K										Ę				,					Ē								•
M. Winder	ettite ettite		* * * * * * * * * * * * * * * * * *						2						-			F										
~~~															-													
my						•								_	-			Ē				2						
L M			**************************************																									
					] ] 						-							Ŀ				2						
A Man a			* * * * * * * * * * * * * * * * * *			-									-													<b>5</b> 0
			* * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * *																									
			**************************************															E					5					•
3			* * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * * *																									
			**************************************								- 2									F								 ,∎ ₽
			**** <u>****</u> ****************************																									
			* * * * <del>* * *</del> * * * * <del>* * *</del> * * * * * <u>*</u> * * * * * <u>* *</u> * * * * * *											E	Ξ													
7			**************************************											ĒĒ								2						
			<u>ж.ж.</u> ж <u></u> <u>н</u>																1 1									
7						,								-											r			
										- 7																		
																			2	E								
																				L								
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~						┍╴┫						E																
Innum								5				ŀ																
	4		⋇∊⋇∊⋊ <u></u> ⋣⋳⋳⋳⋳⋳⋳⋳ _┲ ⋇ _┲ ⋇ _┲ ⋇ _┲																									

Приложение 1.7. Планшет по скважине Центральная 1

	Ð	ви <mark>У</mark>	o o	고 윤		Петрогенные элемен	ты Минеральный сос	ав Карбо	онатность		Te	ерриген	ное вещес	тво			Биофи	ільне эле	менты		Кис	лородн	ый реж	ким	Сульфи	дность	Fe/	Sr/	P	Пир	олиз (Rock
Пачк	Φοτο λ	Литолог по керн	Текстур	Трещи новатос	Фоссилии	о СаО МgO Al203 К20 Т102 S Fe	о МпО Кремнезем биогеннь Кальцит Доломит Алюмосиликаты Пирит Алатит Железо оксидное Сера избыточная	(Ca+Mg)/ (Al+Si) 	Sr/Ca Mn/	Ca Mg/Al	(AI+K)/ (Ca+Mg+Si)	Ti/Zr E 9 45 0	Ba/Ca Ba/A	K/AI	Rb/K	Si/Al P 2 10 0	0.1 Zn/Al	Cu/Al	Ni/AI Si+C	S/ a+Mg (Rb+Z 3 870	r) Mo/Al	Mo/ (Mn+Mo) 0 1	V/AI	Mn/Al	υμ	Ni/S	0 1.5	0.06 1	Образг	TOC S1 	S2 Tmax
																									-				-		
																									-				-		
F3																									-				-		
																									-				-		
F2		×—×—			Ţ										2									7 7					173 172 171 171 170 169 168		
6b F1		×	× × 9 <i>P P</i>															ŀ											167 166 165 164 163 162		
6a		×												F															161 160 159 158 157 156		
50														Į	F														, 155 , 154 , 153 , 152 , 151 , 151 , 150		
5a														E															149 148 147 146 145		
4a 4b				***																						S S S S S S S S S S S S S S S S S S S			143 142 141 140 139 138		
ო		**** **** **** **** **** **** **** **** ****	* * * * * *																					-					137 136 135 134 133 132		
2b		<u>*-</u> *-> *-*-> *-*-*-> *-*-*-> *-*-*-> *-*-*-> <u>*-*-</u> >	* * * *																					-					131 130 129 128 127 1266		
		- * - * * - * - * - * - * * - * - *	- ** * * *																										126a 125 109 108 107 106		
2a		* * * * * * * * * * *								•																			105 124 123 104 122 103		
		K=x=x= x																								and the second			121 102 120a 101 100 119		
A0 1		K=#=# ** * * * * = * = * * = * = * * = * = * * = * * = * * * = * *																											98 98 118 97 96 117 116		
бонатная							*****												-				_			,			95		
кар																															
глинистая																															
					000		**** **** 7 ****				(•]								78 77 76 75		
F																															
вро-глиниста																															
але																															
																										4			57 56 55 54		
XOMOB.																									- <u>}</u>	~			53 52 51 50 49 48		
Па.																									-				47 46 45 44 43 42		
						-1								_															41 40		

Приложение 1.8. Планшет по скважине Апрельская 16

	Петрогенные элементы	Минеральный состав	Карбонатн	ОСТЬ		Tej	рригеннс	ре веще	СТВО				Биофи	1льные эле	иенты		Кисл	ородный ре	жим Су	/льфид	дность	Жел	езистос	ль с	šr/
апии		a g	(Ca+Mg)/ (Al+Si) Sr/Ca Mg	/Ca Mn/Ca K+Al/ Si+Ca+Ma	Zr/Al	Zr/Si K//	Al Rb/Zr	Rb/Sr	Rb/ (K+Rb)	Ti/Zr Ba/A	Ba/Ca	Si/Al	P/AI	Ni/Fe Ni/ Si+Ca+Mg	V/AI	S/ Rb+Zr)	Мо	Mo/ Mo/Al (Mo+Mn)	Mn/Al		Ni/Si	Fe/ (Ca+Mg+Al)	Ti/ Si+Ca+Mg) (Fe/ Mn+Fe)	+Sr)
	SiO2 CaO MgO AI2O K2O K2O S Fe Fe	Кремнезем Кальцит Доломит Алюмосили Пирит Гврит Барит МлСОЗ						_			0 17			0 0.05					Q	S	0 0.05	0.1 1.5		0.02	0.27
	0 100	0 100	⁰ ¹ 0 0.1 0	6.2 0 0.1 0 0.4		0.05	0.3 0.5 1	1 0 1.2	0 0.04	0 0.6	0 1.7	2 20	0 0.2	0 0.05	0 0.1	20 700		0.6 1	0 0.1		0 0.05	0.1 1.5			
																				_					
																				_					
																				_					
		ж [°] ж [°] ж 🚎 🚝 🥣 🗆			2													,)					
											2			E.									F		
		**************************************						,		F	5					~	F					2			
		*****														F				<u>}</u>					2
		* * * * * * * * *																							
		**************************************										<u> </u>				2									
\${													P P								<u>></u>				<u>'</u>
		***										<u> </u>													
					<u>-</u>			E							, 					<u>}</u> {		<u>-</u>	E		
					<u>-</u>								-				• (Ę	-	F I		
20				2										F 2			-					_	E		
e e e e e e e e e e e e e e e e e e e		**************************************											•						1						
		* * * * * * * * * * * * * * * * * * *]					<u> </u>					
]															L			
				<u>}</u>											ج ج{	- b	_								
		[™] ₩													Z						5				
		^ * * * * * * * * * * * * * * * * * *													5		ξ				Ļ				
\$5 •••		* * * * * * * * * * * * <u>* * * * * * * * * * * * * * </u>											P	E											
		* * * * * * * * * * * * * *																							
		* * * * * * * *		, 5			5 5	5			ξ						L.			,	Ţ	Ę			
								-												5					

		[™] ★		}								Ĺ				• •				2					
		^_ *^**********************************													2										
¥		* *		<u> </u>													p		ح ر			╞╼═┥			
		* * * * * * * * * * * * *		<u> </u>																					
89		⋇ [™] ⋇ [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™] Ж [™]																			F I	-			
00000		* * * * * * * * * * * * *																			(2			
		**************************************																	۹						
											<u> </u>				۔ در ا										
			<u>}</u>	<u>}</u>						<u>}</u>	5	<u> </u>							P						
<u>م</u>		* <u>***</u> ********************************										} 									-	[]		<u> </u>	
		* * * * * <mark>* *</mark> * * * * * * *		<u> </u>		- ²	┥╤							T F		F	2			2-	5	<u> </u>	F		
		* * * * * * * * * * * * * * * * * * *		<u> </u>															۲. ۱		ξ	<u> </u>			
		⋎ ⋰⋎⋰⋎⋰⋎⋎ ⋛⋽⋽⋽											F		F								Ē		
		<mark>⋇຺⋇຺⋇຺⋇຺⋇</mark>)			
		[★] ★★★★★★ ★★★★★★★ ★		<u> </u>		2	5 5					}		E	<u>{</u>					<u> </u>	<u>}_</u>	Ł	6		
		**************************************									5														
		**************************************				ς]				_			F											
		*****									<u> </u>										5				
K										-		[[
			╺╸┟╷╴┠╴	┟╴ <mark>┣╍╍</mark> ┝╺┝╴		Ę									<mark>/</mark>								F t−+ ^F		
		* * * * * 										<u> </u>													
—		******																				7 1			
addites										5															
-		* [*] ***						5		<u> </u>			P						5	[P	<u> </u>			
		**** ****																		Ĺ					
			<u>[</u>								[
		**************************************	\ \																			F			
				· F											,	<mark>5</mark>				<u></u>					
																				_			—		
																							—		
		I									1			[

Приложение 1.9. Планшет по скважине Приобская 49хх6

	СТЬ		Петрогенные элементы	Минеральный состав	Карбонатность		Терриге	нное в	ещест	во			Би	офиль	ьные э	лемен	ты		Кисл	тородн	ный ре	жим	Сульфи	ідності	5	•
	овато	Макрофоссилии	02	и 0 и 0 и 0 и 0 и 0 и 0 и 0 и 0 и 0 и 0	(Ca+Mg)/ (Al+Si) Sr/Ca Mn/Ca	Mg/Al	(Al+K)/ (Ca+Mg+Si)	Ba/Ca	Ba/Al	K/AI	Rb/K	Si/Al	P/AI	Zn/Al	Cu/Al	Ni/Al	Ni/ Si+Ca+Mg)	S/ (Rb+Zr)	Mo/Al	Mo/ (Mn+Mo)	V/AI	Mn/Al		Ni/S	Fe/ Ca+Mg+Al	Sr/ (Ba+Sr)
	оните	макрофоссилии	SiO2 CaO MgO Al2O3 K2O+T K2O+T K2O+T F2O5 Fe	емнезен льцит ломит номоси нрит атит элезо он																			s Fe		-	
	Tpe		0 100	호 또 한 한 환 ※ 0 100	0.02 1		9 26	0 0.6	0 0.1			2 10	0 0.05	0 0.03	0 0.01			3 870		0 1	0 0.1			0.001 0.0	0 0.9	0.1 0.4
-				****		 	, i i					 		<u> </u>	[]]					}		
}	- Marine			* * F==================================								ļ [·]								[<u> </u>		5
										-		l l l l l l l l l l l l l l l l l l l			-	Γ Γ		<u> </u>								[
											_} 7			2				<u></u>					r r			
												 											ſ			
												f						5		Ľ				5		
, -				к ^т ж <mark>на</mark>							5															
-																										
} -	~_ _																									
				* * * <u>* * * * * * * * * * * * * * * * </u>																						
-																										
																			. 🖂							

-				ĸ [,]		-																				
-						<u> </u>										[[[Ĺ		
				******		-		┍											. [<u> </u>
-					·													[
-				* * * * <u>* * * * * * * * * * * * * * * </u>				F																		
-																	L C	7					ľ	Ę		
~]									<u> </u>								-	5		
				[▶] ★ [★] ★																						
				ĸĸĸĸĸĸĸĸ ĸŢĸŢĸŢĸŢĸŢĸŢ							\vdash															
		· U		к ^т ж ^т ж ^т ж ^т ж ^т ттт ж ж ж ж ж с к ж ж ж ж			-				\vdash															
	⊥ →																									
				* * * * * * * *																						
				[*] ***********************************																						
€ ~								ſ																		
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~																<u>r</u>		<mark>,                                    </mark>								
																		<u> </u>					ļ			
						l					5							]					ſ	5		
				ĸ_*_*_*_* <u>*</u> ĸ_*_*_*_ <u>*_</u>																						
	_																						_			
																					ļ					
																					ļ				_	

### Приложение 1.10. Планшет по скважине Имилорская 401

![](_page_214_Figure_1.jpeg)

Скв. Имилорская 401 (Северный склон Сургутского свода)

		Петрогенные элементы	Минеральный состав	K	Сарбонатнос	ТЬ			Т	Герри	генно	е веще	ество					Биоф	ильнь	ые элеі	иенты		Кис	породн	ый реж	ким	Сульфи	идность	Железис	тость	Rock_	Eval
	азцы		огенный Ная	(Ca+Mg) (Al+Si)	Sr/Ca Mg/Ca	Mn/Ca	(K+A Si+Ca+	)/ Mg Zr/Al	Zr/Si ł	K/AI	Rb/Zr	Rb/Sr	Rb/ (K+Rb)	Ti/Zr	Ba/Ca	Ba/Al	Si/Al	P/AI	Ni/Fe	Ni/ (Si+Ca+Mg	V/AI	S/ (Rb+Zr)	Мо	Mo/Al	Mo/Mn	Mn/Al		Ni/ (S+Ni)	Fe/ Ca+Mg+Al	Ti/ i+Ca+Mg)	тос	Tmax
	O6p		Кремнезем би Кальцит Доломит Алюмосилика Алатит Железо оксид Железо оксид Барит МлСОЗ	0 1	0 0.2 0 0.5	0 0.2 0	12 0 0	0.6	0.1	150.35	0.4 1	0 0.6	0 0.01	15 38	0 1	0 0.1	0 18	0 0.2	0 0.02		0 0.05	50 850	0 0.08	0 0.02	0 3	0 0.01	S Fe	0 0.01	0 1.2			 300 500
			0 100																													
																															-[	
	• <b>(N-401-43</b>																															
	• (1.401-42		<mark>≭∷≭∷</mark> ≵				Ę																				<b>ر</b> ا					
	• (N-401-410 • (N-401-41		**** *** ***			F		<mark>}</mark>	<u>}</u>	ł	2	( 	<u>{</u>					-				<b>-</b>				Ē	 }		<u>{</u>		_	
	N-401-39 N-401-38		* * * ***			<b>-</b>		<u>}</u> [—	. <u>}</u>									Į						5								
	• (N-401-376 • (N-401-37		**************************************	F																	-		Ē									
	8 (N-401-36 • N-401-35 • N-401-34		* <u>*</u> **********************************																F													
	и-401-32 И-401-32 И-401-31		* * * *				7			ł	[			5	5	_		F	F	£	2		5						5			
	• (N-401-30		* * * * * * * * * * * * * * * * * * *				_ {	- 2-		<b>7</b>	<u>}</u>	<u>-</u>		7				Ę	i –	F			<b>F</b> -	5		<b>-</b>				-		
	• N-401-29 • N-401-28		**************************************														Ē.	▐	Ŀ	<u> </u>			È			_	Į					•
	<ul> <li>И-401-27в</li> <li>И-401-27б</li> <li>И-401-27</li> </ul>		* * <del>* * * * * * * * *</del>																F									Ę.				
	N-401-26 N-401-255 N-401-25		* * * * <u>*</u> * * * * <del>* *</del> * * * * <del>* * * *</del>												-				Ę_													
	• <u>1-401-24</u> <u>1-401-23</u> • <u>1-401-22</u> • <u>1-401-21</u>		*^*^******** * * * * * * * * * * * * *																				r L					• • •		-		
	<ul> <li>✓ И-401-20</li> <li>✓ ✓ И-401-19</li> </ul>		* * * * * * * *				_ <u>`</u>			5								-				5	5		_							
			* * * * * * ******** ******				<u>}</u>							7				e F	<b>F</b>			<u>}</u>	<u>}</u>									
	• (И-401-18 • (И-401-17		*^*^****** ***************************				ے ا	Ľ.						2														-2				
	<ul> <li>И-401-16</li> <li>И-401-155</li> <li>И-401-15</li> </ul>		* * * * * *				_ <u>{</u>													-			[						ζ			
	• N-401-14 • N-401-13		[™] * [™] * [™] * [™] * [™] * * * * * <del>* * *</del> * * * * * * *																Ĺ			<u>/</u>										
	• (H-401-12r • (H-401-12 <del>B</del>		*^*^***** ******** *****				_ <u>}</u>				5		}	ζ				F	F								ł					
	• (N-401-126 • (N-401-12		*_*_*_*_*_ <del></del> *****						7								5		Ē							_					•	
	• (N-401-11		* * * * * * * * * * * * * * * * * * * *											7					ŀ			с										
	• (N-401-106 • (N-401-10 • (N-401-9		* ^{**} * ^{**} * ^{**} ***********************				<u></u>	<u>}_</u>			4			Ę			ŀ-	•	<b>}</b>	5		<u>-</u>	1	5						_		
	и-401-8 И-401-7 И-401-66		* * * *								ج ر	 															ſ					
	• (N-401-6 • (N-401-56 • (N-401-5		★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★ ★															•					<b>þ</b>	   								•
	• (N-401-4																															
• (H-401-3)         • (H-401-3)	• < /N-401-3																															

### Приложение 1.11. Планшет по скважине Марталлеровская 42

![](_page_215_Figure_1.jpeg)

#### Скв. Марталлеровская 42 (северный склон Нижневартовского свода)

DOCCUMPUL         DOCCUMPUL         OUCCUMPUL         OUCUMPUL         OUCUMPUL <th< th=""><th>Al Mn/Al Mn/Al パック</th><th>Ni/S         Fe/ Ca+Mg+Al         Sr/ (Ba+Sr)         TOC         S1         S2         Tmax         HI           0.001         0.01         0         1.5         0.03         1         0         15         0         10         0         90         428         437         300         700</th></th<>	Al Mn/Al Mn/Al パック	Ni/S         Fe/ Ca+Mg+Al         Sr/ (Ba+Sr)         TOC         S1         S2         Tmax         HI           0.001         0.01         0         1.5         0.03         1         0         15         0         10         0         90         428         437         300         700
μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ     μ </th <th></th> <th></th>		
# Приложение 1.12. Планшет по скважине Урьевская 7761



	Петрогенные оксиды	Минеральный состав		Карбон	атнос	ть		Т	ерриге	енное в	еществ	0			Б	иофили	ьные эл	тементы	Ы		Кис	лород	цный ре	жим	Сульфі	идность		C.r/			Пирс	олиз (F	Rock Eval)		
	sio2 CaO MgO Al2O3 K2O TiO2 S S Fe P2O5 MnO	м биогенный ликаты ксидное ыточная	(Ca+N (Al+s	^{//g)/} Sr	/Ca	Mn/Ca	Mg/Al	(Al+K)/ (Ca+Mg+Si	) Ti/Zr	Ba/Ca	Ba/Al	K/AI	Rb/K	Si/Al	P/AI	Zn/Al	Cu/Al	Ni/Al _į	Ni/ Si+Ca+Mgj	S/ (Rb+Zr)	Mo/Al	Mo/ (Mn+Mo	o) V/AI	Mn/Al		Ni/S	(Ca+Mg+Al	) (Ba+Sr)	бразцы	S1, мг УВ/г пор.	S2, мг УВ/г пор.	ТОС, % масс	Гmax, Oc НI, мг УВ/г Сор	s1/TOC	;
	0 100	о Кремнезе Кальцит Доломит Алюмоси, Алагит Апатит Железо о Сера избо Барит 0 МлСОЗ	0	0.5		0 0.05	0 0.5	0.070.25	9 40	0 0.9	0 0.08	0.18 0.3		2 14	0 0.1	0.010.05				3 870		0 1	0 0.05		шо	0.001 0.01	0 1.2	0.1 1	ŏ	1 8	0 200	0 20	300 500 100 700	) 0 200	)
																									_				-						
																									_				-						
																									_				-						
																									-				-						_
																									_				-						
																									-				-						_
																									-				-						
																									-				-						
			<u>I</u>			_		3				2			þ					Ş		Ċ	L.	-			5		• < 1		_	<del></del> +		<u>,</u>	
		* * * * * * * * * * * * * * * * *			}			5									Ę									1	Ę		• 2 • 3 • 4						_
		** <u>***</u> *******************************																											• 5						_
))		*^*^**** * * * * * * * * * *		C		_						3							2							2		-	• 7 • 8 • 9						
		^*************************************																										-	10 11 12						
		*``*``*``*``# * * * * * * * * * * * * * * * *													Ø				<u> </u>							}		_	13 14 15			X			
								L																					16 17 18						_
- All Andrews		* * * * * * * * * <del>* * *</del> * * * * * * * * *			3															Ę								-	• 19 • 20 • 21			≤		÷F	
		*^*^***** * * * * * * * * * * * * * * *			]													ſ ſ \		<u>}</u>						2	Ę		22 23 24						
		* * * * * * * * * * * * * * * * * *				•						Ę						<u>ک</u>	È	<u>}</u>						2			25 26 27			$\mathbf{Z}$			
		* * * * * <del>*</del> * * * * * * * * * * * * * * * * *				<b>b</b>				<b>P</b>		Ę							Ę							F			28 29 30						
					]														5	<u>{</u>					Ş		5		31 32 33				77		=
		* <u>*</u> * <u>*</u> *																											34 35						_
																									_				-						_
																									_				-						_
																									_										_

# Приложение 1.13. Планшет по скважине Южно-Шингинская 3



	Петрогенные элементы	Миноральный состав	Карбонатность		Терригенное вещество			Биофильные элементы				Кислородный режим Сульфидность				иность Железистость					Пи	Пиролиз (Rock Eval)								
			(Ca+Mg)/ Sr/Co		K+AI/	7=/1			Dh/Sr	r Ph/K	Ti/7r			Ni/	V/AL	S/	Mo Mo	мо	Mp//		Ni/S	Fe/ Ti/	Fe/	Sr/ (Ba+Sr)	) AI	зцы	тос	S1 S2	Tmax	 к НІ
Фоссилии	SiO2 CaO MgO Al203 K20 TiO2 S S P205 Fe	ило ит солликаты о оксидное забыточная	(Al+Si)		Si+Ca+Mg						· · · · ∠ ·			Si+Ca+Mg	V/AI	(Rb+Zr)		(Mo+N	/In) //////	 		Ca+Mg+Al]Si+Ca+I	Mg)(Mn+Fe	e)		Обра;	_ <b>•</b> _   _	••	_  •_	-
	0 1	о Кремне Кальцу Аллыцу Аллыцу Алломо Алломо Алломо Келеза Келеза ММССО Сера и ММССО	0 0.2 0 0.1	0 0.5 0	0.04 0.02 0.3		0.2 0.3	0.5 0.7	0 0.4	.4	20 35	2 10 0	0.1 0 0.01	2 (	0 0.03	20 400	0 0.05 0	0.01 0	1 0 0.	02	0 0.007	0.1 0.7	0.99	0.02 1	3.5 7	0	0 18 0	7 0 7	20 420 44	) 400 700
	_																													
	-																													
	-																						_							
	_																													
	-																						_							
	_																									-				
																							_							
	_																													
	-																						_							
	-																									-				
	-																													
	-																									-				
	-																													
												_								_				1		•				
		****																												
											r								_					_				•	-	•
					- 5		┍╴┍╸			-														_						•
		*^*^****** ******** @*_*_*_*_*			╸╴									E		5		]			Ľ								•	
		**************************************			<b>-</b> { {				- E		ſ					5		]			5							: =	•	
					<u>۲</u>		E														2								•	
																													•	,
					<u>}</u>						Ę		_			5														
					}					pl P			_				┍╼╸╴╒				- -		_							
					}								-6					1		_			_							<u>&gt;</u>
																<u>_</u>					1									
		* * * * * * <u>*</u>   * * * * * *		-				<b> </b>								<u>_</u>														
																										•	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •		•	•
	-																													
	-																													
	-																			_										
																				_										
																			_											

# Приложение 1.14. Планшет по скважине Белоярская (Каргасокская) 42



Скв. Белоярская (Каргасокская) 42 (Парабельский мегавал)

	Петрогенные элементы	Миеральный состав	Карбонатно	ть			Терригенн	ое вещест	ГВО			E	Биофі	ильнь	е элеме	НТЫ	Кис	слород	ный режим	Сульф	идность	Же	элезисто	ость	Sr/ Пи	ролиз (Н.	AWK)
Текстура Фоссилии	MnO 55 8102 MnO 50 3100 MnO 50 310 MnO 50 MNO	, кремнезем биогенный Кальцит Доломит Алюмосиликаты Пирит Апатит Железо оксидное Сера избыточная Барит МлСОЗ	(Ca+Mg)/ (Al+Si) Sr/Ca Mg/C	Mn/Ca _{Si} .	<b>K+AI/</b> i+Ca+Mg 0.1 0.45	Zr/Al Zr/Si	K/AI Rb/Zr	Rb/Sr R 	20 35	<b>Ba/Al</b>	<b>Ba/Ca</b>	<b>Si/Al</b> 2 8 0	<b>P/AI</b>	Ni/Fe	Ni/ (Si+Ca+Mg) 0	V/AI S/ (Rb+Zr 0.02 20 25	) Mo	<b>Mo/Al</b>	Mo/ (Mo+Mn) 0 1 0 0.0 ⁴	- ἕ σ 1 0 100	Ni/S	Fe/ Ca+Mg+	<b>Ti/</b> Al[Si+Ca+Mg] 1 0.01 0.03	Fe/ (Mn+Fe)	(Ba+Sr) T	OC T Nt% Mat	iturity, °C
										Ba/AI 0.020.07 0.020.07 0.020.07 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000	Ba/Ca 0 1 0 1 0 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1													Fe/         0.99       1         0.99       1         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0       0         0			Imax         Lurity, °C         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440         440

# Приложение 1.15. Планшет по скважине Южно-Майская 413



	500 900

## Приложение 1.16 Условные обозначения к геолого-геофизическим планшетам

Литолог	RN
	Песчаники
	Песчаники с тонкими прослоями аргиллитов
	Песчаники с тонкими прослоями алевролитов
	Песчаники с глинистыми интракластами
	Песчаники с тонкими прослоями аргиллитов для малом
	Алевролиты песчанистые
	Алевролиты с глауконитом
	Алевролиты глинистые
	Алевролиты
	Алевролиты с прослоями песчаников
	Алевролиты с тонкими прослоями аргиллитов
	Алевролиты глинистые
	Аргиллиты
	Аргиллиты алевритистые
	Аргиллиты с прослоями алевролита
	Аргиллиты углистые
	Угли
	Переслаивание песчаников и алевролитов
	Переслаивание алевролитов, песчаников и аргиллитов
	Переслаивание аргиллитов и алевролитов
	Переслаивание аргиллитов и алевролитов с тонкими п
	Переслаивание аргиллитов и песчаников
	Переслаивание песчаников и алевролитов для маломо
	Переслаивание аргиллитов и песчаников для маломоц
·	Глины алевритистые
·	Глины алевритистые карбонатизированные
_1_1_2_1 2_2_1_2_1 2_2_1_2_3	Глины алевритистые с глауконитом
	Глины алевритовые малокремнистые биотурбитовые
	Глины малокремнистые биотурбитовые
	Глины с глауконитом (до 25%)
	Глины глауконитовые (более 25%) до глауконититов
	Глины карбонатные
	Известняки
	Доломиты
×—×—×- 	Глины высококремнистые аргиллитоподобные с пирито
$\frac{x_{\overline{j}} \times \overline{j} \times \overline$	Глины высококремнистые аргиллитоподобные с пирито
Текстур	ы
	Неясно горизонтально-слоистая
	Очень тонко горизонтально-слоистая (<1 мм)
	Тонко горизонтально-слоистая (1-3 мм)
	Средне горизонтально-слоистая (3-10 мм)
	Толсто горизонтально-слоистая (10-30 мм)
	Очень толсто горизонтально-слоистая (>30 мм)
	Неясно горизонтально-слоистая

1
Очень тонко горизонтально-слоистая (<1
Тонко горизонтально-слоистая (1-3 мм)
Средне горизонтально-слоистая (3-10 мм
 Толсто горизонтально-слоистая (10-30 м
Очень толсто горизонтально-слоистая (>
Неясно горизонтально-слоистая
Тонко горизонтально-слоистая (1-3 мм)
Массивная
Биотурбитовая
Текстура ряби

### Фоссилии

	Единичные кости рыб
No.	Кости рыб до10 фрагментов на плоскость
	Остатки рыб многочисленные (более 10 ф
	Редкие чешуи рыб
	Чешуя рыб в большом количестве
$\sim$	Onychites T1 единичные
	Onychites T1 умеренно (2-3 фрагм.)
Z	Onychites T2 единичные
25	Onychites T2 много (более 3 фрагм.)
C	Onychites T3
S.	Onychites T1+2 (2-3 фрагм.)
S.S	Onychites T1+2 (3-5 фрагм.)

### 221

Условные	обозначения

	*-*-*- -*-*-*	Силициты малоглинистые углеродистые с глауконитом (более 5%)
тов	*-*-*- -*-*-*	Силициты малоглинистые углеродистые
ИТОВ	***** ****** *****	Силициты глинистые углеродистые алевритистые
	K- <u>₩-</u> ₩-₩-> -₩- <u>\$\$</u> ¥\$>₩ K- <u>₩-</u> ₩-₩->	Силициты малоглинистые углеродистые с линзами радиоляритов
тов для маломощных слоев		Силициты малоглинистые с двустворками и карбонатным шламом
		Силициты глинистые алевритистые с двустворками и карбонатным шламом
	ж ж 	Переслаивание (тонкое) силицитов глинистых и радиоляритов
	* * -*-* * *	Переслаивание (тонкое) силицитов глинистых и радиоляритов доломитизированных
	ж <u>ж</u> 	Переслаивание (тонкое) силицитов глинистых карбонатизированных и радиоляритов
		Переслаивание силицитов глинистых с радиоляритами с преобладанием радиолярит
итов	<u>k-*-*-</u> *-	Переслаивание силицитов с радиоляритами с преобладанием силицитов
	<u>*-*-*-*</u> -	Силициты глинистые с тонкими прослоями радиоляритов
	* * * *	Радиоляриты массивные кремнистые, слабокарбонатистые (до 15%)
	*    *    *    *	Радиоляриты вторично доломитизированные (15-50%)
	* * * * *	Известняки вторичные по радиоляритам
	*-*-*- -*-*-*	Силициты глинистые высокоуглеродистые
	*-*-*- -*-*-*	Силициты глинистые высокоуглеродистые карбонатистые
DB		Силициты глинистые высокоуглеродистые с двустворками
з и аргиллитов		Силициты глинистые малокарбонатные углеродистые с двустворками
DB		Силициты глинистые с двустворками и нодулями карбонатов
ов с тонкими прослоями песчаников	**************************************	Силициты глинистые с нодулями карбонатов
	-	Силициты глинисто-карбонатные кокколитофоридовые
ов для маломощных слоев		Силициты глинисто-карбонатные кокколитофоридовые с нодулями карбонатов
з для маломощных слоев		Силициты глинисто-карбонатные кокколитофоридовые послойно пиритизированные
	┙╗╕╼╵╾╵╾ ╾╵┈╵╾╵╾╵╌ ╵╾╵╾╵╾╵╾	Силициты глинисто-карбонатные пиритизированные с нодулями карбонатов
ые	*	Силициты глинистые углеродистые бескарбонатные послойно пиритизированные
		Глины темные аргиллитоподобные кремнистые битуминозные
отурбитовые		Туфы и туффиты
		Скопления ихтиодетрита
		Биотурбитовые глауконитовые породы с пиритом и конкрециями
уконититов		

### обные с пиритом

обные с пиритом и глауконитом (более 5%)

Горизонтально-линзовидно-слоистая
Биотурбитовая
Массивная
Градационная нормальная
Деформационная
Горизонтально-линзовидно-слоистая
Линзовидно-волнисто-слоистая
Волнистослоистая
Деформационная
Комковатая





- Спусніtes T1+2 более 5 фрагм. Brachiopoda Lingularia единичные Brachiopoda Lingularia умеренно (2-3 фрагм.) Brachiopoda Discinisca единичные Ammonitida 1 фрагмент Ammonitida 2 фрагмента Ammonitida 3 фрагмента и более 👝 Belemnitida 1 фрагмент 📚 Belemnitida 2 фрагмента Bivalvia Buchia единичные 🖗 Bivalvia Buchia 2-3 фрагмента
- Bivalvia Buchia более 3 фрагм.



Bivalvia Inoceramus единичные **Вivalvia Inoceramus 2-3 фрагмента** Bivalvia Inoceramus более 3 фрагм. Bivalvia Aequipecten единичные 
 Image: Bivalvia Aequipecten 2-3 фрагмента
 Bivalvia другие единичные Bivalvia другие 2-3 фрагмента Детрит двустворок Детрит нектонной фауны Кости рептилий И Остатки наземных растений

оляритов кремнистых

адиоляритов

TOB ованные

Отчетливость текстуры Животная биотурбация

ය 🕫 🖙 🛛 Каверны

Растительная биотурбация

Маров и подушек

— Горизонтальная слоистость ____ Тонко-линзовидная слоистость Включения

Известковые конкреции

Э Известковые линзы

— — Пиритовые микролинзы (до 0,1x0,5 см)

— Пиритовые линзы мелкие (до 1 см)

Пиритовые линзы средние (1-2 см)

Пиритовые линзы крупные (более 2 см)

Пиритовые конкреции облаковидные мелкие

Ниритовые конкреции облаковидные крупные

Септария 🐵 Септария малая

**Р** Фосфатные конкреции

Сидеритовые конкреции

— — Глауконит - линзы и скопления

Фосфатные линзы (0.5-2 см)

*∳^{it}* Битум • Нефтепроявления

Пиритовые линзовидные мелкие (до 1 см)

∠ Доломитизация

Келезистые оолиты

Рассеянный пирит

### Трещиноватость

~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	Послойные трещины техногенные
mm	Субвертикальные, техногенные
A A	Наклонные под 75 град, техногенные
rener	Наклонные под 45 град, техногенные
~~~~~~	Наклонные под 30 град, техногенные
1	Зеркала скольжения под углом 30 град
New Y	Субвертикальные залеченные кальцитом
harad.	Субвертикальные частично залеченные кальцитом
	Субвертикальные открытые
*	Наклонные под 75 град залеченные кальцитом
***	Наклонные под 75 град залеченные кальцитом с битумом
year's	Наклонные под 45 град залеченные
A RANK .	Наклонные под 45 град залеченные кальцитом
Vare year	Наклонные под 45 град частично залеченные кальцитом
Ale alter	Наклонные под 30 град залеченные кальцитом
John Stranger	Наклонные под 30 град открытые
•	Послойные залеченные кальцитом
•••	Послойные залеченные кальцитом с битумом
Alexand .	Послойные частично залеченные кальцитом

Послойные открытые

# Биотурбация

Chondrites

 Pilichnus мелкие ходы

 Pilichnus

- Любые неидентифицируемые ходы, выполненные пиритизацией

🗧 🗧 Биотурбация животными неопред.



#### Приложение 2.

Таблица с результатами биостратиграфических исследований по скважинам

No		Глубина	а отбора, м	Стратиграфическа	я привязка		
п/п	Скважина	по данным бурения	с увязкой по каротажу	Свита / подсвита	Пачка	Определение	Возраст
1	Белоярская (Каргасокская) 42	2251.70	2251.10	Баженовская		аммонит <i>Borealites</i> sp. indet.	Рязанский ярус, нижняя часть
2	Дружная 322	2858.50	2861.00	Баженовская	3	аммонит <i>Laugeites lambecki</i> (Ilov. emend. Michlv.)	Средневолжский подъярус, зона Groenlandicus, возможно Vogulicus
3	Емангальская 96	2768.24	2766.89	Баженовская	5a	аммонит Neotollia cf. sibirica (Klim.)	Нижний валанжин, зона Klimovskiensis
4	Емангальская 96	2768.43	2767.08	Баженовская	5a	аммонит Neotollia cf. sibirica (Klim.)	Нижний валанжин, зона Klimovskiensis
5	Емангальская 96	2789.04	2789.04	Абалакская		аммонит Cardioceratinae indet.	Оксфорд - кимеридж
6	Западно-Ташинская 10	2689.20	2691.80	Нижнетутлеймская	5а, верхняя часть	аммонит Neotollia cf. maimetchensis Schulgina	Нижний валанжин
7	Западно-Ташинская 10	2690.16	2692.76	Нижнетутлеймская	5a	аммонит Neotollia cf. klimovskensis (Krimholz)	Нижний валанжин
8	Западно-Ташинская 10	2690.80	2693.40	Нижнетутлеймская	5a	аммонит Tollia (?) cf. kordikovi Bodyl.in Voronets	Нижний валанжин
9	Западно-Ташинская 10	2691.25	2693.85	Нижнетутлеймская	5a	аммонит <i>Tollia</i> sp. juv.	Верхи рязанского – низы валанжинского яруса
10	Западно-Ташинская 10	2691.28	2693.88	Нижнетутлеймская	5a	аммонит Tollia sp.	Верхи рязанского – низы валанжинского яруса
11	Западно-Ташинская 10	2693.57	2696.17	Нижнетутлеймская	4b	двустворка <i>Inoceramus</i> cf. <i>subplanus</i> Zakh. et Turb.	Возможный возраст- верхневолжский подъярус – основание рязанского яруса
12	Западно-Ташинская 10	2693.93	2696.53	Нижнетутлеймская	4b	двустворка Inoceramu subplanus Zakh. et Turb.	Возможный возраст- верхневолжский подъярус – основание рязанского яруса
13	Западно-Ташинская 10	2694.35	2696.95	Нижнетутлеймская	4b	двустворка Inoceramus sp. juv. cf. vereshagini Pochialeinen	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
14	Западно-Ташинская 10	2707.00	2711.20	Нижнетутлеймская	1-2a	двустворка Liostrea plastica (Trautschold)	
15	Западно-Ташинская 10	2707.49	2711.69	Нижнетутлеймская	1	аммонит Dorsoplanites cf. jamesoni	Средневолжский подъярус. Наиболее характерен для зоны Maximus.
16	Западно-Ташинская 10	2709.18	2713.38	Нижнетутлеймская	1	двустворка Inoceramus sp.ind	
17	Западно-Ташинская 10	2710.25	2714.45	Нижнетутлеймская	1	двустворка (?)Buchia sp. ind.	
18	Западно-Ташинская 10	2710.70	2714.90	Нижнетутлеймская	1	двустворка Buchia mosquensis (Buch, 1844)	Средневолжский подъярус
19	Западно-Ташинская 10	2710.70	2714.90	Нижнетутлеймская	1	аммонит Dorsoplanitidae indet.	Верхи нижневолжского - низы средневолжского подъяруса
20	Западно-Ташинская 10	2710.99	2715.19	Нижнетутлеймская	1	аммонит <i>Pavlovia iatriensis</i> (Ilov. emend. Michlv.)	Средневолжский подъярус, зона Iatriensis
21	Имилорская 401	3016.84	3016.44	Баженовская		аммонит Surites, ? Bojarkia sp.	Рязанский ярус
22	Кумская 4	2897.60	2898.80	Баженовская	граница 2b-3	аммонит Dorsopianites ex gr. maximus / Taimyrosphinctes sp.	Средневолжский подъярус
23	Малобалыкская 6693	2938.27	2941.47	Баженовская	4b, выше туфов Т2	аммонит Craspedites (C.) shulgina e Alifirov	Верхневолжский подъярус, зона Okensis
24	Малобалыкская 93	2871.09	2865.29	Баженовская	5a	аммонит Tollia sp. indet.	Верхи рязанского – низы валанжинского яруса
25	Малобалыкская 93	2874.95	2868.55	Баженовская		двустворка Buchia terebratuloides (Lah.)	
26	Малобалыкская 93	2875.87	2869.47	Баженовская		двустворка Buchia unschensis (Pavl.)	Верхневолжский подъярус - середина рязанского яруса
27	Малобалыкская 93	2880.10	2873.70	Баженовская	4a	аммонит Ronkinites rossicus (Schulgina)	Рязанский ярус, зона Kochi – низы зоны Analogus
28	Малобалыкская 93	2880.60	2874.20	Баженовская	4a	аммонит <i>Praetollia</i> ? sp.	Рязанский ярус
29	Малобалыкская 93	2881.87	2874.87	Баженовская		двустворка Buchia cf. terebratuloides (Lah.)	
30	Малобалыкская 93	2881.87	2874.87	Баженовская	4a	аммонит <i>Chetaites</i> ? или <i>Praechetaites</i> sp., фрагмокон <i>Acanthoteuthis</i> sp.	Верхняя часть средневолжского подъяруса – верхневолжский подъярус
31	Малобалыкская 93	2881.89	2874.89	Баженовская	4a	аммонит Chetaites cf. chetae или Praechetaites sp.	Верхняя часть средневолжского подъяруса – верхневолжский подъярус
32	Малобалыкская 93	2890.34	2883.29	Баженовская	2b	аммонит Epilaugeites cf. vogulicus (Ilov.)	Средневолжский подъярус, зона Vogulicus
33	Малобалыкская 93	2890.44	2883.39	Баженовская	2b	аммонит <i>Epilaugeites</i> ? sp.	Средневолжский подъярус
34	Малобалыкская 93	2891.52	2884.47	Баженовская	2b	аммонит Laugeites sp.	Средневолжский подъярус
35	Малобалыкская 93	2891.93	2884.88	Баженовская	2b	аммонит <i>Laugeites</i> sp.	Средневолжский подъярус
36	Малобалыкская 93	2897.35	2890.07	Баженовская		двустворка <i>Buchia</i> sp. ind. (ex gr. <i>fischeriana</i> (d'Orb.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
37	Малобалыкская 93	2897.92	2890.64	Баженовская	2a	аммонит Dorsoplanites sp.	Средневолжский подъярус
38	Малобалыкская 93	2902.05	2894.73	Баженовская		двустворка Buchia sp.ind.	
39	Марталлеровская 42	2725.11	2724.11	Баженовская	6	аммонит Tollia sp. ind.	Верхи рязанского – низы валанжинского яруса

No		Глубина	а отбора, м	Стратиграфическа	я привязка		
п/п	Скважина	по данным бурения	с увязкой по каротажу	Свита / подсвита	Пачка	Определение	Возраст
40	Марталлеровская 42	2734.39	2733.39	Баженовская	4a	аммонит Craspedites (Taimyroceras) sp.	Верхневолжский подъярус
41	Марталлеровская 42	2734.82	2733.82	Баженовская	4a	аммонит Craspedites (Taimyroceras) laevigatus (Bodyl)	Верхневолжский подъярус, зона Taimyrensis
42	Марталлеровская 42	2735.18	2734.18	Баженовская	4a	аммонит Craspedites (Taimyroceras) cf. taimyrensis	Верхневолжский подъярус, зона Taimyrensis
43	Марталлеровская 42	2737.60	2737.70	Баженовская	4a	аммонит Epivirgatites (E.) cf. laevigatus Rogov	Средневолжский подъярус, зона Groenlandicus
44	Мишаевская 184	2903.42	2902.12	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites ex gr. exoticus	Средневолжский подъярус,
45	Мишаевская 184	2903.82	2902.52	Баженовская	4a	аммонит Taimyrosphinctes sp.indet.	Sona Exoticus
46	Мишаевская 184	2904.44	2903.14	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites tenuicostatus	Средневолжский подъярус, зона Exoticus
47	Мишаевская 184	2904.88	2903.58	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites tenuicostatus	Средневолжский подъярус, зона Exoticus
48	Мишаевская 184	2905.42	2904.12	Баженовская	3	аммонит Epilaugeites vogulicus	Средневолжский подъярус, зона vogulicus
49	Мишаевская 184	2905.56	2904.26	Баженовская	3	аммонит Laugeites sp.	с х
50	Мишаевская 184	2905.59	2904.29	Баженовская	3	аммонит Laugeites cf. iatriensis	Средневолжский подъярус, зона vogulicus
51	Мишаевская 184	2905.62	2904.32	Баженовская	3	аммонит Laugeites aff. lambecki	
52	Мишаевская 184	2906.01	2904.71	Баженовская	3	аммонит Laugeites groenlandicus	Средневолжский подъярус, зона groenlandicus
53	Мишаевская 184 Мишаевская 184	2909.17	2907.87	Баженовская	2b	аммонит Dorsoplanitidae indet.	
55	Мишаевская 184 Молодежная 4	2501.40	2507.40	Нижнетутлеймская	20 2a	аммонит Dorsplanites cf. jamesoni Spath	Средневолжский подъярус, зона Maximus
56	Молодежная 4	2501.72	2507.72	Нижнетутлеймская	2a	аммонит Dorsoplanites sp. indet	Средневолжский подъярус
57	Молодежная 4	2501.74	2507.74	Нижнетутлеймская	2a	аммонит Dorsoplanites cf. maximus Spath c прикрепившимися раковинами бухий Buchia ex gr. unschensis – terebratuoloides	Средневолжский подъярус
58	Молодежная 4	2502.30	2508.30	Нижнетутлеймская	2a	двустворка <i>Buchia mosquensis</i> (Buch, 1844)	Нижневолжский - средневолжский подъярусы
59	Молодежная 4	2502.91	2508.91	Нижнетутлеймская	2a	двустворка Buchia cf. fischeriana (d'Orb.), B. sp. ind.	Средневолжский подъярус - основание рязанского яруса
60	Молодежная 4	2503.78	2509.78	Нижнетутлеймская	2a	двустворка <i>Aequipecten arachnoideus</i> (Sok. et	Средневолжский подъярус -
61	Молодежная 4	2504.06	2510.06	Нижнетутлеймская	2a	двустворка Aequipecten arachnoideus (Sok. et	Средневолжский подъярус -
62	Мололежная 4	2505.70	2513.20	Нижнетутлеймская	1	аммонит Dorsoplanitinae gen. et sp. indet.	Верхи нижневолжского - низы
62	Manager 4	2512.05	2520.65	۰ ۸ <i>۵</i>		двустворка Aequipecten arachnoideus (Sok. et	верхневолжского подъяруса Средневолжский подъярус -
03	Молодежная 4	2512.95	2520.65	Аоалакская		Bodyl.)	основание рязанского яруса
64	Нижнеянлотская 2	2673.55	2673.15	Нижнетутлеймская	Sa	аммонит Borealites sp. аммонит Borealites sp., двустворки Buchia, sp.	Рязанский ярус, нижняя часть
65	Нижнеянлотская 2	2677.09	2676.69	Нижнетутлеймская	5a	(приросшие к аммониту)	Рязанский ярус, нижняя часть
66	Нижнеянлотская 2	2677.09	2676.69	Нижнетутлеймская	4b-5a	аммонит Surites cf. furcatus Alekseev	Рязанский ярус, нижняя часть
67	Нижнеянлотская 2	2677.11	2676.71	Нижнетутлеймская	4b-5a	двустворка Buchia fischeriana (d'Orb.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
68	Нижнеянлотская 2	2678.34	2677.94	Нижнетутлеймская	4b	аммонит Praetollia maynci Spath	Рязанский ярус, зона Maynci
69	Нижнеянлотская 2	2685.43	2685.03	Нижнетутлеймская	4b	двустворка Inoceramus sp. ind.	Средне- и верхневолжский подъярусы и основание рязанского яруса.
70	Нижнеянлотская 2	2690.15	2689.45	Нижнетутлеймская	2a	аммонит Dorsoplanitidae indet.	Верхи нижневолжского - низы верхневолжского подъяруса
71	Нижнеянлотская 2	2690.17	2689.47	Нижнетутлеймская	2a	аммонит Dorsoplanitidae indet.	Верхи нижневолжского - низы верхневолжского подъяруса
72	Нижнеянлотская 2	2690.17	2689.47	Нижнетутлеймская	2a	двустворки Buchia cf. fischeriana (d'Orb.), Nuculoma variabilis (Sow.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
73	Нижнеянлотская 2	2690.30	2689.60	Нижнетутлеймская	2a	аммонит Dorsoplanitidae indet.	Верхи нижневолжского - низы верхневолжского подъяруса
74	Нижнеянлотская 2	2690.98	2690.28	Нижнетутлеймская	1	аммонит Dorsoplanitidae indet. (2 экз.)	Верхи нижневолжского - низы верхневолжского подъяруса
75	Нижнеянлотская 2	2691.03	2690.33	Нижнетутлеймская	1	аммонит Dorsoplanitidae indet.	Верхи нижневолжского - низы верхневолжского подъяруса
76	Нижнеянлотская 2	2691.13	2690.43	Нижнетутлеймская	1	двустворка Aequipecten cf. arachnoideus (Sok. et Bodyl.)	Средне- и верхневолжский подъярусы и основание рязанаского яруса.
77	Нижнеянлотская 2	2691.16	2690.46	Нижнетутлеймская	1	двустворка Oxytoma sp.juv.	
78	Нижнеянлотская 2	2692.00	2691.30	Нижнетутлеймская	1	двустворка Aequipecten arachnoideus (Sok. et Bodyl.)	Средне- и верхневолжский подъярусы и основание рязанаского яруса.
79	Нижнеянлотская 2	2693.04	2692.34	Нижнетутлеймская	1	двустворка Buchia russiensis (Pavl.), Onychites quenstedti Engeser	

No		Глубина	а отбора, м	Стратиграфическа	ая привязка		
л∕п	Скважина	по данным бурения	с увязкой по каротажу	Свита / подсвита	Пачка	Определение	Возраст
80	Нижнеянлотская 2	2694.38	2693.68	Нижнетутлеймская	1	аммонит Dorsoplanitidae indet.	Верхи нижневолжского - низы верхневолжского подъяруса
81	Нижнеянлотская 2	2695.18	2694.48	Нижнетутлеймская	1	аммониты <i>Paravirgatites</i> cf. devillei (Loriol), <i>Paravirgatites</i> aff. rarescens Buckm.	Нижневолжский подъярус, зона Lideri
82	Нижнеянлотская 2	2717.55	2718.15	Абалакская		аммонит Soaniceras cf. principale (Sason.)	Верхний келловей
83	Новонялинская 30	2750.55	2748.15	Баженовская		аммонит Neotollia klimovskiensis (Krimholz)	Нижний валанжин
84	Новонялинская 30	2757.50	2756.25	Баженовская		аммонит Surites sp.indet.	Рязанский ярус, зоны Kochi - Analogus
85	Поточная 1108	2723.26	2722.37	Баженовская		аммонит <i>Praetollia</i> (?) sp.	Рязанский ярус, от основания до зоны Analogus
86	Поточная 2832	2705.33	2706.39	Баженовская	4b	аммонит <i>Craspedites</i> cf. <i>okensis</i> (d'Orb.)	Верхневолжский подъярус, нижняя часть (зона Okensis и её аналоги)
87	Поточная 2832	2728.05	2730.10	Баженовская	4b	аммонит <i>Craspedites</i> cf. <i>okensis</i> (d'Orb.)	Верхневолжский подъярус, нижняя часть (зона Okensis и её аналоги)
88	Поточная 2832	2731.16	2733.21	Баженовская	4a	аммонит <i>Dorsoplanites</i> sp. juv.	Верхи нижневолжского - низы верхневолжского подъяруса
89	Правдинская 4004	2810.79	2810.79	Баженовская		двустворка Buchia ex gr. fischeriana (d'Orb.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
90	Правдинская 4004	2811.25	2811.25	Баженовская		двустворка Buchia ex gr. fischeriana (d'Orb.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
91	Правдинская 4004	2811.71	2811.71	Баженовская		аммонит Borealites cf. fedorovi Klimova, двустворки Buchia ex gr. fischeriana (d'Orb.)	Рязанский ярус, зона Kochi
92	Правдинская 4004	2812.29	2812.29	Баженовская		двустворка Buchia ex gr. fischeriana (d'Orb.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
93	Правдинская 4004	2818.84	2818.84	Баженовская	4a	аммонит – Laugeites cf. mesezhnikowi Kiselev et Rogov, Mikhailova et Sumin; двустворка – Buchia cf. fischeriana (d'Orb.)	Средневолжский подъярус, зона Exoticus
94	Правдинская 4004	2819.14	2819.14	Баженовская		аммонит Praechetaites cf. exoticus (Schulg.)	Средневолжский подъярус, зона Exoticus (?)
95	Правдинская 4004	2820.30	2820.30	Баженовская		аммонит Laugeites cf. groenlandicus (Spath)	Средневолжский подъярус, зона Groenlandicus
96	Правдинская 4004	2838.27	2838.07	Абалакская		двустворка Nuculoma sp.	
97	Правдинская 4004	2838.28	2838.08	Абалакская		двустворка Buchia tenuistriata (Lah.)	верхний киммеридж
98	Правдинская 4004	2839.77	2839.57	Абалакская		benemhur Cylindroteuthididae indet.	Penyuuri evedena
33	Правдинская 4004	2045.00	2843.80	Абалакская		аммонит Amoeoocerus giosense белемнит Lagonibelus paylowi Sachs et	Берхний оксфорд
100	Правдинская 4004	2844.54	2844.74	Абалакская		Nalnyaeva, 1964	
101	Правдинская 4004	2845.00	2845.20	Абалакская		аммонит Amoeboceras ilovaiski	Верхний оксфорд
102	Правдинская 5209	2995.31	2994.71	Баженовская		аммонит Praetollia sp.	Рязанский ярус
103	Правдинская 5217	3163.73	3167.73	Баженовская	4a	аммонит Surites sp.indet.	Рязанский ярус
104	Правдинская 5217	3165.81	3169.81	Баженовская	3	аммонит Laugeites cf. groenlandicus (Spath)	Средневолжский подъярус, зона Groenlandicus
105	Правдинская 5217	3166.13	3170.13	Баженовская	3	аммонит <i>Praechetaites</i> sp.	Верхняя часть средневолжского подъяруса – верхневолжский подъярус
106	Приобская 8730	2923.31	2924.31	Баженовская	4a	аммонит Laugeites cf. lambecki (Ilov.)	Средневолжский подъярус, интервал зон Groenlandicus - Vogulicus
107	Приобская 8730	2923.34	2924.34	Баженовская	4a	аммонит Laugeites cf. lambecki (Ilov.)	Средневолжский подъярус, интервал зон Groenlandicus - Vogulicus
108	Приобская 8730	2923.50	2924.50	Баженовская	4a	аммонит Laugeites ex gr. groenlandicus (Spath)	Средневолжский подъярус, зона Groenlandicus
109	Приобская 8730	2943.93	2945.53	Абалакская		белемнит Cylindroteuthididae indet.	
110	Приобская 8730	2946.57	2948.17	Абалакская		белемнит Boreioteuthis troslayana (d'Orbigny,	
111	Приобская 8730	2948 14	2949 74	Абалакская		белемнит Cylindroteuthididae indet	
112	Приобская 8730	2949.83	2951.43	Абалакская		белемнит Boreioteuthis aff. explanata (Phillips,	
113	Приобская 8730	2950.02	2951.62	Абалакская		1870) аммонит Cardioceras tenuisererratum	
114	Приобская 8730	2952.47	2954.08	Абалакская		белемнит Lagonibelus kostromensis (Gerasimov,	
115	Салымская (Лемпинская) 2159	2880.78	2878.78	Баженовская	5а верхи	аммонит <i>Praetollia</i> sp.	Рязанский ярус, нижняя часть
116	Салымская (Лемпинская) 2159	2883.49	2881.49	Баженовская	5a	аммонит Praetollia sp.	Рязанский ярус, нижняя часть
117	Салымская (Лемпинская) 2159	2885.96	2883.96	Баженовская	4b	аммонит Subcraspedites sp.(?)	Верхневолжский подъярус
118	Салымская (Лемпинская) 2159	2889.57	2887.97	Баженовская	4a	аммонит Laugeites cf. biplicatus	Средневолжский подъярус
119	Салымская (Лемпинская) 2159	2899.50	2897.60	Баженовская	2a	аммонит Dorsoplanites antiquus - Pavlovia sp.	Средневолжский подъярус
120	Салымская (Лемпинская) 2159	2901.70	2899.80	Баженовская	2a	аммонит <i>Dorsoplanites</i> sp.	Средневолжский подъярус

No		Глубина отбора, м		Стратиграфическая привязка			
л⊴ п/п	Скважина	по данным бурения	с увязкой по каротажу	Свита / подсвита	Пачка	Определение	Возраст
121	Салымская (Лемпинская) 2159	2905.53	2903.63	Абалакская		белемнит Lagonibelus cf. kostromensis (Geras., 1960)	
122	Салымская (Лемпинская) 2838	2823.02	2824.72	Баженовская	4b	двустворка <i>Inoceramus</i> cf. <i>vereshagini</i> Pochialaynen	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
123	Салымская (Лемпинская) 2838	2823.24	2824.94	Баженовская	4b	аммонит <i>Praetollia</i> sp. (sp. nov.?)	Рязанский ярус
124	Салымская (Лемпинская) 2838	2823.49	2825.19	Баженовская	4b	аммонит <i>Praetollia</i> sp.	Рязанский ярус
125	Салымская (Лемпинская) 2838	2823.54	2825.24	Баженовская	4b	аммонит Praetollia sp.	Рязанский ярус
126	Салымская (Лемпинская) 2838	2824.40	2826.10	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites tenuicostatus (Schulgina)	Верхняя часть средневолжского подъяруса – верхневолжский подъярус
127	Салымская (Лемпинская) 2838	2824.51	2826.21	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites tenuicostatus (Schulgina)	Верхняя часть средневолжского подъяруса – верхневолжский подъярус
128	Салымская (Лемпинская) 2838	2826.08	2828.08	Баженовская	3	аммонит <i>Laugeites</i> sp. juv.	Средневолжский подъярус
129	Салымская (Лемпинская) 2838	2826.27	2828.27	Баженовская	3	аммонит Laugeites cf. groenlandicus (Spath)	Средневолжский подъярус
130	Салымская (Лемпинская) 2838	2826.42	2828.42	Баженовская	3	аммонит Laugeites cf. groenlandicus (Spath)	Средневолжский подъярус
131	Салымская (Лемпинская) 2838	2826.74	2828.74	Баженовская	3	двустворка <i>Buchia</i> sp. ind.	
132	Салымская (Лемпинская) 2838	2834.14	2836.14	Баженовская		аммонит – <i>Strajevskya</i> cf. <i>hoffmani</i> (Ilov.); двустворка – <i>Buchia</i> sp. juv.	
133	Салымская (Лемпинская) 2838	2834.26	2836.26	Баженовская		аммонит <i>Dorsoplanites</i> (?) sp.	
134	Салымская (Лемпинская) 2838	2834.31	2836.31	Баженовская		двустворка <i>Buchia</i> sp. ind.	
135	Салымская (Лемпинская) 2838	2834.51	2836.51	Баженовская		двустворка <i>Liostrea plastica</i> (Tratsch.)	
136	Салымская (Лемпинская) 2838	2834.76	2836.76	Баженовская		аммонит Paravirgatites lideri	Нижневолжский подъярус, зона Lideri
137	Салымская (Лемпинская) 2838	2835.01	2837.01	Баженовская		двустворка <i>Buchia</i> sp. juv.	
138	Салымская (Лемпинская) 2838	2835.15	2837.15	Баженовская		аммонит – <i>Strajevskya</i> cf. <i>hoffmani</i> (Ilov.), двустворка – <i>Buchia fischeriana</i> (d'Orb.)	
139	Салымская (Лемпинская) 2838	2836.28	2838.28	Баженовская		двустворка Buchia ex gr. fischeriana (d'Orb.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
140	Салымская (Лемпинская) 2838	2836.28	2838.28	Баженовская		аммонит Paravirgatites sp.	
141	Салымская (Лемпинская) 2838	2839.52	2841.52	Баженовская		аммонит Paravirgatites sp.	
142	Салымская (Лемпинская) 2838	2839.69	2841.69	Баженовская		аммонит Paravirgatites sp.	
143	Салымская (Лемпинская) 2838	2841.15	2843.15	Баженовская		белемнит Eulagonibelus rosanovi (?) (Gustomesov, 1960)	
144	Салымская (Лемпинская) 2838	2844.10	2846.10	Абалакская		белемнит Lagonibelus sp.	
145	Северо-	2733.68	2734.68	Баженовская		двустворка Buchia unschensis (Pavl.)	Верхневолжский подъярус -
146	Северо-	2734.01	2735.01	Баженовская		аммонит Surites sp. indet	Рязанский ярус
147	Аркановская 30 Северо-	2738 56	2739 56	Баженовская		IRVETBORKA Buchia of unschangis (Paul)	Верхневолжский подъярус -
140	Аркановская 30 Северо-	2730.50	2720.00	Ганкеновекия		mummanna Duchi - C - 1 - (D - 1)	середина рязанского яруса Верхневолжский подъярус -
148	Аркановская 30 Северо-	2738.88	2739.88	ьаженовская		двустворка <i>Buchia</i> ct. unschensis (Pavl.)	середина рязанского яруса Верхневоджский польяруса
149	Аркановская 30	2739.00	2740.00	Баженовская		двустворка Buchia unschensis (Pavl.)	середина рязанского яруса
150	Северо- Аркановская 30	2739.29	2740.29	Баженовская		двустворка Buchia cf. fischerian a (d'Orb.)	Средневолжский подъярус - рязанский ярус
151	Северо- Аркановская 30	2758.78	2759.48	Абалакская		двустворка ?Meleagrinella sp. ind.	Юра - нижний мел

No		Глубина	а отбора, м	Стратиграфическа	я привязка		
п/п	Скважина	по данным бурения	с увязкой по каротажу	Свита / подсвита	Пачка	Определение	Возраст
152	Северо- Конитлорская 318	2966.11		Баженовская		аммонит Pavlovia sp.	Средневолжский подъярус, интервал зон Iatriensis – Strajevskyi
153	Средне-Назымская 1102	2819.89		Баженовская	1	аммонит Pectinatitinae gen. et sp.ind.	Нижневолжской подъярус (?)
154	Средне-Назымская 1102	2833.15		Абалакская	низы	аммонит Percacosticeras sp.	Верхний келловей
155	Средне-Назымская 219-бис	2733.75		Баженовская	5a	аммонит Borealites ? или Praetollia ?	Рязанский ярус
156	Средне-Назымская 219-бис	2749.36	2747.71	Баженовская		двустворка Buchia sp. indet.	
157	Средне-Назымская 219-бис	2756.84	2755.19	Абалакская		аммонит Amoeboceras sp. indet.	
158	Средне-Назымская 219-бис	2757.76	2756.11	Абалакская		аммонит Amoeboceras sp. indet.	
159	Средне-Назымская 219-бис	2757.90	2756.25	Абалакская		двустворка Entolium cf. demissum (Phill.)	
160	Средне-Назымская 219-бис	2759.72	2758.07	Абалакская		аммонит Scarburgiceras cf. scarburgense (Young et Bird)	
161	Средне-Назымская 219-бис	2760.35	2758.70	Абалакская		аммонит Platylongoceras holtedahli (Salfeld et Frebold)	
162	Средне-Назымская 219-бис	2760.60	2758.95	Абалакская		аммонит Cardioceratidae indet.	
163	Средне-Назымская 3019	2695.42		Фроловская	низы	аммонит <i>Neotollia</i> sp.ind.	Нижний валанжин
164	Средне-Назымская 3019	2713.53	2709.98	Баженовская	4a	аммонит <i>Praechetaites tenuicostatus</i> (Schulg.); двустворка <i>Inoceramus</i> sp. indet.	Средневолжский подъярус, зона Exoticus
165	Средне-Назымская 3019	2713.80	2710.25	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites tenuicostatus (Schulg.)	Средневолжский подъярус, зона Exoticus
166	Средне-Назымская 3019	2713.92	2710.37	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites tenuicostatus (Schulg.)	Средневолжский подъярус, зона Exoticus
167	Средне-Назымская 3019	2714.05	2710.50	Баженовская	4a	аммонит Laugeites ? Praechetaites sp.	Средневолжский подъярус
168	Средне-Назымская	2726.52	2721.32	Баженовская	4b	аммонит Kachpurites ex gr. fulgens (Trd.)	Верхневолжский подъярус,
169	Средне-Назымская	2727.32	2722.12	Баженовская	4a	аммонит Eivirgatites sp.indet.	Средневолжский подъярус
170	Средне-Назымская	2727.44	2722.24	Баженовская	4a	аммонит Epivirgatites sp.indet.	Средневолжский подъярус
171	Средне-Назымская	2727.74	2722.54	Баженовская	4a	аммонит Laugeites sp.indet.	Средневолжский подъярус
172	Средне-Назымская	2728.04	2722.84	Баженовская	4a	аммонит Laugeites ? Praechetaites ?	Средневолжский подъярус
173	3034 Средне-Назымская	2728.17	2722.97	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites sp.	Средневолжский подъярус
174	3034 Средне-Назымская	2735.46	2730.26	Баженовская	2a	аммонит Laugeites mesezhnikowi / Dorsoplanites	Средневолжский польярус
175	3034 Средне-Назымская	2735.49	2730.29	Баженовская	2a	laevis аммонит Laugeites mesezhnikowi	Срелневолжский полъярус
176	3034 Средне-Назымская	2735 55	2730.35	Баженовская	 2a	аммонит I augeites mesezhnikowi	Средневоджский польярус
170	3034 Vpt epokag 7761	2735.55	2736.33	Баженовская	2a 4b	annount Craspaditas (C) praeokansis Pogoy	Верхневолжский п/ярус, зона
178	Урьевская 7761	2736.23	2737.23	Баженовская	40 4a	аммонит <i>Craspeanes</i> (С.) praeokensis Kogov аммонит <i>Praechetaites</i> cf. <i>exoticu</i> s (Schulg.)	Okensis Верхи средней-низы верхней волги зоны Evoticus-Okensis
179	Урьевская 7761	2736.35	2737.35	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites sp.	Верхи средней-низы верхней волги, зоны Exoticus-Okensis
180	Урьевская 7761	2736.50	2737.50	Баженовская	4a	аммонит <i>Praechetaites</i> sp.	Верхи средней-низы верхней волги, зоны Exoticus-Okensis
181	Урьевская 7761	2737.84	2738.84	Баженовская	4a	аммонит Laugeites sp.indet.	Верхи средней-низы верхней волги, зоны Exoticus-Okensis
182	Урьевская 7761	2738.06	2739.06	Баженовская	4a	аммонит Praechetaites ex. gr. exoticus (Schulg.)	Верхи средней-низы верхней волги, зоны Exoticus-Okensis
183	Урьевская 7761	2738.11	2739.11	Баженовская	4a	аммонит Laugeites sp.indet.	Средневолжский п/ярус, зона Groenlandicus
184	Урьевская 7761	2738.19	2739.19	Баженовская	4a	аммонит Laugeites cf. groenlandicus (Spath)	Средневолжский п/ярус, зона Groenlandicus
185	Урьевская 7761	2738.30	2739.30	Баженовская	4a	аммонит <i>Laugeites</i> sp.	Средневолжский п/ярус, зона Grooplandiaus
186	Урьевская 7761	2738.35	2739.35	Баженовская	4a	аммонит <i>Laugeites</i> sp.indet.	Средневолжский п/ярус, зона
187	Урьевская 7761	2738.38	2739.38	Баженовская	4a	аммонит <i>Taimyrosphinctes</i> sp.	Cpeдневолжский п/ярус
188	Урьевская 7761	2738.47	2739.47	Баженовская	4a	аммонит Laugeites sp.indet.	Средневолжский п/ярус, зона Groenlandicus

າາ	7
22	1

Ma	Скважина	Глубина отбора, м		Стратиграфическая привязка			
п/п		по данным бурения	с увязкой по каротажу	Свита / подсвита	Пачка	Определение	Возраст
189	Урьевская 7761	2738.52	2739.52	Баженовская	4a	аммонит <i>Laugeites</i> sp.?	Средневолжский п/ярус, зона Groenlandicus
190	Урьевская 7761	2738.62	2739.62	Баженовская	4a	аммонит <i>Laugeites</i> sp.?	Средневолжский п/ярус, зона Groenlandicus
191	Урьевская 7761	2738.74	2739.74	Баженовская	4a	аммонит Laugeites sp.	Средневолжский п/ярус, зона Groenlandicus
192	Урьевская 7761	2738.77	2739.77	Баженовская	4a	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Средневолжский п/ярус
193	Урьевская 7761	2738.91	2739.91	Баженовская	4a	аммонит Taimyrosphinctes (Udschasphinctes) sp.	Средневолжский п/ярус, ? зона Maximus
194	Урьевская 7761	2739.10	2740.10	Баженовская	4a	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Средневолжский п/ярус
195	Урьевская 7761	2739.69	2740.69	Баженовская	4a	аммонит Dorsoplanites cf. gracilis Spath	Средневолжский п/ярус
196	Урьевская 7761	2742.11	2743.11	Баженовская	3	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Средневолжский п/ярус
197	Урьевская 7761	2742.18	2743.18	Баженовская	2b	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Средневолжский п/ярус
198	Урьевская 7761	2745.22	2746.22	Баженовская	2b	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Средневолжский п/ярус
199	Урьевская 7761	2746.50	2747.50	Баженовская	2b	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Средневолжский п/ярус
200	Урьевская 7761	2747.92	2748.92	Баженовская	2b	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Нижне-средневолжский п/ярус
201	Урьевская 7761	2749.25	2750.25	Баженовская	2a	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Нижне-средневолжский п/ярус
202	Урьевская 7761	2750.12	2751.12	Баженовская	2a	аммонит Dorsoplanitidae gen. et sp.indet.	Нижне-средневолжский п/ярус

#### Фототаблица 1. Аммониты.

Фотографии сделаны и оформлены М.А. Роговым (ГИН РАН). Сборы автора.



#### Пояснения к фототаблице 1 (Аммониты).

#### Определения выполнены М.А. Роговым (ГИН РАН)

Средне-верхневолжские аммониты из черносланцевого интервала Западной Сибири

- 1, 10 *Praechetaites tenuicostatus* (Schulgina), средневолжский подъярус, зона Exoticus (?); 1 – скв. Северо-Ватьеганская 193, гл. 2864,1 м (*2861,7 м), пачка 4а; 10 – скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2824,8 м, пачка 4а;
- 2, 8 *Laugeites* cf. *groenlandicus* (Spath), средневолжский подъярус, зона Groenlandicus; 2 – скв. Северо-Ватьеганская 193, гл. 2865,15 м, (*2862,75 м), пачка 4а; 8 – скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2826,27 м (*2828,9 м), пачка 3;
- 3 *Craspedites (Taimyroceras)* cf. *taimyrensis* (Bodyl.), верхневолжский подъярус, зона Taimyrensis, скв. Марталлеровская 42, гл. 2735,18 м (*2734,68 м), пачка 4а;
- 4 *Craspedites (Taimyroceras) laevigatus* (Bodyl.), верхневолжский подъярус, зона Taimyrensis, скв. Марталлеровская 42, гл. 2734,82 м (*2734.32 м), пачка 4а;
- 5, 7 *Strajevskya* cf. *hoffmani* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона Strajevskyi, скв. Лемпинская (Салымская) 2838; 5 гл. 2835,15 м (*2837,3 м), пачка 2а; 7 гл. 2834,14 м (*2836,3 м), пачка 2а;
- 6 *Dorsoplanites* (?) sp., средневолжский подъярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2834,26 м (*2836,45 м), пачка 2а;
- 9 *Laugeites* sp.juv., средневолжский подъярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2826,08 м (*2828,7 м), пачка 4а;
- 11, 13 *Craspedites* (C.) cf. *okensis* (d'Orb.), верхневолжский подъярус, зона Okensis, скв. Поточная 2832; 11 – гл. 2727 м (*2729,1 м), пачка 4а; 13 – гл. 2727,1 м (*2729,2 м), пачка 4а;
- 12 Dorsoplanites sp. juv., средневолжский подъярус, скв. Поточная 2832, гл. 2731,16 м (*2733,26 м), пачка 4а.
- * глубина по увязке с геофизическим каротажом.

Фотографии сделаны и оформлены М.А. Роговым (ГИН РАН). Сборы автора.



#### Пояснения к фототаблице 2 (Аммониты).

Определения выполнены М.А. Роговым (ГИН РАН)

Волжские аммониты из скв. Урьевская 7761.

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.

#### Фототаблица З. Аммониты.

Фотографии оформлены М.А. Роговым (ГИН РАН). Сборы автора.



#### Пояснения к фототаблице 3 (Аммониты).

Определения выполнены М.А. Роговым (ГИН РАН)

Средне-верхневолжские аммониты из черносланцевого интервала Западной Сибири

1 – *Praechetaites* ex gr. *exoticus* (Schilgina), средневолжский подъярус, зона Praechetaites exoticus. Скв. Мишаевская 184, гл. 2903,42 м, пачка 4а;

2 – *Taimyrosphinctes* sp.indet., средневолжский подъярус, зона Р. exoticus.
 Скв. Мишаевская 184, гл. 2903,82 м, пачка 4а;

3 – *Laugeites* sp., средневолжский подъярус, зона ?Epilaugeites vogulicus. Скв. Мишаевская 184, гл. 2905,56 м, пачка 4а;

4 – *Praechetaites tenuicostatus* (Schulgina), средневолжский подъярус, зона Р. exoticus. Скв. Мишаевская 184, гл. 2904,44 м, пачка 4а;

5 – *Epilaugeites* cf. *vogulicus* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона Epilaugeites vogulicus. Скв. Мишаевская 184, гл. 2905,42 м, пачка 4а;

6 – *Kachpurites* ex gr. *fulgens* (Trd.), верхневолжский подъярус, зона K. fulgens. Скв. Средне-Назымская 3034, гл. 2726,52 м, пачка 4b;

7 – *Dorsoplanites laevis* Rogov, средневолжский подъярус, зона D. maximus. Скв. Средне-Назымская 3034, гл. 2735,46 м, пачка 4а.



Фототаблица 4. Аммониты.

Фотографии сделаны и оформлены М.А. Роговым (ГИН РАН). Сборы автора.

#### Пояснения к фототаблице 4 (Аммониты).

#### Определения выполнены М.А. Роговым (ГИН РАН)

Волжские и рязанские аммониты из черносланцевого интервала Западной Сибири

1-3 – *Laugeites lambecki* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона Volgulicus (?), 1, 3 – скв. Приобская 8730, 1 – гл. 2923,31 м (*2924,31 м), 3 – гл. 2923,5 м (*2924,5 м); 2 – скв. Правдинская 5217, гл. 3165,81 м (*3169,81 м), в 1,73 м ниже прослоя T1;

4 – *Laugeites* cf. *lambecki* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона Volgulicus (?), скв. Приобская 8730, гл. 2923,34 м (*2924,34 м);

5 – *Praechetates* ex gr. *exoticus* (Schulg.), средневолжский подъярус, зона Exoticus, скв. Правдинская 4004, гл. 2819,14 м (*2819,14 м);

6-7 – *Surites* sp.indet., рязанский ярус; 6 – скв. Правдинская 5217, гл. 3163,73 м (*3167,73 м), в 35 см выше прослоя T1; 7 – скв. Имилорская 401, гл. 3016,84 (*3016,44 м);

8 – *Borealites* sp.indet., рязанский ярус, зона Kochi, скв. Белоярская (Каргасокская) 42, 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. Малобалыкская 6693, гл. 2938.27 м (*2941,47 м);

10 – *Borealites* cf. *fedorovi* Klimova, рязанский ярус, зона Kochi, скв. Правдинская 4004, гл. 2811,71 м (*2811,71 м);

11 – *Laugeites* cf. *mesezhnikowi* Kiselev et Rogov, средневолжский подъярус, зона Exoticus, скв. Правдинская 4004, гл. 2818,84 м (*2818,84 м);

12 – *Taimyrosphinctes* sp. indet., средневолжский подъярус, верхняя часть (начиная с зоны Maximus), скв. Кумская 4, гл. 2897,6 м (*2898,8 м).

* – глубина по увязке с геофизическим каротажом.



Фототаблица 5. Аммониты.

Фотографии сделаны и оформлены М.А. Роговым (ГИН РАН). Сборы автора.

#### Пояснения к фототаблице 5 (Аммониты).

Определения выполнены М.А. Роговым (ГИН РАН)

Волжские и рязанские аммониты из черносланцевого интервала Западной Сибири

1 – *Epilaugeites* cf. *vogulicus* (Ilov.), средневолжский подъярус, зона Vogulicus, скв. Малобалыкская 93, гл. 2890,34 м (*2883,29 м);

2 – *Laugeites* cf. *groenlandicus* (Spath), средневолжский подъярус, зона Groenlandicus, скв. Правдинская 4004, гл. 2820,3 м (*2820,3 м);

3 – *Praetollia* sp. indet., рязанский ярус, зона Maynci (?), скв. Малобалыкская 93, гл. 2880,6 м (*2874,2 м);

4 – *Praechetates* sp., средне- верхневолжский подъярусы, скв. Малобалыкская 93, гл. 2881,87 м (*каротажу 2874,87 м);

5 – *Ronkinites rossicus* (Schulgina), рязанский ярус, зона Kochi, скв. Малобалыкская 93, гл. 2880,1 м (*2873,7 м);

6 – *Tollia* sp.indet., пограничный интервал рязанского и валанжинского ярусов, скв. Малобалыкская 93, гл. 2871,09 м (*2865,29 м);

7 – Dorsoplanites cf. subdorsoplanus Mesezhn., средневолжский подъярус, зона Maximus, скв. Малобалыкская 93, гл. 2897,92 м (*2890,64 м).

* - глубина по увязке с геофизическим каротажом.



#### Фототаблица 6. Аммониты.

Фотографии сделаны и оформлены М.А. Роговым (ГИН РАН). Сборы автора.

#### Пояснения к фототаблице 6 (Аммониты).

#### Определения выполнены М.А. Роговым (ГИН РАН)

#### Рязанские и нижневаланжинские аммониты из черносланцевого интервала Западной Сибири

- 1 *Chetaites sibiricus* Schulgina, рязанский ярус, зона Maynci (Sibiricus), скв. Северо-Ватьеганская 193, гл. 2862,7 м (*2860,3 м), пачка 4а;
- 2 *Tollia* sp. ind., пограничный интервал рязанского и валанжинского ярусов, скв. Марталлеровская 42, гл. 2725,11 м (*2724,61 м), пачка 6, найден вблизи ее подошвы;
- 3 *Surites* sp., рязанский ярус, скв. Верхнесалымская 2316, гл. 3263,2 м (*3263,4 м), пачка 4b;
- 4a *Hectoroceras* cf. *kochi* Spath., рязанский ярус, зона Kochi, скв. Верхнесалымская 45, гл. 2966,16 м, пачка 4b;
- 4b Surites sp., рязанский ярус, зона Kochi, скв. Верхнесалымская 45, гл. 2966,16 м, пачка 4b;
- 5 *Surites* sp. indet., рязанский ярус, скв. Верхнесалымская 2316, гл. 3263,14 м (*3263,34 м), пачка 4b;
- 6 *Praetollia* sp., рязанский ярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2823,54 м (*2824,54 м), пачка 4b;
- 7 *Praetollia* sp. (?), рязанский ярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2823,49 м (*2824,49 м), пачка 4b;
- 8 *Praetollia* sp. (sp. nov.?), рязанский ярус, скв. Лемпинская (Салымская) 2838, гл. 2823,24 м (*2824,24 м), пачка 4b;
- 9 Surites sp.indet., рязанский ярус, скв. Новонялинская 30 (х2), гл. 2757,5 м (*2756,25 м), пачка 5а;
- 10, 11 Neotollia klimovskiensis (Krimholz), нижний мел, валанжин, зона Neotollia klimovskiensis, 10 скв. Поточная 2832, гл. 2691,44 м, пачка 6 (?); 11 скв. Новонялинская 30, гл. 2750,55 м (*2749,15 м), пачка 5b.

* – глубина по увязке с геофизическим каротажом.



Фототаблица 7. Аммониты с двустворками.

#### Пояснения к фототаблице 7 (Аммониты с двустворками).

1 – Borealites? sp. вместе с Buchia volgensis (Lahusen).

Экз. № Млб93-141, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, рязанский ярус;

2 – Dorsoplanites sp. вместе с Liostrea plastica (Trautschold).

Экз. № C2159-51, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита, средний волжский подъярус;

3 – Dorsoplanites sp. вместе с Liostrea plastica (Trautschold).

Экз. № Млб93-79, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, средний волжский подъярус;

4 – Dorsoplanites sp. вместе с Liostrea plastica (Trautschold).

Экз. № C2159-56, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита, средний волжский подъярус;

5 – Liostrea plastica (Trautschold) с ксеноморфной скульптурой.

Экз. № С2159-54, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;

6 – Ammonites gen. et. sp. indent вместе с Liostrea plastica (Trautschold).

Экз. № С2159-55-56, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;

7 – Ammonites gen. et. sp. indent вместе с Liostrea plastica (Trautschold) и Buchia sp.

Экз. № С2159-55-56, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита.



#### Пояснения к фототаблице 8 (Белемниты).

1a, 16 – Boreioteuthis aff. explanata (Phillips, 1870). Определение А.П. Ипполитова.

Экз. № Прб8730-24б, скв. Приобская 8730, гл. 2949,83 м (*2951,43 м). Абалакская свита.

2 - Cylindroteuthididae indet. Определение А.П. Ипполитова.

Экз. № Прб8730-43, скв. Приобская 8730, гл. 2943,93 м (*2945,53 м). Абалакская свита.

За, 36 – Lagonibelus pavlowi Sachs et Nalnyaeva, 1964. Определение А.П. Ипполитова.

Экз. № Првд4004-4, скв. Правдинская 4004, гл. 2844,54 м (*2844,74 м). Абалакская свита.

4a, 46 – Lagonibelus cf. kostromensis (Geras., 1960). Определение А.П. Ипполитова.

Экз. № C2159-39, скв. Салымская (Лемпинская) 2159, гл. 2905.53 м (*2903,63 м). Абалакская свита.

5 – Hibolites (?) sp. indet.

Экз. № Млб93-38, скв. Малобалыкская 93. Вместе с *Buchia* cf. *concentrica* (Sowerby). Абалакская свита.

6 – Pachyteuthis (?) sp. indet.

Экз. № С2159-121, скв. Салымская (Лемпинская) 2159.Баженовская свита.

7 – Cylindroteuthis (?) sp. indet.

Экз. № Првд5217-16, скв. Правдинская 5217, инт. 3182-317, гл. 3185,2 м (сверху). Абалакская свита.

8a, 86 – Belemnites gen. et. sp. indet.

Экз. № Првд5217-16, скв. Правдинская 5217. Абалакская свита.

9 – Belemnites gen. et. sp. indet.

Экз. № Првд5217-36, скв. Правдинская 5217. Вместе с *Lingularia smirnovae* Biernat et Emig. Баженовская свита.

10 - Pachyteuthis (?) sp. indet.

Экз. № Млб93-39, скв. Малобалыкская 93. Абалакская свита.

11 - Belemnites gen. et. sp. indet.

Экз. № С2159-45, скв. Салымская (Лемпинская) 2159.Баженовская свита.

12 – Belemnites gen. et. sp. indet.

Экз. № Млб93-46, скв. Малобалыкская 93. Абалакская свита.

13 – Cylindroteuthis (?) sp. indet.

Экз. № Прб8730-16, скв. Приобская 8730. Абалакская свита.

14 – Фрагмокон Acanthoteuthis sp. Определение А.П. Ипполитова.

Экз. № Мбл93-139, скв. Малобалыкская 93, гл. 2881,87 м (*по каротажу – 2874,87 м). Баженовская свита, пачка 4а.

^{* –} глубина по увязке с геофизическим каротажом.



Фототаблица 9. Крючки Ohychites. Морфотипы 1 и 2.

1-4, 6, 7 – Onychites sp., морфотип 1.

1 – экз. № Првд5217-122, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

2 – экз. № Млб937-211, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, пачка 6.

3 – экз. № Првд5217-124, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

4 – экз. № Млб93-209, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, пачка 6.

6 – экз. № Првд5217-75, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

7 – экз. № Млб93-143, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, пачка 6.

5, 8-13, 15-19 – Onychites sp., морфотип 2.

5 – экз. № Млб93-64, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.

8 – экз. № Првд5209-40, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита.

9 – экз. № Првд5217-92, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

10 – экз. № Првд5217-122, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

11 – экз. № Млб93-142, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.

12 – экз. № Првд5217-95, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

13 – экз. № Млб93-88, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.

15 – экз. № Првд5217-51, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

16 – экз. № Млб93-211-212, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, пачка 6.

17 – экз. № Првд5217-52, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.

18 – экз. № Првд5217-87Б, скв. Правдинская 5217. Вместе с Ammonites gen. et. sp. indent. Баженовская свита.

19 – экз. № Млб6693-6, скв. Малобалыкская 6693. Баженовская свита.

14 – Onychites spp. – упорядоченное (?) расположение крючков.

Экз. № Првд5209-34, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита.



### Фототаблица 10 Крючки Ohychites. Морфотип 3.

Пояснения к фототаблице 10 (Крючки Ohychites, морфотип 3).

- 1 экз. № Прб8730-69b, скв. Приобская 8730. Баженовская свита.
- 2 экз. № Првд5217-62, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.
- 3 экз. № Првд4004-109, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита.
- 4 экз. № Првд5217-62, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.
- 5 экз. № Првд5217-73, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.
- 6 экз. № Првд5209-91, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита.
- 7 экз. № Млб93-143, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.
- 8 экз. № Првд5217-73, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита.
- 9 экз. № Млб93-63, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.
- 10 экз. № Млб93-197, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.
- 11 экз. № Млб6693-98, скв. Малобалыкская 6693. Баженовская свита.

Фототаблица 11. Рыбы.



#### Пояснения к фототаблице 11 (Рыбы).

1а, 1б, 2, 14 – Остатки скелета и костей рыб.

Экз. № Првд5209-128, скв. Правдинская 5209. Ачимовская толща;

3 – Рыбий зуб (?).

Экз. № Млб93-213, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, пачка 6;

4 – Фрагмент скелета рыбы.

Экз. № Првд5209-132, скв. Правдинская 5209. Ачимовская толща;

5 – Циклоидная чешуя неизвестных костистых рыб.

Экз. № Млб93-210, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, пачка 6;

6 – Скопление костей рыб.

Экз. № Првд4004-60, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

7 – Остатки плавника (?) рыбы.

Экз. № Првд4004-60, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

8 – Рыбья кость.

Экз. № Млб6693-6, скв. Малобалыкская 6693. Баженовская свита;

9 – Ктеноидная чешуя неизвестных костистых рыб.

Экз. № Млб93-209, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита, пачка 6;

10 – Рыбьи кости.

Экз. № Првд4004-60, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

11 – Рыбья кость.

Экз. № Првд5217-49, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита;

12 – Крупная чешуя рыб.

Экз. № Млб93-38, скв. Малобалыкская 93. Абалакская свита;

13 – Рыбья кость.

Экз. № Првд4004-56, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

15 – Скопление детрита костей рыб.

Экз. № Млб93-74, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.



Фототаблица 12. Двустворки из абалакской свиты.

#### Пояснения к фототаблице 12 (Двустворки из абалакской свиты).

1a, 16 – Entolium sp. вместе с Ammonites gen. et. sp. indent

Экз. № Прб8730-7, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;

2, 3 – *Entolium* sp.

2 – Экз. № Прб8730-3, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;

3 – Экз. № Прб8730-2, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;

4 – *Praebuchia* (?) sp.

Экз. № Прб8730-20-21, скв. Приобская 8730. Абалакская свита; 5-8 – *Oxytoma* sp.

5 – экз. № Прб8730-3-4, скв. Приобская 8730, абалакская свита;

6 – экз. № Прб8730-6, скв. Приобская 8730, абалакская свита;

7 – экз. № Прб8730-4, скв. Приобская 8730, абалакская свита;

8 – экз. № Млб93-17, скв. Малобалыкская 93, абалакская свита;

9 – Malletia (?) sp. (слева) вместе с Bivalvia gen. et sp. indet (справа)

Экз. № Прб8730-3, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;

10, 11 – *Dacryomya* sp.

10 – Экз. № Прб8730-19, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;

- 11 Экз. № Прб8730-21, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;
- 12a, 12в *Nuculoma* sp.

Экз. № Прб8730-18, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;

13 – *Nuculoma* sp. Определение В.А. Захарова.

Экз. № Првд4004-33б, скв. Правдинская 4004. Абалакская свита;

14 – Buchia sp. вместе с Belemnites gen. et. sp. indet.

Экз. № Прб8730-48, скв. Приобская 8730. Абалакская свита;

15 – Buchia tenuistriata (Lah.). Определение В.А. Захарова.

Экз. № Првд4004-33а, скв. Правдинская 4004, гл. 2838,28 м (*2838,08 м). Абалакская свита;

16, 17 – Buchia cf. tenuistriata (Lah.)

16 – Экз. № Првд5217-14, скв. Правдинская 5217. Абалакская свита;

17 – Экз. № Млб93-46, скв. Малобалыкская 93. Абалакская свита, вместе с Belemnites gen. et. sp. indet.



Фототаблица 13. Двустворки Buchia.
## Пояснения к фототаблице 13 (Двустворки Buchia).

1a, 16 – Buchia cf. okensis (Pavlov).

Экз. № Првд5209-89, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;

2а-2в. Buchia cf. okensis (Pavlov).

Экз. № Првд5217-118Б, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита;

3-5 – *Buchia* sp.

3 – Экз. № Првд5209-48А, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;

4 – Экз. № Прб8730-118, скв. Приобская 8730. Баженовская свита;

5 – Экз. № Првд5209-110, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;

6а, 6б, 7 – *Buchia* sp.

6 – Экз. № Првд5209-113, скв. Правдинская 5209. Вместе с *Craspedites* (*Taimuroceras*) cf. *taimyrensis* Bodylevsky. Баженовская свита, верхний подъярус волжского яруса.

7 – Экз. № Првд5209-48, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита.



Фототаблица 14. Двустворки Buchia.

### Пояснения к фототаблице 14 (Двустворки Buchia).

1-5 – *Buchia* sp.

1 – Экз. № Првд4004-105, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

2 – Экз. № Првд4004-123, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

3,4 – Экз. № Првд4004-127, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

5 – Экз. № Првд4004-129, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

6-8 – Buchia cf. volgensis (Lahusen)

6, 8 – Экз. № Првд4004-130, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

7 – Экз. № Првд4004-132, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;

# 9-13 – Buchia sp.

9, 10 – Экз. № С2159-53, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;

11 – Экз. № С2159-97, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;

12,13 – Экз. № С2159-99, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;



Фототаблица 15. Двустворки Buchia.

## Пояснения к фототаблице 15 (Двустворки Buchia).

- 1, 2, 8 Buchia sp.
  - 1 Экз. № Млб93-97 а, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 2 Экз. № Млб93-140, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 8 Экз. № Млб6693-84, скв. Малобалыкская 6693. Баженовская свита;
- 3 Buchia cf. okensis (Pavlov).
  - Экз. № Млб93-160, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
- 4-7, 9 Buchia cf. volgensis (Lahusen).
  - 4а Экз. № Млб93-162, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 46 прослой с многочисленными раковинами бухий в породе. Экз. № Млб93-162, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 5 Экз. № Млб93-166, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 6 Экз. № Млб93-175-176, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 7, 9 Экз. № Млб6693-95, скв. Малобалыкская 6693. Баженовская свита;



Фототаблица 16. Двустворки Inoceramus.

### Пояснения к фототаблице 16 (Двустворки Inoceramus).

- 1, 3, 4, 7, 9, 11 *Inoceramus* sp.
  - 1 Экз. № Првд5217-50, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита;
  - 3 Экз. № Млб93-60, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 4 Экз. № Првд5209-45, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;
  - 7 Экз. № Млб93-74, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 9 Экз. № Првд5209-42, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;
  - 11 Экз. № Прб8730-108-109, скв. Приобская 8730. Баженовская свита;
- 2-Inoceramus cf. vereschagani Pochialainen.
  - Экз. № Првд5209-44, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;
- 5 *Inoceramus* sp, послойные скопления раковин.
  - Экз. № Првд5217-109, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита;
- 6, 10, 12 Inoceramus cf. subplanus Zakharov et Turbina.
  - 6 Экз. № Првд5217-108, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита;
  - 10 Экз. № Млб93-150, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита;
  - 12 Экз. № Прб8730-110, скв. Приобская 8730. Баженовская свита;
- 8 Inoceramus sp. вместе с Buchia sp.
  - Экз. № Млб93-145, скв. Малобалыкская 93. Баженовская свита.



Фототаблица 17. Двустворки Inoceramus и Liostrea.

## Пояснения к фототаблице 17 (Двустворки Inoceramus и Liostrea).

- 1-5 Inoceramus sp.
  - 1 Экз. № С2159-49, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;
  - 2 Экз. № С2159-51, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;
  - 3 Экз. № С2159-55-56, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;
  - 4 Экз. № Првд4004-114, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;
  - 5 Экз. № Првд4004-113, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита;
- 6-*Liostrea* cf. *plastica* (Trautschold) вместе с *Buchia* sp.
  - Экз. № С2159-56, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита;
- 7-9 Liostrea cf. plastica (Trautschold).
  - 7 Экз. № С2159-56, скв. Салымская (Лемпинская) 2159. Баженовская свита, пачка 2а;
  - 8 Экз. № Првд5217-47 Б, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита, пачка 2а;
  - 9 Экз. № Првд4004-45, скв. Правдинская 4004. Баженовская свита, пачка 2а.

# Фототаблица 18. Брахиоподы.

Фотографии подготовлены автором и Т.Н. Смирновой (МГУ им. М.В. Ломоносова)



# Пояснения к фототаблице 18 (Брахиоподы).

1, 2 – Discinisca sp.

1 – Экз. № Првд5209-34, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;

2 – Экз. № Првд4004-33, скв. Правдинская 4004. Абалакская свита;

3-8 – *Lingularia smirnovae* Biernat et Emig.

3, 8 – экз. № Прб8730-61с, скв. Приобская 8730. Баженовская свита;

4 – экз. № Првд5217-24, скв. Правдинская 5217. Абалакская свита;

5 – экз. № Првд5209-32, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита;

6 – экз. № Првд5209-21, скв. Правдинская 5209. Абалакская свита;

7 – экз. № Првд5209-30, скв. Правдинская 5209. Абалакская свита;

6 – *Discinisca* sp.

Экз. № Првд5209-129, скв. Правдинская 5209. Баженовская свита, пачка 6. Электронная микроскопия (ПИН РАН);

7-9 – Lingularia smirnovae Biernat et Emig.

7 – Экз. № Првд5217-24, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита. Электронная микроскопия (ПИН РАН);

8 – Экз. № Првд5217-18, скв. Правдинская 5217. Абалакская свита. Электронная микроскопия (ПИН РАН);

9 – Экз. № Првд5217-36, скв. Правдинская 5217. Баженовская свита. Электронная микроскопия (ПИН РАН).



Фототаблица 19. Фораминиферы.

# Пояснения к фототаблице 19 (Фораминиферы).

# Агглютинирующие фораминиферы из черных сланцев верхов абалакской свиты в скв. Галяновская 42

# Комплекс фораминифер со Spiroplectammina vicinalis

		№ образца	Глубина, м
1	Recurvoides? sp. (R. cf. stschekuriensis Dain)	Г-42-19	2665,99
2	Ammobaculites cf. infravolgensis Mjatliuk	Г-42-13	2667,44
3	Kutsevella cf. labythnangensis (Dain)	Г-42-12	2667,89
4	Kutsevella cf. haplophragmoides (Furss. et Poljenova)	Γ-42-16	2666,47
5	Trochammina rosacea Zaspelova	Γ-42-16	2666,47
6	Trochammina rosacea Zaspelova	Г-42-19	2665,99
7	Calyptammina praegyroidiniformis Bystrova et Koss.	Г-42-15	2666,98
8	Spiroplectammina vicinalis Dain	Г-42-15	2666,98



Материалы подготовлены в ФГУП «Геологоразведка», 2014 г.

Фототаблица 20. Фораминиферы.

# Пояснения к фототаблице 20 (Фораминиферы).

# Агглютинирующие фораминиферы из черных сланцев баженовской свиты в скв. Галяновская 42

Комплекс фораминифер со Spiroplectammina vicinalis, Evolutinella ex gr. emeljanzevi

		№ образца	Глубина, м
1	Saccammina micra Bulat.	Γ-42-84	2643,65
2	Reophax adaptatus Dain	Γ-42-84	2643,65
3	Recurvoides cf. transitorius Bulynnikova	Г-42-33	2660,62
4	Bulbobaculites ex gr. elongatum (Kosyreva)	Г-42-68	2648,6
5,6	Evolutinella ex gr. emeljanzevi (Schleifer)	Г-42-33	2660,62
7	Kutsevella aff. praegoodlandensis (Bulynnikova)	Г-42-33	2660,62
8	Ammobaculites cf. infravolgensis Mjatliuk	Г-42-33	2660,62
9	Trochammina annae Levina	Г-42-68	2648,6
10	Spiroplectammina cf. vicinalis Dain	Г-42-33	2660,62

# 











50 мкм

# Фототаблица 21. Палиноморфы.

Материалы подготовлены в ФГУП «Геологоразведка», 2014 г.

# Пояснения к фототаблице 21 (Палиноморфы).

# Палиноморфы из черных сланцев верхов абалакской свиты в скв. Галяновская 42

Палиноморфы кимериджа – волги (?) (абалакская свита), скв. Галяновская 42

		№ образца	Глубина, м
1-3, 7	Systematophora spp.	Г-42-11	2668,11
4	Systematophora areolata Klement, 1960	Г-42-11	2668,11
5	Cribroperidinium venustum (Klement, 1960) Poulsen, 1996	Г-42-11	2668,11
6	<i>Cribroperidinium globatum</i> (Gitmez et Sarjeant, 1972) Helenes, 1984	Г-42-11	2668,11
8	Cribroperidinium sp.	Г-42-11	2668,11
9	Foraminifera	Г-42-11	2668,11
10	Systematophora ?daveyi Riding et Thomas, 1988	Г-42-11	2668,11
11	Stephanelytron sp.	Г-42-11	2668,11
12, 13, 14	Micrhystridium spp.	Г-42-11	2668,11
15	Classopollis sp.	Г-42-12	2667,89

# Фототаблица 22. Палиноморфы.

Материалы подготовлены в ФГУП «Геологоразведка», 2014 г.



# Пояснения к фототаблице 22 (Палиноморфы).

# Палиноморфы из черных сланцев верхов абалакской свиты в скв. Галяновская 42

Палиноморфы кимериджа – волги (?) (абалакская свита), скв. Галяновская 42

		№ образца	Глубина, м
1, 2	Prolixosphaeridium anasillum Erkmen et Sarjeant, 1980	Г-42-11	2668,11
3	Tanyosphaeridium sp.	Г-42-11	2668,11
4	Cribroperidinium venustum (Klement, 1960) Poulsen, 1996	Г-42-16	2666,47
5	Pareodinia sp.	Г-42-11	2668,11
6	Evansia sp.	Г-42-11	2668,11
7	Paragonyaulacysta ?borealis (Brideaux et Fisher, 1976) Stover et Evitt, 1978	Г-42-16	2666,47
8	Oligosphaeridium patulum Riding et Thomas, 1988	Г-42-16	2666,47
9	Prolixosphaeridium cf. anasillum Erkmen et Sarjeant, 1980	Г-42-11	2668,11
10, 12	Prolixosphaeridium parvispinum (Deflander, 1937) Davey, 1969	Г-42-16	2666,47
11	Неопределимая хоратная циста	Г-42-11	2668,11
13	Prolixosphaeridium sp.	Г-42-11	2668,11
14	<i>Dichadogonyaulax</i> cf. <i>chondra</i> (Drugg, 1978) Courtinat, 1989	Γ-42-11	2668,11
15, 16	Tasmanites sp.	Г-42-16	2666,47

# Фототаблица 23. Палиноморфы.



Материалы подготовлены в ФГУП «Геологоразведка», 2014 г.

# Пояснения к фототаблице 23 (Палиноморфы).

# Палиноморфы из черных сланцев баженовской свиты в скв. Галяновская 42

		№ образца	Глубина, м
1-4	Tasmanites spp.	Г-42-33	2660,62
5-6	Pterospermella spp.	Г-42-33	2660,62
7	Pterospermella spp.	Г-42-20	2665,69
8	Oligosphaeridium patulum Riding et Thomas, 1988	Г-42-24	2664,40
9	Kleithriasphaeridium corrugatum Davey, 1974	Г-42-24	2664,40
10, 11	Prolixosphaeridium spp.	Г-42-24	2664,40
12	Gochteodinia aff. mutabilis (Riley in Fisher and Riley, 1980) Fisher and Riley, 1982	Г-42-22	2665,09

# ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Корреляции разрезов по скважинам

# Приложение 4.1

Карта с расположением линий корреляций и условные обозначения





# РАСШИФРОВКА УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ К КОРРЕЛЯЦИОННЫМ СХЕМАМ:

# Алтай Саяны

мегавладина

# 1–15 – преобладающий состав пород:

1 – песчаники и алевро-песчаники; 2 - песчаники и алевропесчаники биотурбитовые, часто с глауконитом; 3 - угли и углистые глины и аргиллиты;

# <u>4-8 – глины:</u>

- 4 сероцветные малоалевритистые;
- 5 темноцветные алевритистые биотурбитовые с пиритом;
- 6 карбонатистые биотурбитовые с пиритом;
- 7 темноцветные неоднородно кремнистые, пиритистые, в различной мере углеродистые;
- 8 аргиллитоподобные кремнистые и кремневые, малоуглеродистые;

### 9 – сероцветные алевролиты и глинистые алевролиты;

- 10 известняки, пластовые и линзовидные, в том числе, вторично развитые по карбонатным глинам, силицитам и радиоляритам;
- 11 радиоляриты и силициты малоглинистые, их переслаивания (мощность прослоев вне масштаба), в том числе в различной мере карбонатизированные;

# <u> 12–18 – силициты:</u>

- 12 углеродистые малоглинистые;
- 13 углеродистые с карбонатным шламом двустворок Liostrea, Buchia, Inoceramus и Aequipecten, в ассоциациях с аммонитами и рострами белемнитов;
- 14 глинистые высокоуглеродистые однородные с редкими двустворками Buchia, Inoceramus и аммонитами;
- 15 глинистые высокоуглеродистые с многочисленными раковинами Inoceramus;
- 16 малоглинистые и глинистые углеродистые и высокоуглеродистые с раковинами Buchia;
- 17 малоглинистые и глинистые в различной мере карбонатные, высокоуглеродистые однородные;
- 18 тонкоритмичные глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые, пиритистые, высокоуглеродистые с кокколитофоридами;

## 19-22 – включения и неоднородности:

- 19 карбонатные нодули, сложенные пелоидно-интракластовым и биокластовым материалом (показаны вне масштаба);
- 20 линзы фосфоритов, силицитов, радиоляритов и их ассоциаций, местами пиритизированные;
- 21 известковые и доломитовые конкреции;
- 22 известковые линзы;
- 23 поверхности подводных размывов и связанные с ними отложения;

# 24-30 – местные стратиграфические подразделения:

- 24 васюганская и наунакская свиты;
- 25 георгиевская свита;
- 26 абалакская свита;
- 27 баженовская свита и нижнетутлеймская подсвита с подписями пачек;
- 28 верхнетутлеймская 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 туфогенных прослоев и корреляционные уровни:

36 – прослой T1;

- 37 прочие идентифицированные прослои туфов и подписи к ним;
- 38 прочие прослои туфов, неидентифицированные; 39 прослои туффитов, туффитовых серий, и их индексы;
- 40 прочие прослои туффитов, неидентифицированные; 41 объем интервала с туффитами и его корреляционное положение в межскважинном пространстве;

# 42-43 – линии сопоставления:

- 42 выдержанных пачек;
- 43 вспомогательных уровней.

Корреляция скважин по линии 1'-1'': северо-западный район Фроловской мегавпадины





275

Корреляция скважин по линии 2'-2'': центральный район Фроловской мегавпадины на границе с Красноленинским сводом



276





Корреляция скважин по линии 4'-4'': Сургутский свод – Александровский мегавал – Парабельский мегавал – Нюрольская впадина



ľ								1 110	-		T	ŕ		T .
qэмон йыаоядкqо∏	№ скв. на карте	Скважина (площаль, номер)		Глубина по керну, м	Глубина по каротажу, м	Литостратиграфическая привязка	Тип туфогенного слойка	Строение и мощность	Преобладающий состав	эжэднМ вопродп	Субрегиональный пирокластический уровень	догографии керна	SM-4DI	Опубликованные данные: [1]- [Булатов и др., 2021] [2]- [Панченко и др., 2021]
1	1	Апрельская	5	2685.36	2680.86	баженов. св., пачка 5b	Туф 1	1-2 мм прослой	Глинистый			+	_	
2	1	Апрельская	5	2688.92	2684.42	баженов. св., пачка 5а	Tyd 1	ММ прослой	Глинистый	T3/T4	UB4	+		
З	1	Апрельская	5	2692.30	2687.80	баженов. св., пачка 4b	Tyd 1	1.5-2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2 .	+	+	[2], o6p. №29
4	1 ,	Апрельская	5	2693.99	2689.79	баженов. св., пачка 4а	Tyd 6	5-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+	+	[2], oбp. №6
5	2	Апрельская	10	2781.19	2780.79	баженов. св., пачка 5а-5b	Tyd 1	1 мм прослой	Глинистый	T3/T4	UB4	+	_	
9	2	Апрельская	10	2784.64	2784.24	баженов. св., пачка 5а	Туф 1	І мм прослой	Глинистый	T3a	UB3 .	+		
7	5	Апрельская	10	2786.92	2786.52	баженов. св., пачка 4b	Tyd <	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+		
8	3	Апрельская	12	2900.84	2902.84	баженов. св., пачка 4b	Tyф <	<2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2 .	+	+	[2], o6p. №30
6	4	Апрельская	15	2908.87	2912.47	фролов. св.	Tyф <	<1 мм прослой	Глинистый	FrT1	LF1 .	+	_	
10	4	Апрельская	15	2918.15	2922.55	баженов. св., пачка 5а-5b	Туф 2	2 мм прослой	Глинистый	T3/T4	UB4	+		
11	4	Апрельская	15	2921.29	2925.69	баженов. св., пачка 5а	Tyd 2	2 мм прослой	Глинистый	T3a	UB3 .	+		
12	4	Апрельская	15	2925.80	2930.20	баженов. св., пачка 4b	Tyd <	<2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2 .	+	+	[2], o6p. №31
13	S	Апрельская	16	2722.48	2724.28	баженов. св., пачка 4b	Tyф <	<2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2 .	+	_	
14	5	Апрельская	16	2725.25	2727.05	баженов. св., пачка 4а	Tyd 6	5-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+	+	[2], oбp. №7
15	9	Белоярская (Каргасокская)	42	2257.42	2256.82	баженов. св., пачка 4а	Туффит 2	2-3 см прослой	Глинист., пиритиз.	T1	UB1	+	_	
16	9	Белоярская (Каргасокская)	42	2261.58	2260.98	баженов. св., пачка 3	Туффит 5	5 мм серия 1-2 мм прослоев	Глинист., окремненный	TT4 L	.B_2	+		
17	9	Белоярская (Каргасокская)	42	2261.79	2261.19	баженов. св., пачка 3	Туффит 3	3-4 мм прослой	Глинист., окремненный	TT4 L	.B_2	+		
18	6	Белоярская (Каргасокская)	42	2263.55-2263.68	2262.95-2263.08	баженов. св., пачка 3	Туффит 1	13 см серия 2-4 мм прослоев	Глинист., окремненный	TT3 L	.B_1	+		
19	9	Белоярская (Каргасокская)	42	2263.71-2263.75	2263.11-2263.15	баженов. св., пачка 3	Туффит 4	4 см серия 2-4 мм прослоев	Глинист., окремненный	TT2 L	.B_1	+		
20	9	Белоярская (Каргасокская)	42	2263.85	2263.25	баженов. св., пачка 3	Туффит 8	3 см серия 1-2 мм прослоев	Глинист., окремненный	TT1 L	.B_1	+		
21	7	Большая Ольховская	75	2570.25	2569.05	тутлейм. св., пачка 4b	Туф <	<2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2 .	+	_	
22	7	Большая Ольховская	75	2572.86	2571.66	тутлейм. св., пачка 4а	Туф (	5-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+	+	[2], oбp. №3
23	8	Большая Ольховская	LL	2579.68	2580.38	тутлейм. св., пачка 4а	Tyd (	5-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+++	+	[2], o6p. №4
24	6	Верхнесалымская	45	2959.60	2964.60	баженов. св., пачка 5а	Туф 1	І мм прослой	Глинистый	T4	UB4	+		
25	9	Верхнесалымская	45	2959.88	2964.88	баженов. св., пачка 5а	Tyd 1	I мм прослой	Глинистый	T3	UB4	+		
26	9	Верхнесалымская	45	2963.04	2968.04	баженов. св., пачка 4b-5а	Tyф <	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+		
27	10	Верхнесалымская	2316	3258.30	3258.80	баженов. св., пачка 5а	Tyd 1	I мм прослой	Глинистый	T4	UB4	+		[2], на рис.4
28	10	Верхнесалымская	2316	3258.55	3259.05	баженов. св., пачка 5а	Туф 1	І мм прослой	Глинистый	T3	UB4	+		[2], на рис.4
29	10	Верхнесалымская	2316	3261.30	3261.80	баженов. св., пачка 4b-5a	Tyd <	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+		[2], на рис.4
30	10	Верхнесалымская	2316	3266.10	3266.60	баженов. св., пачка 3	Туф (	5-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+		[2], на рис.4
31	11	Восточно-Икилорская	154	2861.80		баженов. св., пачка 3-4	Туффит с	серия тонких (1-10 мм) прослоев	Окремненный			+ +		
32	12	Восточно-Ингольская	301	2739.07		баженов. св., пачка 3-4	Туф или туффит 🥂	5-8 мм прослой	Окремненный			+ +	+	[2], o6p. №53
33	13	Восточно-Кальчинская	81	2744.05		баженов. св., пачка 3-4	Туффит с	серия тонких (1-10 мм) прослоев	Окремненный	Γ	.B_1 - UB0	+ +	+	[2], o6p. №46
34	13	Восточно-Кальчинская	81	2744.15		баженов. св., пачка 3-4	Туффит с	серия тонких (1-10 мм) прослоев	Окремненный	Γ	.B_1 - UB0	+		
35	14	Восточно-Никольская	1	2321.58	2314.68	баженов. св., пачка 4а	Tyф <	<8 мм прослой	Глинист., пиритиз.	T1	UB1	+	_	
36	14	Восточно-Никольская	1	2321.60	2314.70	баженов. св., пачка 4а	Ty¢ <	<1 мм прослой	Глинистый	T0a/b	UB0	+		
37	15	Восточно-Ольховская	311	2742.03	2739.33	тутлейм. св., пачка 4а	Tyd 6	5-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+	[2], o6p. №1
38	16	Восточно-Придорожная	781	2945.58	2940.98	баженов. св., пачка 4а	Туффит 3	3-4 мм прослой	Глинист., окремненный			+		
39	17	Восточно-Чистинная	526	2756.79		баженов. св., пачка 4а	Tyd >	>3 мм прослой	Глинистый	T1	UB1	+		
40	17	Восточно-Чистинная	526	2760.23		баженов. св.	Туффит		Глинист., окремненный	Г	.B_1 - UB0	+++	_	[1]
41	17	Восточно-Чистинная	526	2760.26		баженов. св.	Туффит		Глинист., окремненный		.B_1 - UB0	++++++	_	[1]
42	17	Восточно-Чистинная	526	2760.54		баженов. св.	Туффит		Глинист., окремненный		.B_1 - UB0	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	_	[1]
43	18	Восточно-Янлотская	3	2655.25	2654.75	тутлейм. св., пачка 4а-4b	Tyd (6	5-8 мм прослой	Глинист., окремненный	T1	UB1	++	+	[2], o6p. №21

I	[1]- [Панченко и др., 2021], [2]- [Панченко и др., 2021]		n. No19								p. N <u>e</u> 17					p. №18			p. №22	p. N <u>e</u> 15	p. N <u>e</u> 23			p. №24																
	Опубликованные данные:		[2]. 06								[2], 06					[2], 06			[2], 06	[2], 06	[2], 06			[2], 06																
	SM-4DI		+			T				-	+					+		+	+	+	+			+									+			_			-	
	XKF										+							+	+	+	+			+																
	фикШ					+	+				+					+			+	+				+					+											
	Фотографии керна	+		+	+	· +	+ +	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		+	+	+	+ +	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
	Субрегиональный пирокластический уровень	UB1	UBI	UB4	UB2	1IR1	LEI	UB2	UB1	UBI	UB1	LF1	UB1	UB4	UB2	UB1	LFI	UB1	UB1	UB1	UB1	UB4	UB2	UBI	UBO	LB 1-UB0	$LB_1 - UB0$	LB_1 - UB0	$LB_1$	LB_1	UB3	UB2	UBI	UB3	UB1	UB4	UB4		1	
	сяэднИ вопродп	T1	Τ1	T3/T4	T2	1 1	L L FrT1	T2	T1	Τ1	T1	FrT1	T1	T3/T4	T2	T1	FrT1	T1	T1	T1	T1	T3/T4	T2	T1	TOa				TT2	TT1	T3a	T2	T1	T3a	T1	T4	T3			and a second sec
	Преобладающий состав	Глинист., пиритиз.	Глинист., олноволный	Глинистый	Глинистый	Глинист одноводный	тлинист., однородный Карбонатизированный	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., однородный	Карбонатизированный?	Глинист., однородный	Глинист., однородный	Глинист., однородный	Глинист., однородный	Глинист., пиритиз.	Глинист., однородный	Глинистый, карбонатиз.	Глинист., однородный	Глинист., однородный	Глинистый	Глинист., однородный	Глинист., однородный	1 Линистый Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинист., однородный	Глинистый	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	
	Строение и мощность	-8 мм прослой	-8 мм прослой	-2 мм прослой	2 мм прослой	-8 MM Thornton	-о мм прослои ММ прослой	мм прослой	-7 cm centra 2-4 mm moc.noeB	4 см серия 2-4 мм прослоев	-8 мм прослой	мм прослой	-8 мм прослой	мм прослой	мм прослой	-8 мм прослой	мм прослой	-8 мм прослой	-8 мм прослой	-8 мм прослой	-8 мм прослой	мм прослой	мм прослой	-8 мм прослой	мм прослой мм прослой	0-15 см серия тонких прослоев	10 см серия тонких прослоев	-2 см серия тонких прослоев	см серия тонких прослоев	-4 см серия тонких прослоев	мм прослой	2 мм прослой	-8 мм прослой	мм прослой	-8 мм прослой	мм прослой	мм прослой	см серия тонких прослоев	см серия тонких прослоев	
	Тип туфогенного слойка	Tyd 6	Tvů 6	Туф 1	Tyd	-7.F Tvd	Tvđ	Tvh 2	Туффит 6	Туффит 1	Туф 6	Туф 1	Туф 6	Туф 1	Tyф 2	Tyd 6	Tyd 1	Tyd 6	Tyd 6	Tyф 6	Tyф 6	Туф 1	Туф 2	Tyd 6	Tvd Tvd	Туффит 1	Туффит >	Туффит 1	Туффит 9	Туффит 3	Туф 1	Туф	Туф 	Tyф 1	Tyф 6	Туф 1	Туф 1	Туффит 1	Туффит 2	
	Литостратиграфическая привязка	баженов. св., пачка 4а	баженов. св. пачка 4а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4b	баженов св. паниа 4а	оаженов. св., цачка ча фролов. св.	баженов. св. пачка 4b	баженов. св. пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	фролов. св.	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	фролов. св.	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	оаженов. св., пачка 4а баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 4b	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 3-4а	•
	Глубина по каротажу, м		2610-2612	2652.49	2657.91		2704.11	2724.66	2728.35	2719.90	2732.50	2703.30	2725.03	2849.65	2854.80	2858.67	2841.17	2911.29	2205.20	2864.09	2802-2805	2851.53	2855.80	2857.65	2858.60	2859.15	2861.86	2861.92	2868.05	2868.27	2289.90	2295.10	2297.65	2281.70	2290.22	2410.10	2410.55	2421.56	2422.64	
	Глубина по керну, м	2651.20	2610-2612	2647.39	2652.81	202.02	2703.88	2724.56	2728.55		2736.00	2702.10	2723.83	2849.16	2857.21	2857.47	2847.77	2911.05	2204.10	2865.59	2802-2805	2849.03	2853.30	2855.15	2856.10	2856.65	2859.36	2859.42	2872.05	2872.27	2288.50	2293.70	2296.25	2281.00	2289.82	2410.80	2411.25	2422.26	2423.34	
		11	38	42	42	- 43	44 45	. 44	44	45	2006	2024	2024	2031	2031	2031	2034	2035	91	541	20	322	322	322	322	322	322	322	326	326	4045	4045	4045	4452	4452	30034	30034	30034	30034	
	Скважина (площаль, номер)	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	релленные	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	аляновская	орстовая	Цекабрьская	Темьянская	Тружная	Дружная	Дружная т	цружная Іружная	Тружная	Тружная	Тружная	Пружная	Пружная	5м-Ёговская	^Е м-Ёговская 	Ем-Ёговская 	Ем-Еговская	^Е м-Ёговская 	⁵ м-Ёговская	5м-Ёговская	5м-Ёговская	Ем-Ёговская	
	лч сив. на карте	1 6	0				3 00		2 m	4	ŝ	9 I	1 9	1 L:	1 L:	1 L	1 8	I 6	I 0.	7 E	1 <b>2</b> L	3 L	3 1	<u>1</u> 2	20	3	3 1	3 L	<b>4</b> L	4	5 E	5 E	ы П	Е 10 10	е Е	T E	7 E	E L	I I I	)
			[``		- 1	1	1					~	64	5	۲۹ ۲	• •	2	5		63		e.)	e.,	~ · ·	- 1 m	(m)	6	6	e.)	 	•••	~, 	 	ŝ	~	~	e)	еч) -	~	•
	qэмон йыаоядкqоП	4	45	46	4	48	4 d	50	515	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	2	65	90	689	69	70	71	72	73	74	75	76	ĥ	78	75	80	81	82	1

	наенко и др., 2021] изтов и др., 2017]; кованные данные: Плиф ографии керна региональный региональный	Суб Пирокла (1]- [Бу: (1]- [Тан	Суб пирокла + + + 	Суб Прокла Суб Суб Суб Суб Суб Суб Суб Суб	Суб ШВ Суб ШВ Суб ПРрокла Н Н Н Н Суб Прус Суб Прус Суб Суб Пар Суб Суб Суб Суб Суб Суб Суб Суб	Суб Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Суб Пирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Нирокла Н	Суб Пирокла Суб Суб Суб Суб Суб Суб Суб Суб	.30B2	UBI         3000         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1 </th <th>LBB         30B         30B         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1&lt;</th> <th>1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1</th> <th>1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1</th> <th>UB4         +         +         +         +         -         Cy6           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +&lt;</th> <th>Cycle         Пирокла           UB4         +         +           UB1         +         +           UB1         +         +           UB4         +         +           UB5         +         +           UB1         +         +           UB1         -         +           UB1         -         +           UB2         +         +           +         +         +           LB2         +         +           +         +         +           +         +         +           +         +           +         +     <!--</th--><th>Суба         Пирокла           UB3         +         +         +           UB3         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th><th>Субание         Субание           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th><th>Субание         Субание           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th><th>Пирокла         Опубли           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +&lt;</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>UB4     +     +     +     +       UB4     +     +     +     +     +       UB5     +     +     +     +     +       IB5     +     +     +     +     +       IB5     +     +     +       H     +     +</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>Cycle         Data         Data         Data         Data           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th><th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>Cycle         More         More           UB4         +         +         +           UB1         +         +         +           UB2         +         +         +           UB1         +         +         +           UB1         +         +         +</th><th></th><th></th><th></th><th></th><th>$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th><th>Ογδ         Ογδ           ΠΗΡΦΧΙΠΑ         ΦΠ           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         -           UB4         +         +         +         +         -           UB4         +         +         +         +         -         -           UB4         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         +         -           UB1         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         -           LB2         +         +         +         +         -           LB3         +         +         +         +         -           LB2         +         +         +         -         -           LB2         +         +         +         -         -           LB2</th><th>Ογ6         Πηροκπα           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +           LB2         +         +         +         +         +           LB3         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +           UB2         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +</th><th></th><th></th><th></th></th>	LBB         30B         30B         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1<	1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1	1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1         1	UB4         +         +         +         +         -         Cy6           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +<	Cycle         Пирокла           UB4         +         +           UB1         +         +           UB1         +         +           UB4         +         +           UB5         +         +           UB1         +         +           UB1         -         +           UB1         -         +           UB2         +         +           +         +         +           LB2         +         +           +         +         +           +         +         +           +         +           +         + </th <th>Суба         Пирокла           UB3         +         +         +           UB3         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th> <th>Субание         Субание           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th> <th>Субание         Субание           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th> <th>Пирокла         Опубли           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +&lt;</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>UB4     +     +     +     +       UB4     +     +     +     +     +       UB5     +     +     +     +     +       IB5     +     +     +     +     +       IB5     +     +     +       H     +     +</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>Cycle         Data         Data         Data         Data           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +</th> <th>$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>Cycle         More         More           UB4         +         +         +           UB1         +         +         +           UB2         +         +         +           UB1         +         +         +           UB1         +         +         +</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th>$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$</th> <th>Ογδ         Ογδ           ΠΗΡΦΧΙΠΑ         ΦΠ           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         -           UB4         +         +         +         +         -           UB4         +         +         +         +         -         -           UB4         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         +         -           UB1         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         -           LB2         +         +         +         +         -           LB3         +         +         +         +         -           LB2         +         +         +         -         -           LB2         +         +         +         -         -           LB2</th> <th>Ογ6         Πηροκπα           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +           LB2         +         +         +         +         +           LB3         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +           UB2         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +</th> <th></th> <th></th> <th></th>	Суба         Пирокла           UB3         +         +         +           UB3         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +	Субание         Субание           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +	Субание         Субание           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +	Пирокла         Опубли           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +<	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	UB4     +     +     +     +       UB4     +     +     +     +     +       UB5     +     +     +     +     +       IB5     +     +     +     +     +       IB5     +     +     +       H     +     +	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Cycle         Data         Data         Data         Data           UB4         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +         +	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Cycle         More         More           UB4         +         +         +           UB1         +         +         +           UB2         +         +         +           UB1         +         +         +           UB1         +         +         +					$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Ογδ         Ογδ           ΠΗΡΦΧΙΠΑ         ΦΠ           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         -           UB4         +         +         +         +         -           UB4         +         +         +         +         -         -           UB4         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         +         -           UB1         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         -         -           UB1         +         +         +         +         +         -           LB2         +         +         +         +         -           LB3         +         +         +         +         -           LB2         +         +         +         -         -           LB2         +         +         +         -         -           LB2	Ογ6         Πηροκπα           UB4         +         +         +           UB4         +         +         +         +           UB4         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +           LB2         +         +         +         +         +           LB3         +         +         +         +         +           UB1         +         +         +         +         +           UB2         +         +         +         +         +           UB3         +         +         +         +         +			
	ожэднИ вопродп	T4	T3	T3a			îT2	T1	T4	T4	T4	T4	T4	T3a							T1			T4	T3 TOL	100 T0a	T4	T3	T0b	T0a	TT4	T1	T1	T1	TOb	T0a	T4	T4	T4	T3	T3	7.1.
1	Преобладающий состав	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинистый	Окремнен., глинистый 7	Окремнен., глинистый 7	Окремнен., глинистый 7	Окремнен., глинистый 1	Окремнен., глинистый 1	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., однородный	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинистый	1 линист., однородный Глинист олноволный	Глинистый	Глинистый	Глинист., однородный	Глинист., однородный	Окремненный ?	Глинист., окремненный	Глинист., пиритиз.	Глинист., однородный	Глинистый	Глинистый	Окремнен., глинистый 1	Окремнен., глинистый 1	Глинист., с выс. сод. ОВ 7	Окремнен., глинистый 1	Окремнен., глинистый 7	Окремнен., глинистыи
117	Строение и мощность	2-3 мм прослой	2-3 мм прослой	2 мм прослой	<<1 мм прослой	<<1 мм прослой	1 см прослой	5-8 мм прослой	3 мм прослой	7 мм прослой	4 мм прослой	5 мм прослой	>2 см прослой	>1 мм прослой	7-8 см серия 1-4 мм прослоев		7-8 см серия тонких прослоев	10 см серия 1-3 мм прослоев	3 см серия 1-2 мм прослоев	2-3 см серия 1-3 мм прослоев	5-8 мм прослой		2-3 мм прослой	I мм прослой	I мм прослой	т мм прослой 1 мм прослой	I мм прослой	1 мм прослой	3 мм прослой	1-2 мм прослой	8 см серия 1-3 мм прослоев	5-8 мм прослой	>2 мм прослой	5-8 мм прослой	1 мм прослой	1-2 мм прослой	2 см прослой	2-3 см серия тонких прослоев	1,5 см прослой в основании серии	3-4 см серия тонких прослоев	14 см серия тонких прослоев	10 см серия тонких прослоев
	Тип туфогенного слойка	Туф	Туф	Туф	Туф .	Туф .	Туффит	Туф	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туф	Туффит	Туф	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туф	Туф	Туффит	Туф 	Туф т. 4 — 11 —	туф или туффит Туф или туффит	Tvd	Туф	Туф	Туф или туффит	Туффит	Tyd	Tyd	Тyф	Туф	Туф	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит
	Литостратиг рафическая привязка	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 4b	тутлейм. св., пачка 4b	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 3	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 3-4а	баженов. св.	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3-4а	тутлейм. св., пачка 4а-4b	баженов. св.	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 5а	оаженов. св., пачка 2 баженов св. пачка 3	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	оаженов. св., пачка 5			
	Глубина по каротажу, м	2595.31	2595.82	2599.36	2600.68	2602.22	2604.03	2606.41	2607.08	2607.57	2607.83	2607.97	2611.55	2557.23	2573.42		2802.00	2802.56	2802.89	2803.04	2697.72		3945.47	3015.60	3015.92	3019.53	3019.25	3019.46	3022.49	3023.25	3023.68	2983.94	2315.3	2893.58	2893.78	2893.42	2893.87	2894.06	2894.16	2896.06	2896.21	2890.30
	Глубина по керну, м	2595.31	2595.82	2599.16	2600.48	2602.02	2603.83	2606.21	2606.88	2607.37	2607.63	2607.77	2611.35	2564.83	2572.42	2640.60	2801.90	2802.46	2802.79	2802.94	2695.12	2862.96	3043.93	3016.00	3016.32	3019.24	3018.15	3018.36	3021.39	3022.15	3022.58	2988.14	2314.70	2892.38	2892.58	2893.22	2893.67	2893.86	2893.96	2895.86	2896.01	2890.10
		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	17	17	1	4	4	4	4	10	2003	280	401	401	401	412	412	412	412	412	223		4	4	4	4	4	4	4	4	4
	Скважина (площаль, номер)	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Заозерная	Западно-Аганская	Западно-Квензерская	Западно-Квензерская	Западно-Квензерская	Западно-Квензерская	Западно-Ташинская	Западно-Усть-Балыкская	Имилорская	Имилорская	Имилорская	Имилорская Имилопская	Имилорская	Имилорская	Имилорская	Имилорская	Имилорская	Июльская	Круглоозерная	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская
ĺ	№ скв. на карте	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	39	39	40	41	41	41	41	42	43	44	45	45	45	46	46	46	46	46	47	48	49	49	49	49	49	49	49	49	49
	qэмон йыавоядкqоП	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	76	98	66	100	101	102	103	104	105	106	107	108	1109	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	171

-	Опубликованные данные: [1]- [Булатов и др., 2017]; [2]- [Панченко и др., 2021]	[1]		[1]	3	[1]	3							], o6p. №16	[1]	[1]	[1]													[1]						], o6p. №28						o6p. Nº48, 49
[	SIN1-3-71			╞										[2				+								-		+	+	L						+ [2				 		+ [2],
	XBF	+		+		+				-				+			_	+					_					-		+	-				$\vdash$	+	$\vdash$			⊢	_	+
-	фикШ		ŀ	T	t	t	t							+	+	+	+														+		+	+		+			+	+	+	+
	Фотографии керна		+	-	t	r	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+ ·	+ -	+ +		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
-	Субрегиональный пирокластический уровень	UB1	<b>I.R. 1 - IIRO</b>				UB4	UB4	UBI	UB4	UB4	UB3	UB2	UB1				UB4	UB4	UB4	UB3	? UB1	UB4	UB3	UB2		UB0		LB 1-UB0		? LB_2	? LB_2	$LB_{-1}$	$LB_{-1}$	$LB_{-1}$	UB1	UB0	UB0	$LB_2$	$LB_{-1}$	LB_1	$LB_1$
	Индекс вопэоqп	T1					$T_4$	- T3	T1	T4	T3	T3a	T2	T1				T3/T4	T4	T3	T3a	ΥT1	T3/T4	T3a		LI.	100	TTTA	+		$\gamma \Gamma T4$	$\gamma TT4$	$\gamma \Gamma T 3$	TT2	TT1	T1	T0b	T0a	TT4	TT3	TT3	TT2
T	Преобладающий состав	Глинистый	Глинист октемненный	тлинистый Глинистый		Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинист., однородный	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинист., однородный				Глинист., пиритиз.	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый -	I линист., однородный	І линистый г	1 линист., окремненный Глинист октолионии й	тлинист., окремненный Глинист., окремненный		Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., однородный	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный
т тт <i>л</i>	Строение и мощность	6-8 мм прослой	серия тонких (1-10 мм) прослоев	average (mm of -1) versuot and version	2-3 см серия тонких прослоев		1 мм прослой	1 мм прослой	-8 мм прослой	1 мм прослой	1 мм прослой	<1 мм прослой	<2 мм прослой	6-8 мм прослой				1 мм прослой	1-1.5 мм прослой	1 мм прослой	1-2 мм прослой	>3 мм прослой	1-1,5 мм прослой	1-1,5 мм прослой	<2 мм прослой	6-8 мм прослой	I мм прослой	10 our comme morriery (1 via) macences	10 см серия тонких (1 мм) прослосв 6 см серия тонких (1 мм) прослоев	FAOTAAO ( V. ( V.SV. Y ) XIYYYYYYY YYYY AA YEA O	4-5 мм прослой	5см серия тонких(1-4мм) прослоев	24 см серия тонких прослоев	8 см серия тонких прослоев	1-2 см серия тонких прослоев	6-8 мм прослой	1 мм прослой	<1 см прослой	>3 см серия тонких прослоев	серия тонких (1-10 мм) прослоев	20 CM CEPTA TURNA (1 MM)	16см серия 2. мм-2. см прослоев
•	Тип туфогенного слойка	Tyd	Туфит	туфит Түф	Туффит	Tvd	Tvd	Tvd	Туф	Туф	Туф	Туф	Туф	Туф	Туффит	Туффит	Туффит	Туф	Туф	?Туф	Туф	Туф	Туф	Туф	Туф	Ty¢ T	Туф Т. 4 — 44 —	туфили туффит Туффит	Туфит	Tyd	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туф	Туф	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Тиффит
	Литостратиграфическая привязка	баженов. св., пачка 4а-4b	баженов св пацка 4а	турана стала та	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св.	баженов. св. пачка 5а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	тутлейм. св.	тутлейм. св.	тутлейм. св.	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4b	оаженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	CORREHOB. CB., HAYKA 44	баженов. св., пачка 3-та баженов. св., пачка 3	тутлейм. св.	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов св пачка 3						
	Глубина по каротажу, м	2685.40	7686 48	01-0007	2626.37		2878.66	2879.03	2886.82	2818.79	2819.22	2821.86	2824.50	2827.05				3027.60	2865.30	2865.60	2868.80	2875.20	2935.96	2937.65	2942.32	2943.70	2943.90	CI.4462	2946.33		2737.07	2737.61	2737.86-2738.08	2738.46-2738.54	2738.64	2802.90	2803.33	2803.74	2803.97	2805.66	2805.84	2806 13
	Глубина по керну, м	2685.65	268673	2782.14	2621.87	3186.52	2880.66	2881.03	2888.42	2817.09	2817.52	2820.16	2822.80	2825.35	2787.46	2787.96	2788.09	3028.45	2871.10	2871.40	2875.20	2882.20	2932.96	2934.65	2939.12	2940.50	2940.70	2940.95 2012 76	2943.13	2779.02	2736.87	2737.41	2737.66-2737.88	2738.26-2738.34	2738.44	2804.20	2804.63	2805.04	2805.27	2806.96	2807.14	2807.43
		33	33	43	? <b>~</b>	12	2159	2159	2159	2838	2838	2838	2838	2838	42	42	42	1	93	93	93	93	6693	6693	6693	6693	6693	0093 6602	6693	19	42	42	42	42	42	184	184	184	184	184	184	184
	Скважина (площаль, номер)	Кумская	Comerciae	CURTEIMERAR	Теловая	Теклорская	Темпинская / Салымская	Пемпинская / Салымская	Пемпинская / Салымская	Пемпинская / Салымская	Писорская	Писорская	Писорская	Тяминская	Малобалыкская	Иалобалыкская	Малобалыкская	Малоболтисская	Малобальнская	Малокондинская	Марталлеровская	Марталлеровская	Марталлеровская	Марталлеровская	Марталлеровская	Иишаевская	Иишаевская	Иишаевская	Иишаевская	Иишаевская	Мишаевская	Мишаевская										
	№ скв. на карте	50 F	50 4	3 5	52	53	54	54	54	55	55	55 ]	55 )	55 )	56 ]	56 )	56 ]	57	58 N	58 N	58 N	58 N	59 N	59	59	59	59	1 02	50	09	61 N	61 N	61 N	61 N	61 N	62 N	62	62 N	62 N	62 N	62	62 I P
	qэмон йіавоядкqо∏	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	251	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170
		1	11	1	1	1	1	1	1	1 1	1	1 1	11	1	1			1	1 î		1	1			- T	- T	- 1 °	1.1	1	1	1 1	1 1	1	1	, i	i 1	. 1	1	1 1	( ) I	1	

			F								чн		_	ן]  : פי:
	№ скв. на карте	Скважина (площаль, номер)		Глубина по керну, м	Глубина по каротажу, м	Литостратиграфическая привязка	Тип туфогенного слойка	Строение и мощность	Преобладающий состав	ожэднИ копэодп	Субрегиональный пирокластический уровен Фотографии керна	фитШ	ICP-MS	Опубликованные данные [1]- [Булагов и др., 2017] [2]- [Панченко и др., 2021
	64	Нижне-Янлотская	2	2667.16	2668.36	тутлейм. св., пачка 5а-5b	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T4	UB4 +			
1	64	Нижне-Янлотская	2	2667.48	2668.68	тутлейм. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T3	UB4 +			
L	64	Нижне-Янлотская	2	2681.04	2681.74	тутлейм. св., пачка 3-4	Туффит	14 см серия 2 мм-2 см прослоев	Глинист., окремненный	7TT2 ? LI	B_1 +	+	+	[2], o6p. N <u>9</u> 44
<u> </u>	64	Нижне-Янлотская	2	2681.14	2681.84	тутлейм. св., пачка 3-4	Туффит	>5 см серия тонких прослоев	Глинист., окремненный	itti ? LI	B_1 +			
1	65	Новиковская	-	2472.77	2472.97	баженов. св., пачка 4а	Туффит	>2 мм прослой	Глинист., окремненный	TT4 LB	+ 7			
1	99	Новонялинская	30	2746.05	2749.05	баженов. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинист., однородный	T3/T4	UB4 +		+	[2], o6p. №39
1	67	Новоортьягунская	187	2886.55	2888.75	баженов. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	$\gamma T4$	? UB4 +			
1	67	Новоортьягунская	187	2887.24	2889.44	баженов. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинист., пиритиз.	îT3	? UB4 +			
	67	Новоортьягунская	187	2887.77	2889.97	баженов. св., пачка 5а	Туф	2 мм прослой	Глинистый	?T3a	? UB3 +			
	67	Новоортьягунская	187	2887.85	2890.05	баженов. св., пачка 5а	?Туффит	5 см серия тонких(1-4 мм) прослоев	Глинист., окремненный		+			
	67	Новоортьягунская	187	2894.56	2896.76	баженов. св., пачка 3	Туф или туффит	1 мм прослой	Глинист., окремненный	LB	_1 - UB0 +			
	67	Новоортьягунская	187 2	2895.70-2895.90	2897.90-2898.10	баженов. св., пачка 3	Туффит		Глинист., окремненный	TT3 LB	-1 +		_	
	67	Новоортьягунская	187	2896.02-2896.13	2898.22-2898.33	баженов. св., пачка 3	Туффит	11 см серия гонких(1-4 мм)	Глинист., окремненный	TT2 LB	-1			
	67	Новоортьягунская	187	2896.30	2898.50	баженов. св., пачка 3	Туффит	>5 см серия тонких прослоев	Глинист., окремненный	TT1 LB	-1		_	
	68	Пальяновская	130	2484.03	2489.03	тутлейм. св., пачка 4а	Туф	6 мм прослой	Глинист., пиритиз.	T1	UB1 +			
1	69	Пальяновская	157	2993.88	2992.78	тутлейм. св., пачка 4а	Туф	4-5 мм прослой	Глинистый	T1	UB1 +			
	70	Пальяновская	158	2901.73	2896.83	тутлейм. св., пачка 4а	Tyþ	3-4 мм прослой	Глинистый	T1	UB1 +			
	71	Пальяновская	600	2330.56	2330.26	тутлейм. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T3a	UB3 +		_	
1	72	Пальяновская	601	2379.80	2377.50	тутлейм. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T3a	UB3 +			
	73	Пальяновская	611	2341.19	2338.89	тутлейм. св., пачка 4а-4b	Туф	2 мм прослой	Пиригизированный	?T1	? UB1 +			
	74	Панковская		2436.55	2436.75	баженов. св., пачка 3-4а	Туф	>2 мм прослой	Глинистый	7T1	? UB1 +			
	74	Панковская		2437.75	2437.95	баженов. св., пачка 3-4а	Туффит	>5 см серия тонких прослоев	Глинист., окремненный	?TT2 ? LI	B_1 +			
	75	Передовая	192	2485.96	2483.22	баженов. св., пачка 3-4а	Туффит	3 мм прослой	Глинист., окремненный	TT4 LB	-2 +			
	76	Повховское	273	3044.05	3944.65	баженов. св., пачка 3	Туффит	5 см серия тонких (1 мм) прослоев	Глинист., окремненный	LB	_1 - UB0 +			
	76	Повховское	273	3044.15	3044.75	баженов. св., пачка 3	Туффит	2-3 мм прослой	Глинист., окремненный	LB	_1 - UB0 +			
	77	Повховское	70	2989.39	2990.09	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1 +			
- 1	77	llobxobckoe	70	2989.99	2990.69	баженов. св., пачка 4а	Туф или туффит	1 мм прослой	I линист., окремненный	T0a/b	UB0 +		_	
	77	Повховское	70	2992.74	2993.54	баженов. св., пачка 3	Туффит	3 см серия тонких (1 мм) прослоев	Окремненный	? LE	+ 3_2		+	[2], o6p. №52
1	E	Повховское	0/	2992.84	2993.64	оаженов. св., пачка 3	Туффит	3 см серия тонких (1 мм) прослоев	Окремненный	Ϋ́Υ.	-1-UB0 +		+	
	8/	IIOBXOBCKOC	1321	2895.18	2894.88	оаженов. св., пачка 3	1 уффит	4 см серия тонких (1 мм) прослоев	Окремненный	LB.	-1-UB0 +			
	78	Повховское	7327	2895.25	2894.95	баженов. св., пачка 3	Туффит	3 см серия тонких (1 мм) прослоев	Окремненный	LB	_1 - UB0 +			
	79	Полонская		2451.27	2451.87	баженов. св., пачка 4а	Tyф		Глинистый					
	80	Поточное	2832	2730.45	2732.45	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1 +	+	+	[2], o6p. №27
	80	Поточное	2832	2734.60	2736.45	баженов. св., пачка 3-4а	Туффит	серия тонких (1-10 мм) прослоев	Глинист., окремненный	LB	_1 - UB0 +	+	+	[2], o6p. №47
	81	Правдинская	4004	2809.65	2809.65	баженов. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T4	UB4 +			
	81	Правдинская	4004	2809.87	2809.87	баженов. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T3	UB4 +		_	
	81	Правдинская	4004	2811.54	2811.54	баженов. св., пачка 5а	Туф	<1 мм прослой	Глинистый	T3a	UB3 +			
. 1	81	Правдинская	4004	2815.85	2815.85	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2 +			
. 1	81	Правдинская	4004	2818.06	2818.06	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1 +	+		
1	81	Правдинская	4004	2818.56	2818.56	баженов. св., пачка 4а	Туффит	2 см серия тонких (1 мм) прослоев	Глинист., окремненный	LB	_1 - UB0 +			
	81	Правдинская	4004	2818.92	2818.92	баженов. св., пачка 4а	Туффит	2 см серия тонких (1 мм) прослоев	Глинист., окремненный	[LB]	_1 - UB0 +		4	
	81	Правдинская	4004	2819.14	2819.14	баженов. св., пачка 3-4а	Туффит	3 см серия тонких (1 мм) прослоев	Глинист., окремненный	_ LB	_1 - UB0   +			

1			1		1	1	Г	1	T	1	T	1	1					1	1						1	1	T	T		Т		T		T			<u> </u>	-	-	т	-
•	Опубликованные данные: [1]- [Булатов и др., 2017]; [2]- [Панченко и др., 2021]									[2], o6p. <u>N</u> <u>e</u> 37	1											[1]								[2], o6p. №45	[2], o6p. №38				[2], o6p. №25				1231 - C- 1021	1 CUN. GOD. [2]	
	SM-qDI									+														+						+					+					+	
	XKF									+												+		+						+	+				+						
	фикШ																													+				+	+					+	+
	внаэх инфеатотоФ	+ 2	+	+	+	+	+ 2	+	4	+	+ 2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	4	4	+	4	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
,	пирокластический уровень Субрегиональный	UE	UB1	LB_1 - UB0	LB 1-UB0	UB1	UE	UB1	3 UE	UE	3 UE	? UB1	LB_1 - UB0	$LB_1 - UB0$	$LB_1 - UB0$	LB_1 - UB0	? UB1	LB_1 - UB0	LB_1 - UB0	$LB_1 - UB0$	$LB_{-1}$		UB1	UB1	? UB0	LB_1 - UB0	LB_1 - UB0	UE	UE	? UB1	UE	LB_1 - UB0	UB1	LB_1 - UB0	UB1	UBO	UB0	$LB_2$	LB_2	LB_2	LB_1 - UB0
	элэднИ колэодп	T2	T1			T1	T2	T1	?T3/T4	T3a	λT2	ίΤi					ΥT				TT1		T1	T1	?T0a/b			T4	T3	ΥT1	T3/T4		T1		T1	T0b	T0a	TT4	TT4	1.14	
	Преобладающий состав	Глинистый	Глинист., однородный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., однородный	Глинистый	Глинист., однородный	Глинистый	Глинист., пиритиз.	Глинистый?	Глинистый?	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинист., однородный	Глинист., однородный	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый?	Глинистый?	Окремненный	Глинист., однородный	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный		Глинист., пиритиз.	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Плинист., окремненным	Глинист., окремненный
	Строение и мощность	<2 мм прослой	6-8 мм прослой	4 см серия тонких (1 мм) прослоев	5 см серия тонких (1 мм) прослоев	6-8 мм прослой	4-5 мм прослой	6-8 мм прослой []	1 мм прослой	<2 мм прослой	<2 мм прослой	3-4 мм прослой	6 см серия тонких(1-2 мм) прослоев ]	3 см серия тонких (1 мм) прослоев	4 см серия тонких(1-2 мм) прослоев ]	>2 см серия тонких (1 мм) прослоев ]	6-8 мм прослой	[ мм 2~)инких ст	7 см серия тонких(1 мм) прослоев	2-3 см серия тонких(1 мм) прослоев ]	2 см прослой	]	6-8 мм прослой	6-8 мм прослой	тонких (1 мм) прослой	серия тонких (1-10 мм) прослоев	серия тонких (1-10 мм) прослоев	1-2 мм прослой	1-2 мм прослой	12 мм прослой	1 мм прослой	<1 см прослой	8 мм прослой	14 см серия тонких прослоев	6-8 мм прослой	<1 мм прослой	<1 мм прослой	<1 см прослой	<li><l li="" прослой<="" см=""></l></li>	2-3 см прослои	серия тонких (1-10 мм) прослоев
	Тип туфогенного слойка	Туф	Туф	Туффит	Туффит	Tyd	Туф или туффит	Tyd	Tyd	Tyd	Тyф	Tyd	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туф или туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туффит	Туф	Tyф	Туф	Туф или туффит	Туффит	Туффит	Туф	Туф	Туффит	Туф	Туффит	Туф	Туффит	Туф	Туф	Туф	Туффит	Туффит т і і	Туффит	Туффит
	<i>Литостратиграфическая</i> привязка	баженов. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св.	баженов. св.	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св.	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 5а	тутлейм. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 4а	оаженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3							
	Глубина по карогажу, м	2998.45	3001.50	3005.88	3005.98	3168.08	2919.12	2922.63	2834.20	2837.35	3067.63	3067.93	3072.50	3072.94	3073.18	3073.33	2644.79	2646.56	2646.79	2646.98	2648.47			2868.67	2869.30	2871.14	2871.04	2772.76	2773.24	2786.26	2734.80	2743.10	3059.52	3061.55-3062.69	2860.90	2861.11	2861.35	2862.24	2862.58	0677087	2958.76
	Глубина по керну, м	2999.05	3003.10	3006.48	3006.58	3164.08	2918.12	2921.63	2834.90	2838.05	3074.23	3074.53	3079.10	3079.54	3079.78	3079.93	2645.79	2647.56	2647.79	2647.98	2649.47	2767.47	2873.54	2869.97	2870.60	2872.44	2872.34	2773.76	2774.24	2787.36	2733.80	2742.95	3060.12	3062.65-3062.79	2863.30	2863.51	2863.75	2864.64	2864.98	05.002	2960.26
		5209	5209	5209	5209	5217	8730	8730	49276	49276	54	54	54	54	54	54	336	336	336	336	336	611	195	196	196	196	196	40	40	40	30	30	1	1	193	193	193	193	193	195	318
	Скважина (площаль, номер)	Травдинская	Правдинская	Правдинская	Травдинская	Правдинская	Триобская	Триобская	Триобская	Приобская	Трисклоновая	Присклоновая	Присклоновая	Присклоновая	Присклоновая	Присклоновая	Пуглалымская	Пуглалымская	Пуглалымская	Туглалымская	Туглалымская	Пушкинская	Свободная	Свободная	Свободная	Свободная	Свободная	Северинная	Северинная	Северинная	Северо-Аркановская	Северо-Аркановская	Северо-Ватьеганская	Северо-Ватьеганская	Северо-Ватьеганская	Северо-Ватьеганская	Северо-Ватьеганская	Северо-Ватьеганская	Северо-Ватьеганская	Северо-Ватьеганская	Северо-Конитлорская
	№ скв. на карте	82 1	82 1	82 1	82 I	83 1	84 ]	84 I	85 I	85 1	86 I	86 I	86 1	86 1	86 1	86 1	87 1	87 1	87 1	87 1	87 1	88 1	89 (	) (6	90	90	) (0	91 (	91 (	91 (	92 (	92 (	93 (	93 (	94 (	94 (	94 (	94 (	<u>2</u>	<u>1</u>	95 (
	qэмон йіавоядкqоП	214	215	216	117	218	119	20	21	22	23	24	225	26	27	228	29	30	31	232	233	34	235	236	237	238	239	240	241	342	243	244	245	246	247	248	949	250	251	7.07	:53
		< N	101	< N	101	104	101	101	101	104	101	104	101	$\sim$	$\sim$	$\sim$	                                  	101	101	< N	1	1	1	1	1	14	1	< 4	< 1	14	1	< 4	<u>ч</u>	1	< >	< N	11	< 1	< 4 C	. ч [ С	1.

# Приложение 5

1										-	ŀ		_	
	Скважина (площаль, номер)		Глубина по керну, м	Глубина по каротажу, м	Литостратиграфическая привязка	Тип туфогенного слойка	Строение и мощность	Преобладающий состав	эхэднИ копэодп	Субрегиональный пирокластический уровень	чотоградии керна филШ	XKF	Олубликованные данные:	[1]- [Булатов и др., 2017]; [2]- [Панченко и др., 2021]
Ū	еверо-Островная	128	2710.47		баженов. св., пачка 4b	Туф	<1 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+			
0	еверо-Островная	128	2713.97		баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинистый	T1	UB1	+			
Ú	сверо-Островная	128	2714.53		баженов. св., пачка 4а	Туф	<1 мм прослой	Глинист., окремненный	T0a/b	UB0	+			
Ŭ	зверо-Островная	128	2715.25		баженов. св., пачка 4а	Туффит	10 см серия 2мм-1 см прослоев	Глинист., окремненный	TT4	$LB_2$	+			
Ŭ	зверо-Островная	128	2717.10		баженов. св., пачка 4а	Туффит	24 см серия 1-4 мм прослоев	Глинист., окремненный	TT3	LB_1	+			
Ŭ.	еверо-Островная	128	2717.30		баженов. св., пачка 4а	Туффит	18 см серия 1-5 мм прослоев	Глинист., окремненный	TT2	LB_1	+			
Ú	еверо-Островная	128	2717.50		баженов. св., пачка 4а	Туффит	4 см серия 1-3 мм прослоев	Глинист., окремненный	TT1	LB_1	+			
0	еверо-Покачевская	213	2789.84		баженов. св.	Туф					+	+		1]
0	северо-Покачевская	2660	2818.57	2817.27	баженов. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T3/T4	UB4	+			
0	Северо-Покачевская	2660	2824.38	2823.08	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+			
0	северо-Покачевская	2660	2828.13	2826.63	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	++	+	+ [2], o6	p. N <u>o</u> 26
0	северо-Покачевская	2660	2828.85-2828.98	2827.35-2827.48	баженов. св., пачка 4а	Туффит	13 см серия тонких прослоев	Глинист., окремненный		LB_1 - UB0	+			
0	оровская	55	2899.66		баженов. св.	Туф					_	+		1]
C C	редне-Назымская	101	3009.85	3016.00	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+		+	
C C	редне-Назымская	101	3011.74	3017.89	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+		+	
0	редне-Назымская	219-bis	2734.23	2735.88	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+			
0	редне-Назымская	219-bis	2735.78	2737.43	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+			
C C	редне-Назымская	230	2673.72	2673.72	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	++	+	+ [2], o(	5p. №8
C C	редне-Назымская	230	2673.87	2673.87	баженов. св., пачка 4а	Туф	<2 мм прослой	Глинистый	T0a/b	UB0	+	+	+ [2], o6	p. №32
s C	редне-Назымская	233	2658.36	2655.71	баженов. св., пачка 5а	Туф	1-2 мм прослой	Глинист., пиритиз.	T3/T4	UB4	+	+	+ [2], o6	p. N <u>o</u> 4(
ۍ د	редне-Назымская	233	2669.00	2666.35	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+	+	+ [2], o(	5p. №9
0 1	редне-Назымская	234	2805.51	2805.66	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2	+	+	[2], 06	p. N <u>o</u> 33
0	редне-Назымская	238	2746.57	2747.47	баженов. св., пачка 5а	Туф	1-2 мм прослой	Пиритизированный	T4	UB4	+			
5 C	редне-Назымская	238	2746.90	2747.80	баженов. св., пачка 5а	Туф	1-2 мм прослой	Пиритизированный	T3	UB4	+			
5 C	редне-Назымская	238	2750.56	2751.46	баженов. св., пачка 5а	Туф	>1 мм прослой	Глинист., пиритиз.	T3a	UB3	+			
0	редне-Назымская	238	2751.74	2752.64	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+			
C C	редне-Назымская	238	2753.49	2754.39	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+			
S S	редне-Назымская	3000	2843.01	2840.01	баженов. св., пачка 5а	Туф	1 мм прослой	Глинистый	T3a	UB3	+			
S C	редне-Назымская	3000	2844.70	2841.70	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинист., пиритиз.	T2	UB2	+			
S	редне-Назымская	3000	2846.05	2843.15	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	++	+	[2], 06	p. Ne12
7 C	редне-Назымская	3001	2999.61		фролов. св.	Туф	3-4 мм прослой	Карбонатизированный			++			
<u>~</u>	редне-Назымская	3002	3131.00	3128.30	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+			
C C	редне-Назымская	3003	2803.15	2803.45	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинистый	T2	UB2	+			
0	редне-Назымская	3003	2804.41	2804.71	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+			
С С	редне-Назымская	3005	2851.67	2848.67	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+	+	[2], 06	p. №l
0	редне-Назымская	3007	2917.02	2914.82	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2	+			
0	редне-Назымская	3007	2918.91	2916.71	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+			
0	редне-Назымская	3008	3016-3018	3016-3018	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Пиритизированный	T2	UB2	+	+	+ [2], o6	p. №3₂
~ 0	редне-Назымская	3019	2710.77	2707.22	баженов. св., пачка 4b	Туф	<2 мм прослой	Глинист., однородный	T2	UB2	+	+	[2], 06	p. N <u>e</u> 3
<b>ء</b>	редне-Назымская	3019	2713.42	2709.87	баженов. св., пачка 4а	Туф	6-8 мм прослой	Глинист., однородный	T1	UB1	+	+	+ [2], o6	p. Nel3
0	редне-Назымская	3019	2714.30	2710.75	баженов. св., пачка 4а	Түф	<1 мм прослой	Глинистый	T0a/b	UB0	+			

Г

Т

Т

Т

Приложение 5

Т

Т

Опубликованные данные: [1]- [Булатов и др., 2017]; [2]- [Панченко и др., 2021]		[2], o6p. №10		[2], o6p. №14	[2], oбp. №36					[1]											[2], o6p. №50												[2], o6p. №5									
SM-qDI		+		+	+												+				+			1	t	L							+	1	Ţ	1			1	1	Ţ	-
XRF		+		+	+					+							+				+	1	Ţ	Ţ	L								+	Ţ	Ţ	Ţ			Ţ	Ţ	Ţ	-
фииШ							+	Ц	_								+	_	+	4	+	+					-	Ц			_	_	+				+	+	$\downarrow$	+	$\downarrow$	-
Фотографии керна	3 +	+	+	+	+	+	+	+	+		2 +	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+ ·	+ +	• +	+	+	+	+	+	+	+	+	+ -	+ (	τ + ·	+	+	+ -	+ -	- +	ŀ
Субрегиональный Субрегиональный	UB	UB1	UB0	UB1	UB	UB1			? UB1		UB	UB1	UB0	UB0	$LB_2$	$LB_2$	UB1	$LB_2$	$LB_2$	$LB_{-1}$	$LB_1$	LB_1	UBI	UBU 1 R 2	LB 2	LB_2	$LB_1$	$LB_{-1}$	$LB_1$	$LB_{-1}$	$LB_{-1}$	$LB_1$	UBI				LB_2	LB_2	LB_2	1 B 1	1 R 1	
одекс копродп	T3a	T1	T0a/b	T1	T2	T1			ΥT1		T2	T1	TOb	T0a	TT4	TT4	T1	TT4	TT4	TT3	TT2	TT1	T.I.	10a/b TT4	TT4	TT4	TT3	TT2	TT1	TT3	TT2	TT1	T1	T2/T/	+1/C1	TYT / 158	1.14	1.14	1.14 TTP2	115 CTT	114 TTT1	111
Преобладающий состав	Глинистый	Глинист., однородный	Глинистый	Глинист., однородный	Глинист., пиритиз.	Глинист., однородный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый, карбонатиз.	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	1 линист., однородныи г	1 линистыи Глинист окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., однородный т	1 линист., окремненный Глинист нижнено	т линист., ширитиз.	І ЛИНИСТЫИ Г	I линист., окремненныи	I линист., окремненныи	I линист., окремненныи	1 ЛИНИСТ., ОКРЕМНЕННЫИ Г	1 ЛИПИЧІ., ОКРАМПАНЦИ Глинист окремиенный	1 ЛИНИСТ., ОКЪСМПСППЫИ
Строение и мощность	:1 мм прослой	-8 мм прослой	мм прослой	-8 мм прослой	2 мм прослой	-8 мм прослой	<li>см прослой</li>	-8 мм серия тонких прослоев	·2 мм прослой		2 мм прослой	•1 мм прослой	с1 мм прослой	1 мм прослой	мм прослой	мм прослой	-8 мм прослой	см серия тонких прослоев	-5 см серия тонких прослоев	см серия 1-6 мм прослоев	-8 см серия 1-6 мм прослоев	5 см серия 1 мм прослоев	см прослои	-2 ММ прослои .см мм прослой	са на простой -2 мм мм простой	мм мм прослой	10 см серия тонких прослоев	см серия 1-4 мм прослоев	1 см серия 1 мм прослоев	-8 см серия тонких прослоев	-4 см серия 1-4 мм прослоев	•2 см серия тонких прослоев	-8 мм прослой Э ом серия тонкихот - 2 ммл	Just manage	-2 MM 11000104	мм прослои	2-13см серия 1-4мм слоиков	-4 мм прослои	мм прослои	9 см серия 1-2 мм прослосв	I СМ СЕРИЯ I - ММ ПРОСЛОЕВ	CM CEDNA 1-4 MM IIPUCIUCE
Тип туфогенного слойка	Ty¢	Tyφ 6	Ty¢ 2	Туф 6	Туф <	Tyd 6	Туффит <	Туффит 5	Ty¢ >	Туф	Ty¢	Ty¢ >	Туф	Туф <	Туффит 5	Туффит 2	Туф	Туффит	Туффит 4	Туффит 9	Туффит	Туффит <	T 1 11	1 уф или туффит <	Туффит 1	Туффит	Туффит	Туффит 6	Туффит 1	Туффит	Туффит 3	Туффит	Tyd 6	туфрит Туф	т - т	1 Jyp T-++	<u>Т уффит</u>	<u>Т уффит 3</u>	Туффит 3 Т	Туфиит 1	Туфии	Тиффу I
Литостратиграфическая привязка	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	тутлейм. св., пачка 3-4	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	тутлейм. св.	тутлейм. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	оаженов. св., пачка 4а	оаженов. св., пачка 4а баженов св. пачка 3.4а	for the second s	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	тутлейм. св., пачка 4а	оаженов. св., пачка 54 боженов. св. данка 545	Uamenub. Cb., Ilaana Ja-JU	оаженов. св., пачка 2а	оаженов. св., пачка 3	оаженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 5	оаженов. св., пачка 5 бологов ов паше 2	ОДЖСПОВ. VD., ПАЛКА Ј Каченов св. пацка 3	UdWCHUB, CB., IIanna J
Глубина по каротажу, м	2806.89	2810.88	2811.05	2722.42	2881.97	2885.33	2742.00	2618.05	2618.40		2729.68	2545.69	2545.80	2546.29	2547.10	2547.16	2738.15	2738.97	2740.13	2740.58-2740.67	2740.70-2740.77	2740.98	2252.41	2253.11	2253.79	2253.90	2257.32	2257.51	2257.66				2620.55	06.6002 99.0290	00.5002	C/ 058C	2852.13	2852.58	2822.95	01.0002	7854 17	11.4007
Глубина по керну, м	2808.49	2812.48	2812.65	2727.62	2885.77	2888.43	2741.17	2617.95	2618.30	2726.93	2727.18	2544.14	2544.25	2544.74	2545.55	2545.61	2737.15	2737.97	2739.13	2739.58-2739.67	2739.70-2739.77	2739.98	2253.91	2254.61	2255.29	2255.40	2258.22	2258.41	2258.56	2253.13	2253.24	2253.64	2615.05	01.1022	01.0402	2853.02	2826.43	2820.08	2821.25	00.0002	7858.47	14.0007
	1102	1102	1102	3034	3030	3030	4	2	2	709	1	303	303	303	303	303	7761	7761	7761	7761	7761	7761	30	30	30	30	30	30	30	31	31	31	-	2 2337	1000	833/	8337	8337	8331	1000	8337	1000
Скважина (площаль, номер)	Средне-Назымская	Оредне-Назымская	Средне-Назымская	Средне-Назымская	Средне-Назымская	Средне-Назымская	Гашинская	Голпаровская	Голпаровская	Горьешская	Гурумеевская	Ураловская	Ураловская	Ураловская	Ураловская	Ураловская	Урьевская	Урьевская	Урьевская	Урьевская	Урьевская	Урьевская	У СТБ-СИЛБГИНСКАЯ	У СТБ-СИЛЬГИНСКАЯ Vette-Сильгинская	Verb-Сильгинская	Усть-Сильгинская	Усть-Сильгинская	Усть-Сильгинская	Усть-Сильгинская	Усть-Сильгинская	Усть-Сильгинская	Усть-Сильгинская	Центральная	Центрально-Алымская Тенновская / Панобоков		чапровская / Приооская	чапровская / Приооская	чапровская / Приооская	чапровская / приооская	Чапровская / приооская Тотеоторов / Папоболов	Танровская / приссека Тептеская / Присбская	Tallpuberaa / Tipnuuuraa
№ скв. на карте	14 (	14 (	14 (	115 (	116 (	116 (	17	18	118	19	20	121	21	121	121	21	22	122	22	22	22	22	23	23	23	23	23	23	123	24	124	24	125 li	97 5	1	1 12	12	12	27	1 4	1	11
qэмон йілаоядкqoП	295	296	297	298	299	300	301	302	303	304	305	306	307	308	309	310	311	312	313	314	315	316	517	318	320	321	322	323	324	325	326	327	328	320	000	551 227	552	555	334	226	337	

T	Олубликованные данные: [1]- [Булатов и др., 2017]; [2]- [Панченко и др., 2021]							], o6p. №20													[1]			на рис. 12 (а,б)				на рис.12 (в,г)									Ξ
[								[2																[2], 1				[2], 1									
	ICP-MS							+																												_	
-	филл					_		+													+			+				+								_	+
	Фотографии керна	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
T	Субрегиональный Субрегиональный	? UB0	$LB_1$	$LB_1$	$LB_{-1}$	UB1		UB1	? UB3	? UB2	UB1	? UB0	? UB0	$LB_1 - UB0$	$LB_{-1}$	$LB_{-1}$	$LB_{-1}$	$LB_{-}1$	$LB_{-}1$	$LB_1$					UB1	? UB0	$LB_1$	$LB_{-1}$	$LB_{-1}$		UB4	UB1	UB0	UB0	$LB_2$	$LB_2$	
	ундекс копродп	∂T0a/b	TT3	TT2	TT1	T1		T1	?T3a	γT2	T1	40Li	?T0a		TT3	TT3	TT3	TT2	TT2	TT1					T1	?T0a/b	TT3	TT2	TT1		T3/T4	T1	TOb	T0a	TT4	TT4	
Т	Преобладающий состав	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., пиритиз.	Глинистый	Глинист., однородный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., пиритиз.	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., пиритиз.	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый	Глинистый	Глинист., однородный	Глинистый?	Глинистый	Глинист., окремненный	Глинист., окремненный	Глинистый
т тт <i>с</i>	Строение и мощность	1 мм прослой	8 см серия 1-2 мм прослоев	-9 см серия 1-2 мм прослоев	-1 см серия тонких прослоев	-8 мм прослой	1 мм прослой	-8 мм прослой	-2 мм прослой	мм прослой	см прослой	2 мм прослой	1 мм прослой	мм серия тонких прослоев	-4 мм прослой	-4 мм прослой	см серия тонких прослоев	4 см серия тонких прослоев	0 см серия тонких прослоев	5 см серия тонких прослоев		-2 мм прослой	-2 мм прослой	-4 мм прослой	-6 мм прослой	1 мм прослой	0 см серия тонких прослоев	см серия тонких прослоев	-2 см серия тонких прослоев	-3 мм прослой	2 мм прослой	-8 мм прослой	онкий (<1 мм) прослой	онкий (1 мм) прослой	мм прослой	мм прослой	
	Тип туфогенного слойка	Туф или туффит <	Туффит 1	Туффит 8	Туффит >	Tyd 6	Ty¢ >	Tyd 6	Туф или туффит 1	Туф или туффит 2	Туф или туффит 2	Туф или туффит <	Туф или туффит <	Туффит 5	Туффит 3	Туффит 3	Туффит 3	Туффит 1	Туффит 1	Туффит 1	Туф	Туф или туффит 1	Туф или туффит 1	Туффит 3	Туф или туффит 5	Туф или туффит <	Туффит 2	Туффит 8	Туффит 1	Туф или туффит 2	Ty¢ <	Tyф 6	?Туф 1	Туф 1	Туффит 5	Туффит 5	Tyd
	Литостратиграфическая привязка	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 4b	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св.	баженов. св., пачка 4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 3	баженов. св., пачка 5	баженов. св., пачка 5а	баженов. св., пачка 3-4а	баженов. св., пачка 3	баженов. св.									
	Глубина по каротажу, м	2647.51	2647.70	2647.89	2648.04	2643.86		2744.30	2921.00	2929.62	2932.00	2932.10	2932.42	2932.62	2935.21	2935.53	2936.08	2936.39	2936.56	2936.93		2667.37	2667.81	2668.04	2668.18	2969.60	2669.70-2669.90	2770.00	2670.18	2815.39	2822.83	2832.69	2833.11	2833.63	2834.31	2834.62	
	Глубина по керну, м	2647.31	2647.50	2647.69	2647.84	2643.16	2633.50	2747.90	2929.40	2938.02	2940.40	2940.50	2940.82	2941.02	2943.61	2943.93	2944.48	2944.79	2944.96	2945.33	2918.79	2669.37	2669.81	2670.04	2670.18	2671.60	2671.70-2671.90	2672.00	2672.18	2816.89	2824.33	2834.19	2834.61	2835.13	2835.81	2836.12	2892.00
		2	2	2	2	19	20	502	413	413	413	413	413	413	413	413	413	413	413	413	66	3	3	3	3	3	3	3	3	304	304	304	304	304	304	304	177
	Скважина (площаль, номер)	Шингинская	Шингинская	Шингинская	Шингинская	Южно-Галяновская	Южно-Галяновская	Южно-Галяновская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Майская	Южно-Покамасовская	Южно-Шингинская	Южно-Шингинская	Южно-Шингинская	Южно-Шингинская	Южно-Шингинская	Южно-Шингинская	Южно-Шингинская	Южно-Шингинская	Южно-Ягунская	Южно-Ягунская	Южно-Ягунская	Южно-Ягунская	Южно-Ягунская	Южно-Ягунская	Южно-Ягунская	Яркая
	№ скв. на карте	128 1	128 l	128	128 1	129 1	130	131	132	132 1	132	132 1	132 l	132 l	132 l	132 l	132 1	132 1	132 1	132	133 1	134 l	134 1	134 l	134 l	134 1	134 1	134	134 1	135	135 1	135 1	135 1	135	135	135	136
	qэмон йыяояд,rqoП	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355	356	357	358	359	360	361	362	363	364	365	366	367	368	369	370	371	372	373