



Суслова Анна Анатольевна

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

Родилась в Москве в 1987 году в семье геологов. Защитила кандидатскую диссертацию в 2013 году в МГУ имени М.В. Ломоносова, где и продолжила свою карьеру. Научные интересы связаны с региональными построениями, моделированием и поиском новых объектов, перспективных на скопления нефтяных и газовых углеводородов. Обладает большим опытом в комплексировании результатов региональных и детальных работ, исследовании коллекторских свойств резервуаров, определении их генезиса и прогноза их распространения. Является руководителем коллектива кафедры, занимающегося научно-исследовательскими работами по нефтегазоносным бассейнам как континентальной части РФ, так и по акваториям. Большая часть научных интересов связана с шельфами Арктики. С 2017 года занялась вопросами цифровизации геологических данных. Организатор и научный модератор конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа». Автор более 70 статей, руководитель более 20 НИР.

С 2010 года ведет преподавательскую деятельность, является преподавателем Крымской практики. Под руководством А.А. Сусловой защищено 28 выпускных дипломных работ. Куратор программы «Вернадский», одно из направлений работы – взаимодействие с региональными образовательными учреждениями по вопросам повышения качества образования в регионах. Является председателем совета молодых ученых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Лауреат премий и грантов, в том числе имеет «Грант молодых лидеров научных коллективов» (Иннопрактика, 2017), «Почетную грамоту Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации за многолетний добросовестный труд, большой личный вклад в подготовку квалифицированных кадров для геологической отрасли в связи с 80-летием со дня образования геологического факультета федерального образовательного учреждения высшего образования «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова» (2018), Премию «Мы в будущем» (Газпром нефть, 2020).

ISBN 978-5-8365-0515-8



9 785836 150515 8



НЕБРА



НЕБРА

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

А.А. Суслова

А.А. Суслова НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА



А.А. Сулова

**НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ
ПОТЕНЦИАЛ
ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО
БАСЕЙНА**



НЕДРА

Москва
2021

УДК 553
ББК 26.343.1
С89

Сулова А.А.
С89 Нефтегазоносный потенциал юрских отложений Баренцево-морского бассейна. – М.: ООО «Издательский дом Недра», 2021. – 197 с.: ил.
ISBN 978-5-8365-0515-8

Важнейшим стратегическим направлением работ для освоения углеводородной сырьевой базы является детальное исследование континентального шельфа Российской Федерации. Баренцево-морский бассейн является одним из наиболее крупных нефтегазоносных бассейнов России с доказанной продуктивностью, в юрских толщах которого сосредоточены основные месторождения. Уникальное Штокмановское и крупные Ледовое и Лудловское газовые месторождения были открыты в юрских отложениях российской части Баренцева моря. Юрские песчаные резервуары продуктивны и в норвежском секторе, где открыты газовое месторождение Сновит и нефтегазовые Хавис, Скругард. В 2013 году норвежскими геологами в северной части норвежского шельфа сделано новое нефтяное открытие в ниже-среднеюрских резервуарах прогиба Хуп-Мауд.

Частичное или полное отсутствие юрских отложений в отдельных зонах Баренцева моря, недостаточное количество скважинного и сейсмического материала, слабая корреляция данных российского и норвежского секторов Баренцева моря осложняют выделение и прогноз зон распространения природных резервуаров на всей его акватории.

В данной книге рассматриваются условия формирования, строение и состав юрских природных резервуаров и дан прогноз их распространения в акватории Баренцево-морского шельфа. Комплексный анализ регионального строения юрского нефтегазоносного комплекса и детальные исследования по отдельным площадям дают возможность предположить зоны распространения юрских высокоемких коллекторов на отдельных структурах шельфа и оценить перспективы их нефтегазоносности.

Книга издана при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-55-20007).

УДК 553
ББК 26.343.1

ISBN 978-5-8365-0515-8

© Сулова А.А., 2021
© Оформление.
ООО «Издательский дом Недра», 2021

*Посвящается моему дорогому деду
Ступакову Василию Петровичу,
который привил любовь и интерес к геологии,
а также моему первому учителю
и замечательному человеку, профессору
Бурлину Юрию Константиновичу*

◆

ВВЕДЕНИЕ

Баренцевоморский регион в настоящее время является одним из наиболее крупных потенциальных нефтегазоносных бассейнов России с доказанной продуктивностью (рисунок 1). Основные промышленные открытия уникального Штокмановского и крупных Ледового, Лудловского месторождений связаны с юрским комплексом отложений, потенциал которого еще до конца не изучен. Юрские песчаные резервуары продуктивны и в норвежском секторе Баренцева моря, где с ними связаны месторождения Сновит, Хавис и Скругард. Однако распространены юрские отложения крайне неравномерно. Их мощность резко меняется на незначительных расстояниях до полного отсутствия в наиболее приподнятых зонах. Строение и состав отложений также сильно варьирует по площади и разрезу.

В географическом отношении регион имеет преимущество над другими арктическими районами, поскольку находится в относительно небольшом отдалении от европейской части России, что позволит осуществить транспортировку добытых углеводородов как в российские города, так и за рубеж и из-за положительной ледовой обстановки. В этом отношении проигрывает бассейн Карского моря, несмотря на свой огромный потенциал. Поиск и разработка новых месторождений в Баренцевоморском регионе необходимы для поддержания уровней добычи, обеспечивающих потребности региона и загрузку транспортных мощностей.

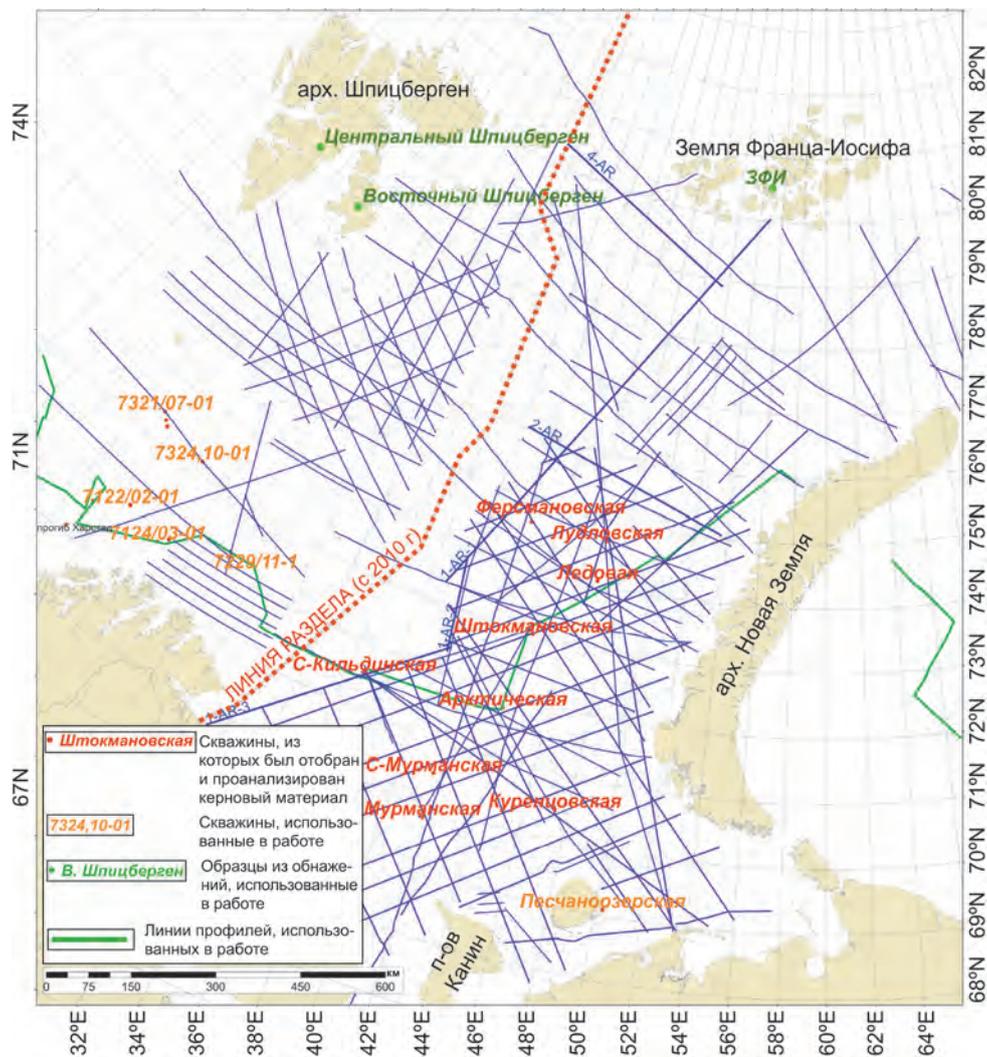


Рисунок 1. Карта фактического материала

По официальной оценке ПАО «Газпром», основная часть запасов приходится на Штокмановское уникальное месторождение, в котором сосредоточено более 3,9 трлн м³ газа и 39 млн т конденсата. На сегодняшний день Штокмановское газоконденсатное месторождение является единственным, которое находится на стадии подготовки к промышленному освоению. Оно расположено на больших глубинах моря (в среднем около 300 м) и значительном удалении от берега и инфраструктуры.

Уникальное Штокмановское и крупные Ледовое и Лудловское газовые месторождения были открыты в юрских отложениях в российской части Баренцева моря. Юрские песчаные резервуары продуктивны и в норвежском секторе, где открыты газовое месторождение Сновит, нефтегазовые Хавис, Скругард. В 2013 году норвежскими геологами сделано новое нефтяное открытие в нижне-среднеюрских резервуарах прогиба Хуп-Мауд, в северной части норвежского шельфа. Юрский комплекс перспективен для новых открытий, однако его строение остается до конца не изученным.

Частичное или полное отсутствие юрских отложений в отдельных зонах Баренцева моря, недостаточное количество скважинного и сейсмического материала, слабая корреляция данных российского и норвежского секторов Баренцева моря осложняют выделение и прогноз зон распространения природных резервуаров на всей акватории Баренцева моря. Модель, описывающая условия формирования, строение и состав юрских природных резервуаров необходима для планирования поисково-разведочных работ на новых структурах Баренцевоморского шельфа (БМШ) и выбора объектов для лицензирования. Новые сейсмические данные, полученные по российскому и норвежскому секторам Баренцева моря, позволили выделить область распространения юрского нефтегазоносного комплекса, оценить его мощность, проследить направления сноса осадочного материала и установить последовательную смену осадконакопления. Комплексный анализ регионального строения юрского нефтегазоносного комплекса и детальные исследования по отдельным площадям дают возможность спрогнозировать зоны распространения юрских высокоемких коллекторов на структурах БМШ и оценить перспективы их нефтегазоносности.

Открытие и разработка новых месторождений в Баренцевоморском регионе являются одной из приоритетных задач долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерального сырья России.

В данной работе автором была поставлена основная цель выявления зон развития перспективных резервуаров нефти и газа в юрском нефтегазоносном комплексе Баренцевоморского шельфа для выбора объектов поисково-разведочных работ.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Изучение строения юрского комплекса отложений по площади и в разрезе на основе исследования каменного материала

скважин и обнажений, каротажных материалов и интерпретации региональных временных (ВСР) и глубинных сейсмических разрезов. Построение карт мощностей для нижне-, средне- и верхнеюрских отложений.

2. Выделение регионально выдержанных интервалов разреза и основных несогласий. Выявление особенностей напластования пород и сейсмофаций для определения направлений сноса и реконструкции условий образования юрских отложений. Оценка изменения мощности отдельных интервалов разреза за счет перерывов в осадконакоплении.

3. Выделение в разрезе единых трансгрессивных горизонтов юрских отложений и регрессивных толщ, изучение их строения и восстановление условий седиментации. Палеогеографические реконструкции Баренцевоморского бассейна для ранне-, средне- и позднеюрского времени. Определение местоположения песчаных резервуаров, зональных и региональных покрышек в разрезе.

4. Изучение состава, текстурно-структурных характеристик пород юрского возраста. Гранулометрическая характеристика коллекторов и определение вторичных преобразований коллекторов, влияющих на их фильтрационно-емкостные свойства.

5. Прогноз зон развития юрских резервуаров в пределах Баренцевоморского бассейна.

Геологическая интерпретация региональных сейсмических профилей, соединяющих западный и восточный секторы БМШ, сейсмических материалов последних лет российской части БМШ позволили на новом фактическом материале установить область распространения, сейсмо-стратиграфические и структурные особенности строения юрского комплекса БМШ. Построены карты мощностей нижне-, средне- и верхнеюрских отложений. По скважинному материалу выделены регионально выдержанные глинистые горизонты, сформированные в трансгрессивные периоды высоких стояний уровня моря. Горизонты увязаны с сейсмическими разрезами и прослежены на большей части акватории Баренцева моря. Они являются флюидоупорами для нижележащих песчаных толщ.

В юрском комплексе выделено девять несогласий, наиболее крупными из которых являются аален-байосское и бат-келловейское. Установлены различные источники сноса для келловейских песчаников Штокмановского месторождения и песчаников Ледового и Лудловского месторождений. Определены зоны максимальной концентрации песчаного материала и условия осадконакопления.

Анализ фильтрационно-емкостных свойств и вторичных изменений коллекторов позволили выделить интервалы разреза, благоприятные для аккумуляции углеводородов. На территории Баренцевоморского шельфа выделено три зоны различной степени перспективности, в пределах каждой из которых спрогнозированы типы резервуаров по условиям их формирования и области развития различных типов ловушек.

Практическая значимость работы состоит в научном обосновании зон развития юрских резервуаров в акватории Баренцевоморского шельфа. Составлена карта прогноза нефтегазоносности с определением перспективных направлений ГРП на нефть и газ.

Выводы и рекомендации по проведенной работе могут быть полезны для недропользователей, работающих в регионе, для обоснования геологоразведочных работ в акватории Баренцева моря и для выбора участков для лицензирования.

Результаты проведенной работы используются также для других видов научных исследований по оценке перспектив нефтегазоносности как БМШ, так и сопредельной части Карского моря, главным барьером между которыми является архипелаг Новая Земля. Проведенные исследования могут быть использованы для подготовки кадров нефтегазовой отрасли.

Для анализа строения и условий формирования юрского комплекса отложений лично автором была проведена интерпретация региональных сейсмических профилей общей протяженностью более 35 тысяч погонных километров. Региональные профили, часть из которых представлена в работе, увязаны со скважинным материалом. Для расчленения юрского разреза использовался каротажный материал по 39 скважинам. Выделены, преимущественно, песчаные пачки и регионально выдержанные глинистые пласты. Автором детально описан керновый материал по 20 скважинам и отобраны образцы пород как кернового материала, так и из обнажений архипелага Шпицберген, где автор лично принимала участие в полевых работах в 2009 году. На базе имеющегося каменного материала автор провела детальные литологические исследования, которые включают описание более 300 шлифов, гранулометрический и рентгенофазовый анализы пород, микрофациальный анализ и анализ геофизических материалов скважин. Вторичные изменения в коллекторах изучены в поле растрового электронного микроскопа.

Автор выражает признательность ведущим коллективам научно-исследовательских институтов и организаций, посвя-

тивших многие годы изучению Арктических бассейнов России, и с которыми автору посчастливилось работать: ФГУП «ВНИИОкеаногеология», ФГУП «ВНИГРИ», ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИГНИ», ИНГГ СО РАН, ИПНГ РАН, ОАО «МАГЭ», ОАО «СМНГ», ОАО «АМНГР», ОАО «Севморгео», ООО «Газпром ВНИИГАЗ», ОАО «НК «Роснефть», ПАО «Газпром нефть».

Особую признательность автор выражает иностранным коллегам, принимавшим участие в обсуждении проблем геологии Западно-Баренцевоморского бассейна: Erik Henrikssen (университет г. Тромсё), John Milne, Tony Dore, Nils Telnes, Lars Russwurm (Statoil), Geir Birger Larssen (Lundin), Albina Gilmullina, Christian Haug Eide (Bergen Niversity), Tore Grain Klaussen (Petrolia NOCO AS).

Автор благодарит Российский фонд фундаментальных исследований за поддержку данного исследования.

Глава 1

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Баренцевоморский бассейн занимает западную часть Арктики и раскрывается в сторону Северного Ледовитого океана на севере и в сторону Атлантического океана – на западе. Географические границы определены на севере и северо-западе бровкой континентального склона, на юге и юго-востоке граница шельфа проводится по береговой линии Евразийского континента, на востоке бассейн ограничен складчатым сооружением Новой Земли (рисунок 2).

Баренцево море с запада ограничено линией м. Южный (Шпицберген) – о. Медвежий – м. Нордкап, с востока – западным побережьем островов Вайгач и Новая Земля и далее линией м. Желания – м. Кользат (о. Грэм-Белл). На севере граница моря проходит по северной окраине островов архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) до о. Земля Александры и далее через о-ва Виктория и Белый до о. Северо-Восточная Земля (арх. Шпицберген). Площадь Баренцева моря составляет 1424 тыс. кв. км, средняя глубина – 222 м, максимальная глубина – 600 м. Дно Баренцева моря представляет собой сложно-расчлененную подводную равнину, наклоненную к западу и северо-востоку; выделяется несколько крупных впадин-желобов и возвышенностей.

Климат региона полярный морской, характеризуется продолжительной зимой, коротким холодным летом, большой относительной влажностью, частыми штормами. Преобладающие скорости ветра летом – 8 м/с, зимой – до 15 м/с, максимальные – 35 м/с. Максимальные волнения в открытой части моря наблюдаются в период с ноября по март. Волны высотой 6 м имеют повторяемость 5–8 %, более 8 м – 2 %. Максимальная высота волн – 14 м. Баренцево море, за исключением юго-западной части, круг-

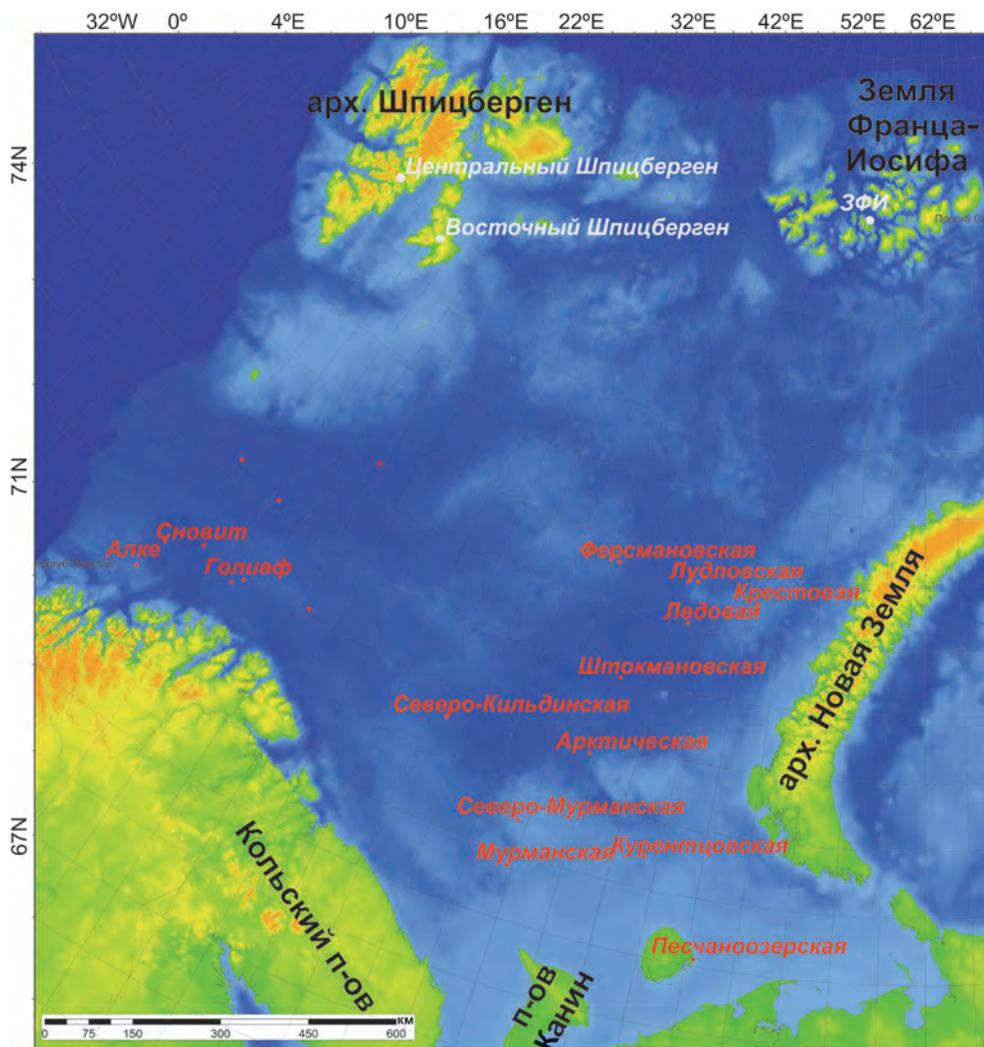


Рисунок 2. Карта района работ

году свободно ото льда, относится к числу ледовитых. Льдообразование начинается на севере в сентябре, на юго-востоке – в ноябре. Преобладают плавучие льды, встречаются айсберги; припай развит слабо, в основном, в Канинско-Печорском районе и у Новой Земли. К апрелю льды занимают 75 % акватории и имеют среднюю толщину 0,7 – 1,0 м. Максимальная толщина 2,0 м наблюдается в Печорском море. Сплоченность льда составляет 9–10 баллов. В мае южные и юго-восточные районы, а к концу лета и все море, за исключением районов, прилегающих

к Новой Земле, ЗФИ и юго-восточным берегам Шпицбергена, освобождается ото льдов.

До 2010 года Россия и Норвегия по-разному определяли свои границы в Баренцевом море. Советский Союз еще в 1926 году провел прямую линию от окончания сухопутной границы на Кольском полуострове до Северного полюса. Это так называемый «секторальный принцип», который определяет границы российского сектора в Арктике. Российскую границу никто не признал и не оспорил. Лишь в 1976 году Норвегия на основе новых норм международного права провела через море неровную среднюю линию, равноудаленную от крупнейших островов: Шпицбергена и Новой Земли. В результате получился спорный участок площадью 175 тыс. кв. км, полный перспективных запасов нефти и газа.

Десятилетиями Норвегия и Россия не могли договориться о новой морской границе. Это мешало началу полномасштабной разработке спорных месторождений на шельфе. Растущий спрос на нефть и газ, а также высокие цены на топливо подтолкнули политиков поторопиться и расконсервировать новую нефтегазовую провинцию. Подписав 27.04.2010 г. заявление о границе, Медведев и Столтенберг (премьер-министр Норвегии) договорились также о совместной разработке месторождений и рыболовстве в спорной зоне. Впрочем в совместной деятельности двух стран еще остаются вопросы. Например, через территорию какой страны газ будет экспортироваться в Европу.

Нужно отметить, что граница раздела прошла по перспективному участку – своду Федынского. С момента подписания соглашения о разделе так называемой «серой зоны», самый перспективный участок БМШ стал находиться как в российской, так и норвежской акватории. Крупные скопления углеводородов ожидаются в бортовых частях свода Федынского в юрском комплексе отложений.

Наиболее изученной частью Арктической акватории является Баренцевоморский шельф, в пределах которого выявлены месторождения нефти, газа и газоконденсата. В меньшей степени исследована его северная часть. Изучение региона началось с сухопутной части Тимано-Печорского бассейна. В результате многолетних геологоразведочных работ НПО «Ухтанефтегаз-геология», ВНИГРИ и его Ухтинского отделения, НПО «Архангельскгеология», треста «Печорагеофизика» и других организаций детально изучены геологическое строение и нефтегазонасность суши Тимано-Печорского НГБ. В последнее двадцатилетие геофизические и буровые исследования активно велись

в акватории Печорского и Баренцева морей ОАО «Севморгео», ОАО «АМНГР», ОАО «МАГЭ», ОАО «СМНГ», ПАО «Газпром» и его подразделениями.

На территории БМШ проведены комплексные геологические, гравиметрические, магнитометрические, геотермические, электромагнитные и петрофизические исследования. В научно-исследовательских работах принимали непосредственное участие ведущие российские институты. Результаты подробно рассмотрены в ряде монографий и статей, опубликованных в 1963–2013 годах.

Комплексные работы по прогнозам и оценке состояния ресурсной базы Баренцевоморского шельфа были выполнены И.С. Грамбергом, Ю.Е. Погребицким, О.И. Супруненко, М.Л. Вербой, И.Ф. Глузовым, А.Н. Дмитриевским, Ю.Н. Григоренко, В.Д. Каминским, Д.В. Лазуркиным, И.В. Школой, В.П. Гавриловым, О.М. Прищепа, М.Д. Белониным, В.Н. Зинченко, В.Л. Ивановым, Ю.Я. Лившицом, К.Г. Вискуновой.

Вопросы тектонического строения региона были изучены В.Е. Хайным, Е.В. Артюшковым, Э.В. Шипиловым, С.В. Аплоновым, С.И. Шкарубо, Ю.В. Шипелькевичем, В.И. Устрицким, А.В. Ступаковой, В.Н. Мартиросяном, Г.С. Казаниным, В.С. Шейным, Л.А. Дараган-Суцовой, В.В. Шлыковой, С.Ф. Черниковым, В.И. Богоявленским, Ю.К. Бурлиным, С.П. Павловым, Н.М. Ивановой, Ю.В. Рословым, Т.С. Сакулиной, Б.В. Сениным, Р.Р. Мурзиным, Н.А. Малышевым, Я.П. Маловицким, Ю.Ф. Федоровским, Е.А. Кораго, Н.А. Богдановым, А.А. Красильщиковым, А.В. Виноградовым, Н.Я. Куниным, А.Д. Дзюбло, Р.Р. Мурзиным.

Изучение особенностей строения, состава и закономерностей распространения юрских отложений Баренцевоморского шельфа проводилось Е.В. Захаровым, В.А. Холодиловым, И.Б. Кулибакиной, А.Ю. Юновым, Е.А. Маргулис, Р.А. Крыловым, Т.Н. Таныгиной, М.И. Леончиком, Н.В. Устиновым, О.В. Петровым, Е.О. Петровым, Н.Н. Соболевым, П.О. Соболевым, И.А. Таныгиным.

Работы по биостратиграфическому анализу юрского комплекса Баренцевоморского шельфа были проведены В.А. Басовым, Т.Н. Пчелиной, Л.В. Василенко, М.В. Корчинской, Л.А. Фефиловой, Н.И. Шульгиной, Б.Л. Никитенко, Б.Н. Шурыгиным, С.В. Мелединой, Н.В. Куприяновой, З.З. Ронкиной, А.И. Данюшевской, В.Д. Дибнером.

Нефтегазоносные комплексы были исследованы Т.А. Кирюхиной, Е.Г. Бро, Т.Н. Таныгиной, Б.А. Клубовым, Н.В. Лопатиным, М.В. Дахновой, А.К. Гудковой, М.А. Большаковой, К.А. Ситар.

Зарубежные исследователи Баренцевоморского бассейна: G.B. Larssen, E. Henriksen, D. Worsley, W.K. Dallman, M. Smelror, A. Mork, S. Werner, G. Elvebakk, A. Ryseth, J.I. Faleide, B. Rafaelsen, H. Dypvik, P. Johannessen, J. Nagy, A. Nøttvedt, S. Olaussen, T. Dore, R.H. Gabrielsen, A. Escalona, D. Marine, S. Ohm и др.

Буровые работы. В акватории российского сектора Баренцевоморского шельфа пробурено 39 скважин, в акватории Печорского моря – 20 скважин, 3 скважины на Земле Франца-Иосифа: Нагурская, Хейса и Северная, 16 скважин на Шпицбергене и более 100 скважин в норвежской части Баренцева моря. В результате бурения параметрических скважин получены сведения о геологическом строении разреза, его нефтегазоносности и проведена увязка сейсмических горизонтов с данными бурения.

В 1983 г. ФГУП «Арктикморнефтегазразведка» пробурило первую скважину в российском секторе Баренцевоморского шельфа. В результате открыты Мурманское (1983) и Северо-Кильдинское (1985) газовые месторождения, начато бурение разведочных скважин на о-ве Колгуев. В 1985-е годы в акватории Печорского моря открыто Поморское газоконденсатное месторождение, а в 1986 – нефтяное Приразломное. В 1987 году впервые в условиях арктического шельфа предприятием начата промышленная добыча нефти на о-ве Колгуев. Открытие уникального Штокмановского газоконденсатного месторождения в 1988 году стало сенсацией мирового значения и коренным образом изменило отношение нефтяных компаний к российскому сектору Арктического шельфа. В том же году из скважины Приразломная-1 получен приток нефти 400 т/сут. Дальнейшие работы ОАО «АМНГР» подтвердили высокие перспективы этой части акватории открытием крупного Лудловского газового месторождения (1990). Два года спустя, в 1992 году получен приток из среднеюрских песчаников и открыто Ледовое газоконденсатное месторождение. В период 1995–1999 годы в Печорском море открыты нефтяные месторождения: Варандей-море (1995), Медынь-море (1997), Долгинское (1999) и нефтегазоконденсатное – Северо-Гуляевское (1995).

В западной норвежской части Баренцевоморского шельфа открыты, преимущественно, газовые месторождения Аскеладден, Сновит и Альбатрос в нижне-среднеюрских песчаниках. Нефтяное месторождение Голиаф с залежью в верхнетриасовых отложениях находится на стадии разработки. В 2011 году в юрском комплексе были открыты нефтяные залежи месторождений

Скругард и Хавис. В июле 2013 года из триасовых отложений был получен приток газа на месторождении Норварг.

На архипелаге Шпицберген первое газопроявление было отмечено в углепоисковой скважине на Баренцбургском участке в 1918 году. Активная разведка нефти и газа на Шпицбергене началась с 1960-х годов. В поисках принимали участие российский горнодобывающий трест «Арктикуголь», объединение «Архангельскгеология», а также норвежские компании Norsk Polar Navigasjon AS, Caltex Group, Fina Group, Nordisk Polarinvest, Store Norske Grubekompani и Norsk Hydro. В 1985 году объединением «Архангельскгеология» была заложена скважина Вассдалленская-1, из которой был получен приток сухого газа из среднетриасовых отложений. В 1988 году в скважине № 561 на Лайленской площади произошел самоизлив тяжелой парафинистой нефти. На Земле Франца-Иосифа и на Новой Земле также были встречены битумопроявления (Клубов, Багдасарян, Безруков, 2001).

Сейсморазведочные работы проведены ОАО «СМНГ», ОАО «МАГЭ», ОАО «АМИГЭ» «НИИМоргеофизика», ФГУНПП «Севморгео». На акватории Баренцева и Печорского морей выполнено более 466,04 тыс. км МОГТ со средней плотностью 0,48 км/км² (Варламов и др., 2011).

В настоящее время существует несколько тектонических схем районирования Баренцевоморского бассейна. По мере появления новых материалов они уточняются и детализируются. Предшествующими геофизическими работами, выполненными ОАО «МАГЭ», ОАО «СМНГ», ФГУНПП «Севморгео», а также аналитическими и научно-исследовательскими работами, проводимыми в течение многих лет ведущими институтами отрасли – Академией наук РФ, ВНИИОкеаногелогия, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ИГиРГИ, ВНИИГАЗ, МГУ имени М.В. Ломоносова, СПГУ – подготовлен и обобщен большой фактический материал, который позволяет развивать представления о строении и перспективах нефтегазоносности Арктического шельфа России.

В пределах западной части Баренцевоморского шельфа проведен комплекс геолого-геофизических исследований, результаты которых опубликованы в сборнике статей Arctic geology and Petroleum Potential (Т.О. Vorren and other, 1992), а также в Arctic Petroleum Geology (А.М. Spencer et al., 2011). Западная норвежская часть Баренцевоморского шельфа покрыта повсеместно региональной сетью глубинных сейсмических профилей.

В акватории Баренцева моря при помощи бурения и сейсморазведки выявлены основные структурные элементы. Геофизи-

ческими работами разной степени детальности изучены структура и характер разреза большей части Баренцевоморского шельфа. На сегодняшний день наиболее малоизученной областью является территория бывшей «серой зоны». Российско-Норвежское соглашение о разделе спорной территории, которое вступило в силу в июле 2011 года, позволило странам начать ее освоение после 35-летнего моратория.

В последние годы поисковое бурение в Баренцевом море проведено не было, однако нельзя не сказать о последних результатах компании ПАО «НК «Роснефть», которая в 2014 году совместно с ExxonMobil пробурили поисковую скважину Университетская-1 в акватории Карского моря. Это бурение позволило открыть новое месторождение «Победа» с суммарными запасами 422 миллиарда кубических метров газа и около 130 миллионов тонн сверхлегкой нефти. В июле 2020 года, несмотря на действующий санкционный режим, компания «Роснефть» самостоятельно начала бурение в Карском море на новом проекте «Кара-2020». Компания ведет бурение поисково-оценочных скважин Викуловская и Рагозинская, расположенных в районе Новой Земли. Суммарные запасы лицензионных участков «Восточно-Приновоземельский-1» и «Восточно-Приновоземельский-2» составляют почти 2 миллиарда тонн нефти и 3,7 триллиона кубических метров газа. Помимо этого, в ноябре 2020 года закончилось бурение первых малоглубинных стратиграфических скважин на севере Карского моря вблизи Новосибирских островов. Данные, полученные из этих скважин, являются уникальными и помогут повысить достоверность существующих геологических моделей.

Глава 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Литолого-стратиграфический разрез Баренцевоморского шельфа (БМШ) представлен архей-нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом и верхнепротерозойско-кайнозойскими комплексами осадочного чехла. Верхнепротерозойско-нижнепалеозойские отложения в отдельных тектонических зонах Баренцевоморского бассейна могут быть частично метаморфизованы в результате складчатых процессов различного возраста.

Палеозойский комплекс отложений БМШ обнажается, главным образом, на архипелаге Шпицберген, который является наиболее приподнятой частью Баренцевоморского бассейна. Архипелаг Шпицберген является западной окраиной Свальбардской плиты, где представлен весь комплекс палеозойско-мезозойских отложений, слагающих разрез акваториальной части бассейна (рисунок 3). Палеозойский разрез также выходит на поверхность в пределах архипелагов Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, вскрыт скважинами на о-ве Колгуев, а также в сопредельном Тимано-Печорском бассейне. Некоторые скважины в норвежской части вскрыли отложения пермского и каменноугольного возраста.

Мезозойский комплекс Баренцева моря уже был вскрыт рядом скважин в российской части бассейна. Скважины Северо-Кильдинская, Мурманская, Адмиралтейская вскрыли триасовые отложения, а Штокмановская, Лудловская и Ледовая вскрыли лишь верхи триасовых отложений и прошли юрские и меловые отложения. Также мезозойский разрез был вскрыт сериями скважин в пределах акваториальной части Тимано-Печорского бассейна.

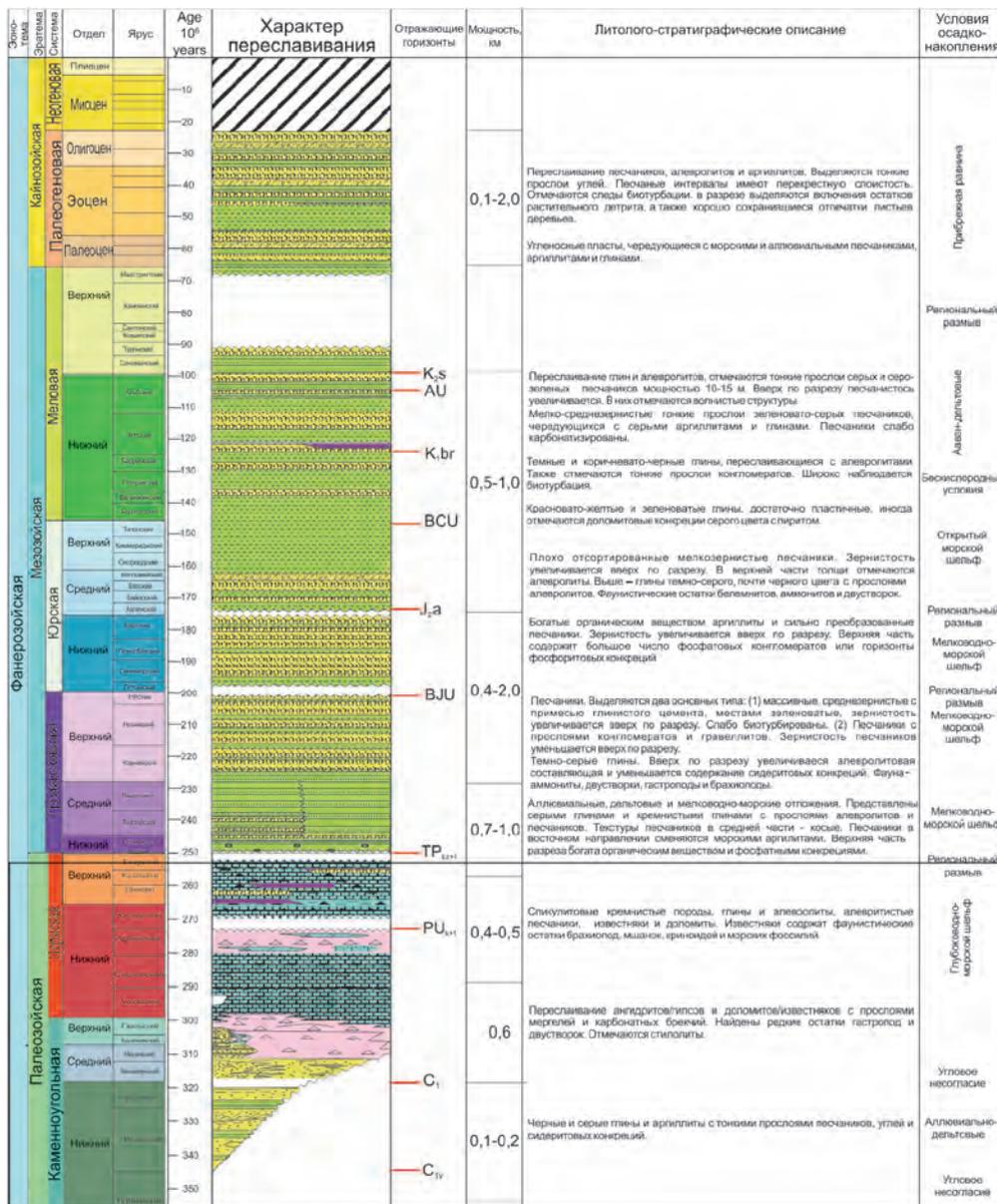


Рисунок 3. Сводный литолого-стратиграфический разрез архипелага Шпицберген

Несмотря на то, что Баренцевоморский шельф является наиболее хорошо изученным среди всех акваторий Российской Арктики и вскрыт серией скважин в российском и норвежском секторах, его стратиграфическая модель и возраст осадочного

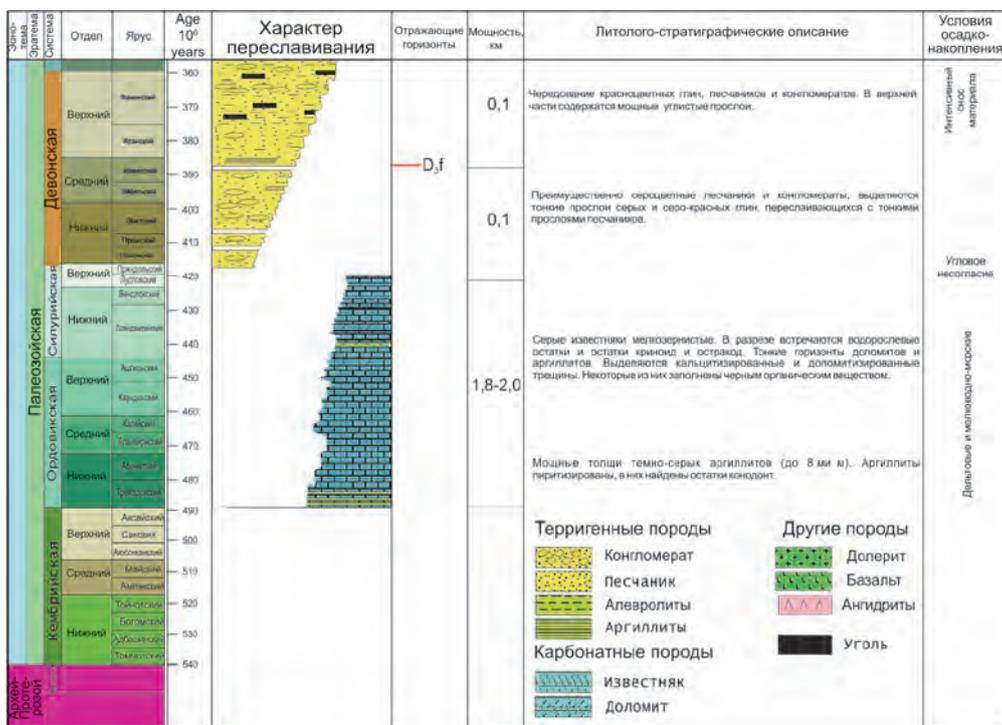


Рисунок 3. Продолжение

чехла до сих пор остаются дискуссионными. В данной главе приведено описание стратиграфических комплексов, наблюдаемых на островном обрамлении или вскрытых глубокими скважинами, без какой-либо интерпретации и трансляции в глубинную часть Баренцевоморского бассейна. Поскольку юрский интервал разреза представляет наибольший интерес, то в данной главе он рассмотрен наиболее подробно.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА (PR₂)

Рифейские отложения практически не изучены на территории БМШ, поэтому судить о литологии пород очень сложно. Некоторые данные были получены в ходе бурения скважин 7128/4-1 и 7128/6-1 на моноклинали Финнмарк, где на глубине 2500 м вскрыты слабометаморфизованные образования. На архипелаге Шпицберген на поверхность выходят рифейско-раннесилурийские сильно метаморфизованные породы и мигматиты с многочисленными жилами гранитов формации Хекла Хук. Их мощность составляет около 15–20 км.

Вендские отложения вскрыты Нагурской параметрической скважиной в интервале глубин 1895–3204 м на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа и объединены в нагурскую серию (Граumberг и др., 1985). Разрез представлен метаморфическими породами.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА (PZ)

Разрез палеозойской эратемы описан на основании геологических обнажений архипелага Шпицберген, а также на материалах пробуренных скважин акватории норвежской части Баренцевоморского шельфа. В российской части Баренцева моря палеозойский разрез вскрыт отдельными скважинами в акватории Печорского моря, на Мурманской структуре вскрыты отложения пермской системы. Верхи каменноугольной системы вскрыты на Адмиралтейском поднятии одноименной скважиной.

Отложения кембрия весьма редки в регионе. Они выходят на поверхность лишь на крайнем северо-западе (архипелаг Шпицберген) и востоке (западное побережье Новой Земли). Ни одна из глубоких скважин этих отложений не вскрыла. На архипелаге Новая Земля кембрийские отложения имеют преимущественно терригенный состав и их мощность составляет 1350 м.

Отложения ордовикского возраста известны на большей части островного и материкового обрамления Баренцева моря. Эти наиболее древние палеозойские образования, вскрытые глубокими скважинами Раддедален на о-ве Эдж архипелага Шпицберген и Песчаноозерской скважиной на о-ве Колгуев.

Силурийские отложения выходят на поверхность только на Новой Земле и на Северном Тимане. Из всех глубоких скважин Баренцевоморского шельфа они вскрыты только на западе, скважиной Раддедален-1 на о-ве Эдж архипелага Шпицберген и в Тимано-Печорском бассейне. Представлены ордовикские отложения терригенно-карбонатными отложениями мощностью до 1,5 км.

Девонские отложения выходят на поверхность на островах Баренцева моря и на материковом обрамлении. Глубокими скважинами девонские отложения вскрыты на о-ве Колгуев и в Печорском море. В скважинах Раддедален-1 (арх. Шпицберген) и 1 Нагурская (арх. Земля Франца-Иосифа) девонские отложения отсутствуют. Нижне-среднедевонские породы весьма неравномерно распределены в регионе. В основном они приурочены к грабенообразным структурам и представлены терригенными породами. Верхнедевонские терригенно-карбонатные отложения залегают повсеместно с перерывом, а иногда и с угловым несогла-

сией на подстилающих нижнепалеозойских толщах, в отдельных разрезах на породах фундамента.

Каменноугольные, преимущественно карбонатные отложения, широко распространены в регионе. Часто эти отложения залегают с размывом на разновозрастных толщах нижнего и среднего палеозоя и протерозоя, иногда с угловым несогласием. Пермские отложения вскрыты параметрическими и глубокими поисковыми скважинами на Адмиралтейском поднятии. Отсутствуют пермские отложения в Нагурской скважине на архипелаге Земля Франца-Иосифа. Нижнепермские отложения сложены карбонатными породами, за исключением районов северной части Новой Земли, где они представлены флишоидными толщами. Вверх по разрезу карбонатный тип разреза сменяется на терригенный в восточном секторе Баренцева моря, а на западе весь пермский разрез представлен карбонатными породами и толщей эвапоритов.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА (MZ)

Триасовый комплекс отложений Баренцева моря сложен толщей терригенных пород до 6 – 8 км мощности. Триасовые отложения были вскрыты скважинами Северо-Кильдинская, Мурманская, Крестовая, Адмиралтейская. Нижний отдел представлен алевро-песчаными породами, чередующимися с аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Среднетриасовые отложения вскрыты в Лудловской скважине и представлены алевролитами, песчаниками и аргиллитами. Также отмечаются пачки эффузивных пород. Верхнетриасовые отложения представлены неравномерным переслаиванием глин, углистых глин, тонких прослоев углей, алевролитов и песчаников. Максимальные значения мощности верхнетриасовых отложений установлены на Лудловской площади и составляют 474 м.

На территории западной части Баренцева моря и на арх. Шпицберген отложения триаса объединены в две основные группы: Сассендален (Sassendalen) и Кап Тоскана (Capp Toscana). Группа Сассендален относится к нижнему-среднему триасу. Литологический разрез ее представлен глинами, алевролитами, песчаниками и глауконитовыми песчаниками, отмечаются прослой углей. Кап Тоскана относится к карнийскому (верхний триас)-батскому(средняя юра) ярусам. Литологический разрез формации на территории западной части Баренцева моря и о. Шпицберген представлен глинами, алевролитами, песчаниками и глауконитовыми песчаниками, иногда встречаются про-

слои карбонатных пород. Повсеместно отмечается присутствие углей.

Юрский комплекс отложений залегает со стратиграфическим несогласием на породах триасового возраста (см. рисунок 3). Породы юрского возраста вскрыты скважинами как в пределах западной части Баренцевоморского шельфа, так и в восточной (Штокмановская, Арктическая, Лудловская, Ледовая, Куренцовская, Мурманская, Мурманская Северная, Ферсмановская, Северо-Кильдинская).

На архипелаге Шпицберген юрские отложения, скорее всего, приурочены к прогибам и отсутствуют на приподнятых участках. Аналогичная закономерность распространения юрского комплекса наблюдается в западной части Баренцевоморского шельфа. В большей степени они выделены в пределах восточной и центральной частей Шпицбергена.

На арх. Земля Франца-Иосифа юрские отложения залегают на триасовых с размывом. В почти полном объеме юрская толща представлена в восточной половине Баренцевоморского шельфа. На архипелаге Новая Земля были найдены обломки и конкреции юрских пород с многочисленными раковинами аммонитов и других моллюсков в центральной части в районе пролива Маточкин Шар. По этим материалам была составлена (Крымголец, 1972) стратиграфия юрской системы в составе нижнего, среднего и верхнего отделов.

Нижний отдел юрской системы. На Штокмановском месторождении нижнеюрский разрез представлен толщей светло-серых песчаников с редкими прослоями темно-серых аргиллитов и алевролитов, которые несогласно перекрывают триасовые отложения. Отмечены прослой конгломератов. Кроме того, песчаники часто содержат рассеянные гальки, гравий кварца и кремнистых пород. Отложения содержат обломки древесины, углефицированный растительный детрит и углефицированную растительную органику, маломощные линзочки угля. Встречаются редкие фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие рассматривать с определенной долей условности возраст отложений, как геттанг-тоарский. Мощность нижнеюрского комплекса составляет 338 м. В скважинах Ледовая, Лудловская, и Арктическая разрезы в целом схожи, однако мощность составляет 306, 464 и 482 м, соответственно. На поднятиях нижнеюрская толща представлена не в полном объеме. Например, в Ферсмановской скважине были вскрыты лишь отложения плинсбах-тоарского возраста. Мощность их составляет 124 м.

На месторождении Сновит были вскрыты нижнеюрские отложения. К ним относятся формации Тубоен и Нордмела. Формация Тубоен представлена, преимущественно, песчаниками. В ее средней части установлен интервал, сложенный сланцами, которые разделяют песчаный пласт на две части. В юго-восточных разрезах формации установлены прослой углей, в северо-западном направлении угли исчезают. Возраст определен как поздне-рэтский-раннеюрский (геттангский-раннесинемюрский) (Worsley, 1988). Мощность формации 65 м.

Формация Нордмела представлена переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов, с незначительными включениями угольных прослоев. Количество песчаных прослоев увеличивается вверх по разрезу. Возраст формации определен как раннеюрский (синемюрско-плинсбахский) (Worsley, 1986). Мощность 62–202 м.

На архипелаге Земля Франца-Иосифа нижнеюрские отложения залегают на триасовых с размывом и представлены Тебетгофской свитой, при этом из разреза юры выпадают базальные геттанг-синемюрские отложения и разрез начинается с плинсбахского яруса. Толща представлена разнородными существенно кремнисто-кварцевыми песками и песчаниками с прослоями кварцито-песчаников. Присутствуют отдельные слои и пачки алевролитов, реже пелитоморфных известняков, а местами многочисленные прослой галечников и конгломератов, вместе с которыми в разрезе появляются пласты углей. Возраст свиты определен на основании единичных находок пелеципод и фораминифер, мощность ее составляет 220 м.

В пределах центрального Шпицбергена (рисунок 4) нижне-среднеюрские отложения представлены конгломератами и карбонатными песчаниками с многочисленными песчано-фосфатными конкрециями, выделяются глинистые прослой. В нижней части толщи отмечаются многочисленные остатки тоарских, ранне- и позднеааленских аммонитов. В отложениях встречаются остатки двустворчатых моллюсков, белемнитов, гастропод, редкие фораминиферы, костные обломки, обломки древесины, известковистые водоросли. Мощность 230 м.

Восточный тип разреза архипелага Шпицберген – это нижне-среднеюрские отложения, которые подразделены на формации Свенской и Конгсойя. Формация Свенской в нижней части сложена косослоистыми песчаниками, содержащими маломощные слойки глин, в которых найдены редкие, предположительно, геттанг-синемюрские фораминиферы (Dallman W.K., 1999). Верхняя часть формации, соответствующая по возрасту плинсбах-тоар-

Глубина, м	Система	Отдел	Ярус	Группа	Формация	Member	Литология	Мощность, м	Литологическое описание	Условия осадконакопления
100	Юрская	Верхний	Oxfordian-Tithonian	Adventdalen	Agardfjellet	Slottsmøya		350	Темно-серые и черные глины с красноватыми и желтоватыми конкрециями сидерита, а также сидеритовыми и доломитовыми прослоями. Утонение вверх по разрезу	Открытый морской шельф
200						Oppdalsøya	Алевро-песчаные пачки. Алевролиты и песчаники сильно биотурбированы		Открытый морской шельф	
300		Средний	Bathonian-Callovian			Lardyfjellet		350	Темно-серые и черные глины с доломитовыми конкрециями. Высокое содержание органического материала	Открытый морской шельф
400						Oppdalen	Плохо отсортированные, глинизированные мелкозернистые алевролиты и песчаники с прослоями сидерита (до 30 см). Утонение фракции вверх по разрезу. В восточном направлении пачка утоняется		Мелководно-морские	
500		Нижний	Aalenian-Bathonian			Kapp Toscana (Wilhelmøya Subgroup)	Oppdalen	Oppdalen		230
600										
700										

Рисунок 4. Литологический разрез центральной части архипелага Шпицберген.

Условные обозначения см. на рисунке 3

скому времени, на восточном побережье Шпицбергена представлена маломощной (6–25 м) пачкой кварцевых песчаников, содержащих углефицированный растительный детрит и редкие остатки фораминифер. Восточнее (о-ва Земля Короля Карла) они сменяются пачкой пестроцветных песчаников с редкими прослоями галечников и глин. Мощность формации составляет 270 м.

Формация Конгсойя сложена пестро окрашенными песками, содержащими несколько горизонтов конгломератов и многочисленные прослои углефицированных глинистых прослоев. Отмечаются аргиллиты с прослоями сидерита и сидеритовыми конкрециями (Dallman W.K., 1999). В глинах присутствуют остатки раковин аммонитов, бухий, белемнитов. Мощность этих отложений 30 м.

Средний отдел юрской системы отчетливо разделяется на две толщи: нижнюю, аален-батскую, глинисто-песчаниковую, и верхнюю, келловейскую, глинистую, либо песчаниково-глинистую.

На Штокмановском месторождении ааленский-батский ярусы образуют толщу чередования пачек светло-серых, серых кварцевых песчаников, темно-серых алевролитов и аргиллитов с преобладанием песчаников. Выделяется до 6 ритмов, каждый из которых начинается аргиллитами и завершается песчаниками. Мощность крупных ритмов 40–100 м, мелких – до 20 м. Песчаники часто содержат гальки и гравий, иногда линзы конгломератов, линзочки угля. Отмечаются прослой седиментационных брекчий. Органические остатки представлены плохой сохранности обломками раковин аммонитов, пелеципод, белемитов, фрагментами ракообразных, фораминиферами, обломками древесины. Возраст отложений определяется находками аален-байосского, батского и средне-верхнебатского комплексов фораминифер. Из отложений были выделены среднеюрские палинокомплексы. Мощность аален-батской толщи до 300 м.

Келловейский ярус в пределах Штокмановского месторождения представлен песчано-глинистой толщей. К средней его части толщи приурочен мощный (40–75 м) пласт песчаников. Аналогичные разрезы выделяются на Лудловском и Ледовом месторождениях. К центру Южно-Баренцевской впадины в скважине Арктическая количество прослоев песчаников и алевролитов увеличивается. Однако в Ферсмановской скважине келловейский разрез представлен преимущественно глинистыми разностями. Аналогичная картина наблюдается на Кольской моноклинали в скважинах: Северо-Кильдинская, Мурманская, Северо-Мурманская. Отложения содержат обломки раковин келловейских аммонитов, пелеципод, фораминифер. Мощность келловейских отложений от 80 до 242 м.

На месторождении Сновит аален-батские отложения объединены в формацию Сто. В составе формации доминируют песчаники. Аргиллиты и алевролиты присутствуют в виде тонких прослоев. Они отражают трансгрессивные события тоарского и раннеааленского возраста. Также отмечены изолированные прослой фосфатных конгломератов. Мощность 77 м.

На архипелаге Земля Франца-Иосифа среднеюрский разрез представлен Нордбруковской серией (рисунок 5). К ней относят толщу алевро-глинистых пород, состоящую из отдельных пачек глин, аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью до 15–20 м. В толще присутствуют многочисленные конкреции,

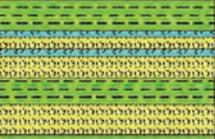
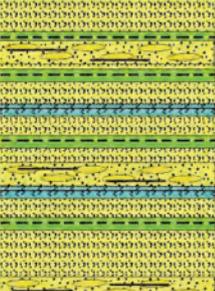
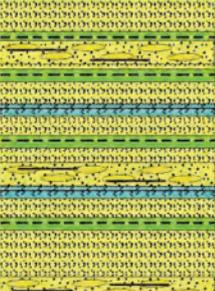
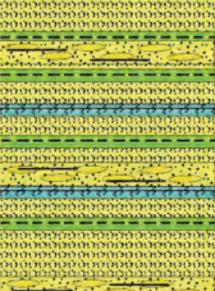
Глубина, м	Система	Отдел	Ярус	Группа	Формация	Литология	Мощность, м	Литологическое описание
100	Юрская	Верхний	Oxfordian-Tithonian	Ламонская	Ламонская		100	Разрез в основном представлен крупнозернистыми песками и песчаниками. В середине пачки выделяется пачка алевролитов глинисто-углеродистых черных тонкогоризонтальнослоистых. В верхней части разреза отмечается переслаивание известняков средне-плитчатых (10-20 см), песчаных и детритовых
200			Средний					
300		Aalenian-Bathonian		Грезм-белльская	Тегертрофская		220	Толща разномзернистых, существенно кремнисто-кварцевых песков и песчаников, с прослоями кварцито-песчаников, а местами многочисленные прослои галечников и конгломератов, вместе с которыми в разрезе появляются пласты углей
400	Нижний	Hettangian-Toarlian	Тегертрофская					
500				Тегертрофская		220	Толща разномзернистых, существенно кремнисто-кварцевых песков и песчаников, с прослоями кварцито-песчаников, а местами многочисленные прослои галечников и конгломератов, вместе с которыми в разрезе появляются пласты углей	
600	Тегертрофская		220					Толща разномзернистых, существенно кремнисто-кварцевых песков и песчаников, с прослоями кварцито-песчаников, а местами многочисленные прослои галечников и конгломератов, вместе с которыми в разрезе появляются пласты углей

Рисунок 5. Литологический разрез юрских отложений архипелага ЗФИ (составлен по материалам Репина Ю.С. и др., 2007).
Условные обозначения см. на рисунке 3

образующие иногда четкие горизонты. Конкреции различной формы – от уплощенных до овальных и шарообразных и различного размера – от нескольких сантиметров до 0,5–0,7 м в поперечнике. По составу конкреции карбонатно-глинистые, кремнисто-карбонатно-глинистые, карбонатные. Мощность толщи составляет 100–180 м.

Верхний отдел юрской системы. Наиболее полные разрезы верхнеюрских отложений наблюдались в скважинах Арктическая-1 и Штокмановская-1. В составе верхнеюрских отложений различаются три толщи: оксфордская, по-видимому, песчаниково-алевролитоглинистая, кимериджская, сложенная «черными глинами» и волжская, объединяющая «черные глины» и аргиллиты.

Верхняя граница на Штокмановской площади (скв. Штокмановская-4) определена по смене верхневолжских комплексов макро- и микрофауны берриасскими в однородной пачке темно-серых аргиллитов. На поднятиях такой границей является эрозионная поверхность, а верхнеюрская толща иногда имеет резко сокращенную мощность и частично размыта (Ферсмановская структура).

На Штокмановском, а также на Ледовом и Лудловском месторождениях оксфордская толща представлена нижнеоксфордскими и верхнеоксфордскими слоями. Нижнеоксфордская пачка сложена алевролитами темными, серо-зелеными кварцевыми и кварцево-глауконитовыми с редкими тонкими прослоями зеленовато-серого аргиллита. Алевролиты содержат обломки раковин нижнеоксфордских аммонитов, пелеципод, гастропод, фораминифер, обломки древесины. Мощность пачки около 7,5 м. Верхнеоксфордская пачка сложена в нижней части серо-зелеными кварц-глауконитовыми алевролитами, а в верхней части глинами темно-серыми, почти черными. В глинах присутствуют многочисленные обломки раковин верхнеоксфордских аммонитов, обломки ростров белемнитов, остатки рыб и ракообразных. В глинах содержание $C_{орг}$ составляет 1,80–4,23 %, в основном около 4 %. Мощность верхнеоксфордской пачки составляет более 7,5 м. Мощность всей оксфордской толщи более 15 м.

Кимериджский ярус представлен черными и темно-коричневыми аргиллитами тонкослоистыми, листоватыми, редко скорлуповатыми. Содержание $ОВ$ в черных аргиллитах составляет 30–50 %, ($C_{орг}$ – 12–16 %) (скв. Штокмановская 1-4). В них установлены нижне- и верхнекимериджские комплексы аммонитов, пелеципод, фораминифер и радиолярий. Мощность кимериджских отложений 34 м.

Разрез Штокмановского месторождения волжского яруса сложен «черными глинами», которые в верхней, меньшей по мощности части, сменяются темно-серыми аргиллитами. В отложениях присутствуют обломки раковин аммонитов, ростров белемнитов, обломки призматического слоя раковин иноцерамов, остатки костей и зубов рыб. В кровле толщи выделен верхневолжский комплекс фораминифер и пелеципод. Контакт с меловыми отложениям согласный, на Ферсмановской и Лудловской структурах контакт – эрозионный. Мощность волжских отложений на Штокмановской структуре составляет 40 м, а в целом изменяется от 8 м (скв. Ферсмановская-1) до 80 м (скв. Арктическая-1).

Общая мощность верхнеюрских отложений в центральной части Южно-Баренцевской синеклизы достигает 122 м (скв. Арк-

тическая-1) и меняется от 18 м на поднятиях (скв. Ферсмановская-1, Лунинская-1, Лудловская-1) до 64 м (скв. Штокмановская-1) и 136 м (скв. Ледовая-1).

На месторождении Сновит верхнеюрские отложения залегают на среднеюрских со стратиграфическим несогласием, отложения батского возраста отсутствуют в пяти скважинах из шести. Верхнеюрские отложения представлены глинами с высоким содержанием органического вещества в верхней части разреза. Общая мощность верхнеюрских отложений увеличивается в западном направлении и варьирует в пределах от 67 до 100 м.

На архипелаге Земля Франца-Иосифа верхнеюрский разрез объединяется в Ламонскую свиту и сложен в нижней части темно-серыми листоватыми алевролитами с карбонатными конкрециями, а в верхней – преимущественно светло-серыми полимиктовыми песчаниками и песками. По всему разрезу в конкрециях встречаются аммониты, белемниты, двустворки, указывающие на кимериджский и волжский возраст отложений. Мощность свиты составляет 300–400 м.

Верхнеюрская толща архипелага Шпицберген включает черные, темно-серые аргиллиты тонколистоватые с редкими тонкими слойками-скоплениями раковин двустворчатых моллюсков, с примесью крючков головоногих моллюсков, остатков аммонитов, редких обломков костей рыб. В составе верхнеюрской толщи присутствуют «черные глины» поздневолжского, раннекимериджского, раннеоксфордского и позднеоксфордского возраста (рисунок 6). Мощность верхнеюрских отложений составляет до 250 м. При этом мощность обогащенных ($C_{орг}$ более 5 %) ОВ аргиллитов составляет от первых метров до 25–54 м.

Меловая система. Распределение меловых отложений контролируется в целом унаследованным от юрского времени бассейном осадконакопления. Максимальная мощность отложений развита в пределах впадин Южно-Баренцевоморской (до 2,2 км) и Печорской (до 200–500 м).

Неокомские отложения южной части Баренцева моря мощностью 90–470 м представлены преимущественно глинами темно-серыми, в нижней секции – с прослоями буровато- и зеленовато-серых известняков и алевролитов глинистых. Вверх по разрезу содержание алевролитов увеличивается; появляются прослой известковистых глауконитовых песчаников. По комплексам фораминифер устанавливаются отложения верхневаланжинского-готеривского, барремского возраста и переходные слои.

Повышение угленосности отложений отмечается в скважинах, расположенных на архипелаге Земля Франца-Иосифа.



Рисунок 6. Верхнеюрские черные глины с огромной карбонатной конкрецией.

Фото W.K. Dallman, 1999

Практически во всех скважинах Южно-Баренцевоморского шельфа не встречены микрофаунистические комплексы берриасового и ранневаланжинского возраста. Пограничные отложения юры-мела, на ряде структур интенсивно ожелезненные и каолинизированные, по мнению специалистов ФГУП «ВНИИОкеангеология», представляют кору выветривания. Эти данные, а также наличие в основании меловых отложений гравийного материала разновозрастных пород, результаты сейсморазведки и детальной корреляции разрезов скважин свидетельствуют о наличии перерыва в осадконакоплении и крупной перестройке тектонических и палеогеографических условий седиментации на рубеже юрского и мелового времен.

Аптские отложения Баренцевоморского шельфа, мощностью 160–640 м, представлены в нижней части ритмично чередующимися циклически сложенными пачками темно-серых глин, зеленовато-серых алевролитов и песчаников, часто глауконитовых с растительным детритом; а в верхней – преимущественно светло-серыми песчаниками и алевролитами кварцевыми с прослоями глин и углей. Альбские отложения мощностью до 610 м в нижней

части также содержат прослой морских глин, в средней – существенно песчаные, угленосные, а в верхней – переходят в алеврито-глинистые с морской фауной. Общая мощность апт-альбских отложений до 1050 м. Верхнемеловые отложения южной части Баренцева моря вскрыты скважинами, мощность их достигает 350–400 м. По комплексам фораминифер устанавливается присутствие отложений альбско-сеноманского, коньяк-сантонского и кампан-маастрихтского возраста. Отложения представлены, преимущественно, глинами серыми и серыми алевритистыми, с редкими прослоями известковистых песчаников и алевролитов, сверху – песков. Присутствуют глауконит, раковины моллюсков, иногда линзы бурового угля.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА (KZ)

Палеогеновые отложения на Южно-Баренцевоморском и Печорском шельфах отсутствуют. Мощные разрезы терригенных отложений палеоцена и эоцена изучены только в северо-западных и западных районах Баренцева моря. Нерасчлененные плиоцен-четвертичные отложения Баренцевоморского шельфа мощностью 0–50 м. Редко более, преимущественно глинистые, с примесью гравия и галек разновозрастных метаморфических и осадочных пород с глауконитом, обломками раковин охарактеризованы комплексами фораминифер. На Печорском шельфе изучены более древние, миоценовые отложения, представленные песками с прослоями алевритов, глин, линзами углей, перекрывающиеся плиоцен-четвертичными отложениями – суглинками, песчаными алевритами и песками с галькой и валунами.

Глава 3

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАРЕНЦОВОМОРСКОГО РЕГИОНА

3.1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Баренцевоморский бассейн в тектоническом плане расположен в пределах северной окраины Восточно-Европейской платформы и обрамлен складчатыми сооружениями Полярного Урала, Пайхоя и Новой Земли, а также океаническими впадинами Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана.

Фундамент. Результаты сейсмических работ МОГТ, ГСЗ, сейсмоакустического профилирования, выполненных ФГУ НПП «Севморгео» вдоль опорных профилей 1 – АР, 2 – АР и 3 – АР показывают континентальный тип земной коры в пределах всего Баренцево-Карского шельфа. Кристаллический фундамент бассейнов Баренцевоморского шельфа имеет в основном архей-раннепротерозойский возраст. Некоторое омоложение фундамента происходило в зонах рифтогенеза, где он представлен слабометаморфизованными рифей-вендскими образованиями и сложен в простые волнообразные складки, нарушенные разрывами (Верба М.Л., Ступакова А.В., Шипелькевич Ю.В.).

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Тектоническое районирование Баренцевоморского шельфа приведено в работах В.Е. Хаина (2000), Е.В. Артюшкова (2005), Н.А. Малышева (2002), Э.В. Шипилова (2000), С.В. Аплонова (1996), С.И. Шкарубо (2007), М.Л. Вербы (1994), Ю.В. Шипилькевич (2002), А.В. Ступаковой (2011), В.С. Шеина (2011), В.Н. Мар-

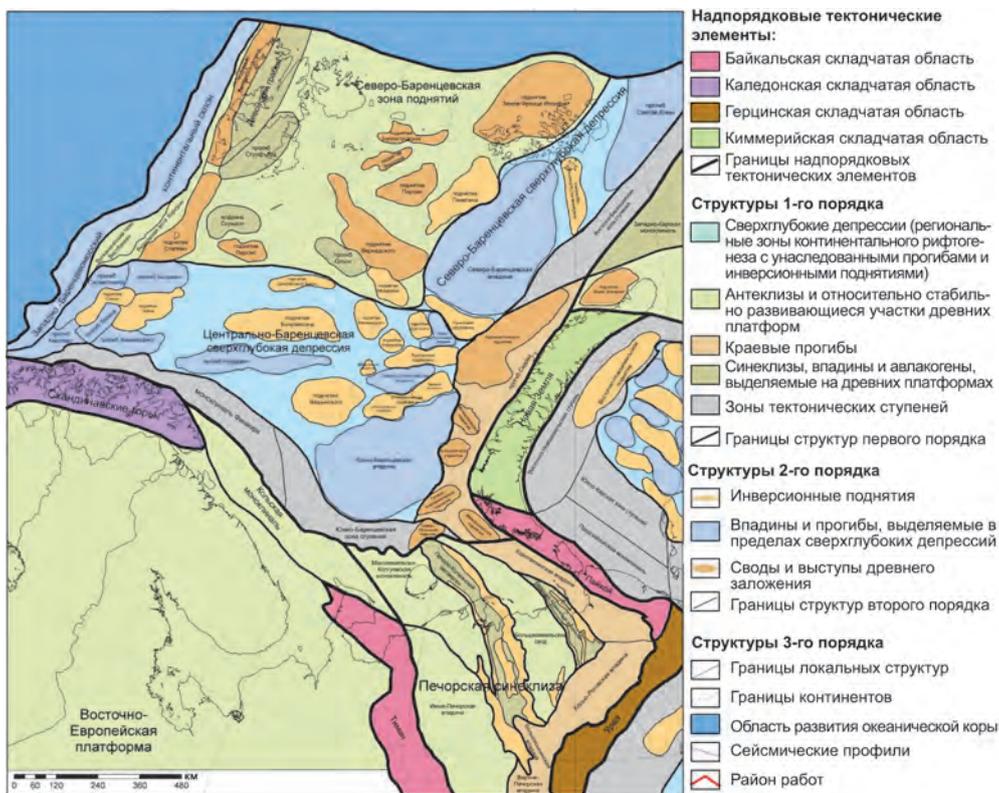


Рисунок 7. Схема структурно-тектонического районирования Баренцево-морского и Тимано-Печорского бассейнов (Ступакова А.В., 2011)

тиросяна (2011). Каждый автор, в зависимости от своей концепции развития региона, регионально прослеживает различные тектонические элементы и по-разному объясняет их происхождение. В данной работе была принята концепция тектонического развития Баренцево-морского шельфа, изложенная в работах А.В. Ступаковой (2001, 2008, 2011, 2013). Согласно этой структурно-тектонической модели, в пределах Баренцево-морского шельфа выделяются следующие структуры первого порядка (рисунки 7, 8):

- сверхглубокие депрессии, сформированные на месте зоны развития древнего палеозойского (девонского?) рифтогенеза и претерпевшие последующую активизацию на мезозойском этапе развития. В результате мощность осадочного чехла в их пределах составляет более чем 12–15 км (Центрально-Баренцевская депрессия);

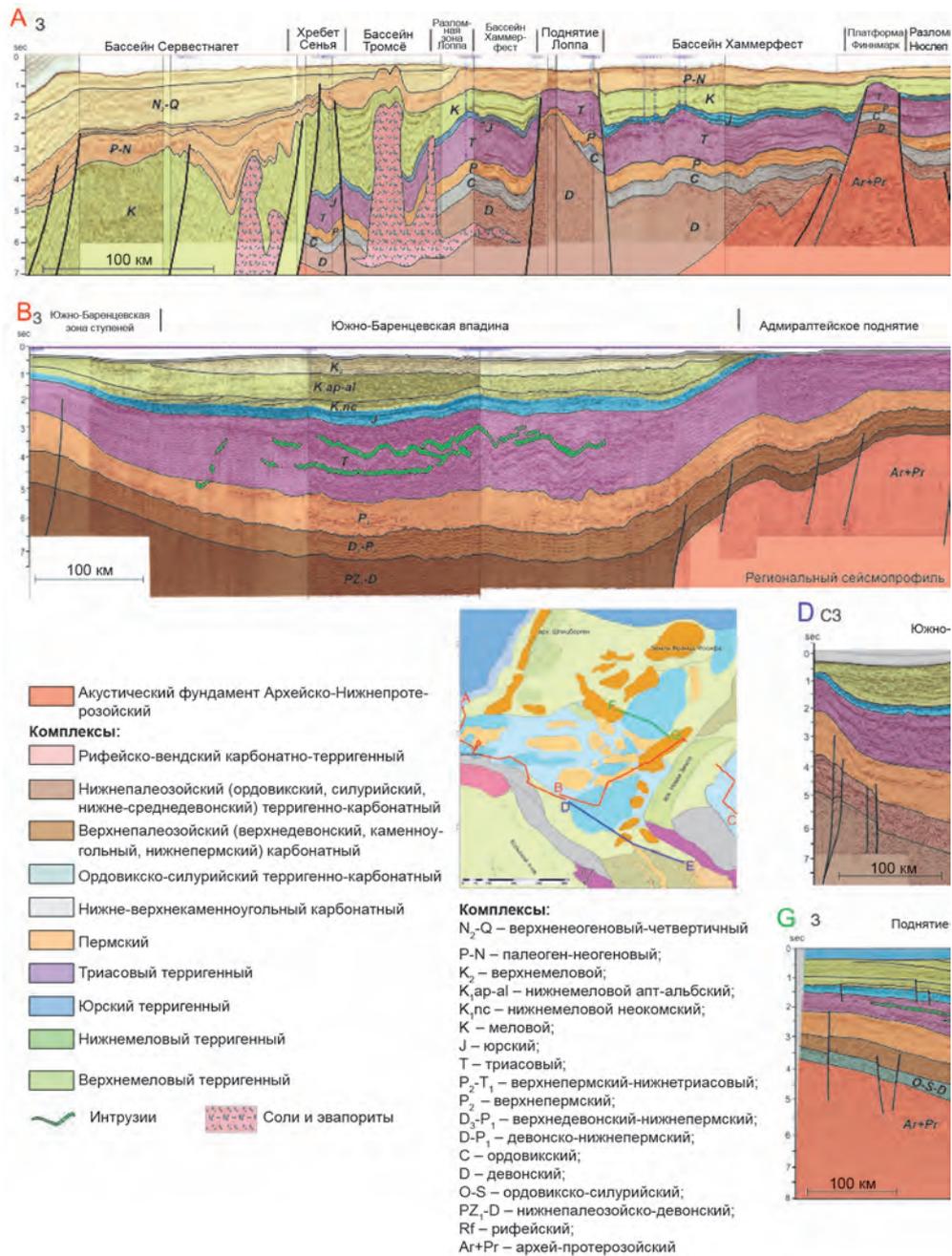
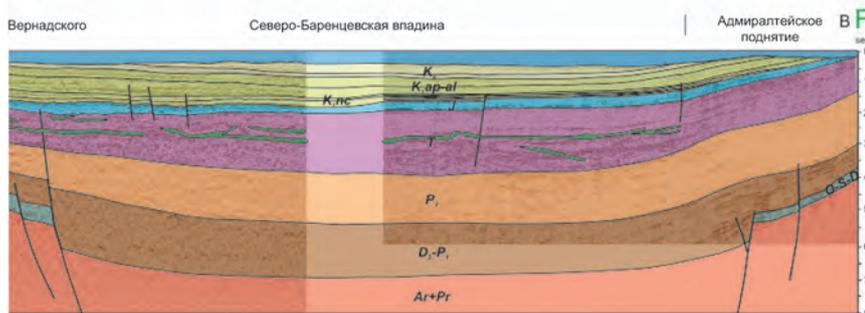
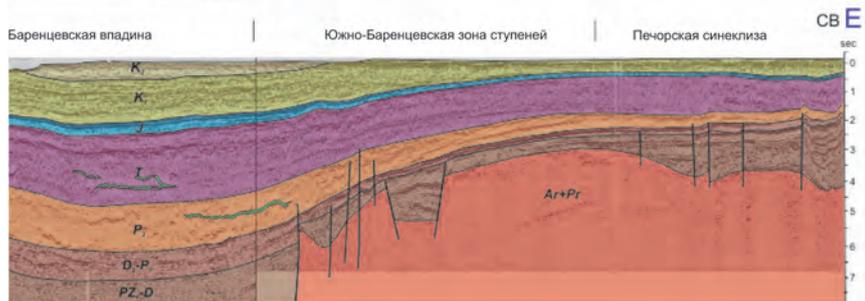
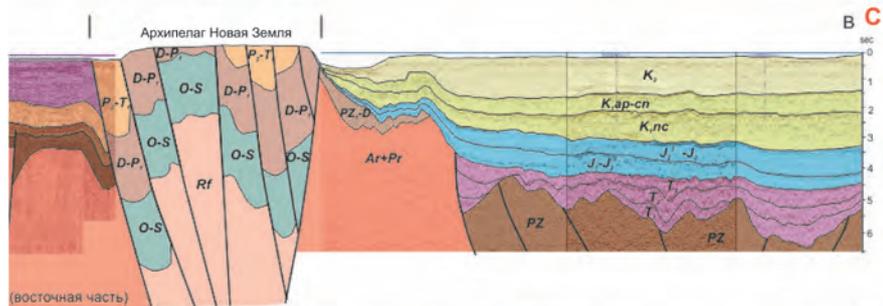
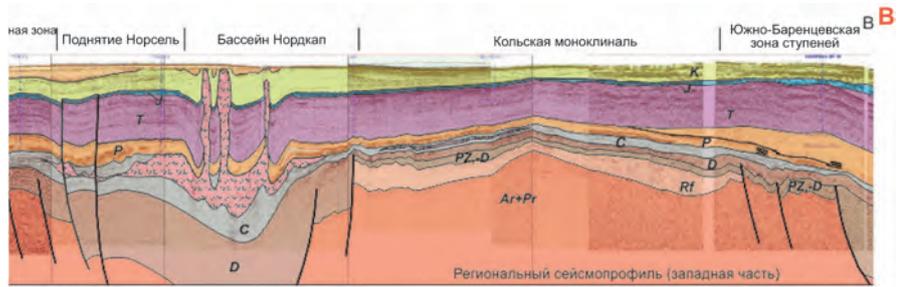


Рисунок 8. Сейсмо-геологические разрезы Баренцево

- антеклизы, представляющие собой области относительного поднятия кристаллического фундамента (Свальбардская) с зоной развития Северо-Баренцевских поднятий;



морского региона (Ступакова 2011, Stoupakova et al. 2009)

- зоны тектонических ступеней и террас, тектонические блоки, как переходные зоны между сверхглубокими депрессиями и приподнятыми зонами фундамента:

Южно-Баренцевская и Восточно-Баренцевская зоны ступеней;

- моноклинали: Кольская и Финнмарк;
- Предновоземельская структурная зона, включающая поднятия, наиболее крупным из которых является Адмиралтейское и разделяющие их впадины;
- синеклизы – области погружения, выделяемые по палеозойскому комплексу отложений (Печорская, Северо-Карская).

Центрально-Баренцевская депрессия простирается в субширотном направлении от Новой Земли, открываясь во впадины Северной Атлантики (Ступакова А.В., 2011). Общая мощность осадочного чехла в пределах зоны Баренцевоморского континентального рифтогенеза составляет более 10–15 км, увеличиваясь на восток к Новой Земле до 20 км. Рифтогенная природа Центрально-Баренцевской депрессии подтверждается характером ее глубинного строения. Зона ограничена разломами, мощность коры в ее пределах отличается минимальными для суши значениями (35–40 км) и по структуре приближается к субокеаническому типу. Сокращение общей мощности земной коры происходит, главным образом, за счет утонения гранитометаморфического слоя.

В пределах Центрально-Баренцевской депрессии выделяются следующие структуры второго порядка, которые прослеживаются как по палеозойскому, так и мезозойскому комплексам отложений:

- **прогибы:** в восточной части – Южно-Баренцевская впадина, Северо-Штокмановский прогиб, Южно-Лунинский прогиб, в западной части – прогибы Нордкап, Хаммерфест, Сервестнагет, Бьорнойя, Харстад, Тромсё, Ольги;

- **поднятия:** Штокмановская, Лудловский, Лунинская седловины, Маловицкого, Шатского, поднятие Ферсмана, свод Федынского, Демидовское поднятие, поднятие Лоппа, поднятие Сенья, поднятие Бьярмаланд, поднятие Центральной Банки.

Наиболее крупная структура Центрально-Баренцевской депрессии – Южно-Баренцевская впадина. Она представляет собой отрицательную структуру, где мощность осадочного чехла достигает 14–18 км. Отложения сложены как палеозойскими, так и пермско-триасовыми и мезозойскими отложениями. Линейные прогибы Нордкап, Хаммерфест, Тромсё, Ольги представляют собой грабены девонского возраста, заполненные палеозойскими и мезозойскими отложениями. В их пределах широко развиты процессы галогенеза, которые установлены в прогибах Норд-

кап и предполагаются в прогибах Ольги и в Северо-Штокмановском.

Поднятия и седловины, ограничивающие прогибы, чаще всего представляют собой инверсионные валы по верхнепалеозойскому комплексу. Они линейно вытянуты и формируют цепочки антиклинальных поднятий.

Свальбардская антеклиза с системой Северо-Баренцевских поднятий является северным плечом Центрально-Баренцевской депрессии. В ее пределах выделяются следующие структуры второго порядка: поднятия Стэппен, Хоппен, Гардарбанкен, Персея, Девонский грабен в районе архипелага Шпицберген, поднятия Виктория и Вернадского, Малыгинская и Северо-Персеевские седловины, прогиб Соркапп. Эта зона представляет собой приподнятый по фундаменту крупный тектонический блок, разбитый локальными процессами позднедевонского рифтогенеза на систему неглубоких грабенов с мощностью палеозойских отложений осадочного чехла до 5–7 км. Грабены разделены сводовыми поднятиями.

Южно-Баренцевская и Восточно-Баренцевская зоны ступеней представляют собой бортовые сильно раздробленные части древней континентальной коры, ступенчато погружающиеся в сторону прилегающих глубоких впадин.

Предновоземельская структурная зона представляет собой систему поднятий и надвигов, разделяющих складчатую зону Новой Земли от платформенных структур Баренцевоморского бассейна. Наиболее изученным является Адмиралтейский вал – древнее поднятие юго-западно – северо-восточного простирания длиной около 300 км и шириной 75 –80 км. В ядре поднятия находится блок архейско-протерозойского кристаллического фундамента. Мощность осадочного чехла в своде составляет около 7 км. Верхняя часть триаса, а также юрские и меловые отложения размыты в результате нескольких этапов поднятия и эрозии в конце триаса, конце юры, конце нижнего мела и в кайнозое.

Северо-Баренцевская впадина занимает южную часть Северо-Баренцевского блока и отделяется от структур Центрально-Баренцевской депрессии Лунинской седловиной. Мощность отложений в пределах впадины изменяется от 3–5 км до 10–12 км за счет верхнепалеозойского (преимущественно пермского терригенного) и триасового терригенного комплексов. Формирование Северо-Баренцевской впадины, видимо, связано с заложением Новоземельского прогиба.

Кольская моноклинал включает прибрежный шельф Кольского полуострова с архей-протерозойским кристаллическим фун-

даментом и полосой складчато-метаморфического комплекса гренвильского (рифейского) возраста консолидации, имеющего выходы на дневную поверхность вдоль побережья Балтийского щита. Мощность осадочного чехла изменяется в пределах 0,5–5 км. Разрез представлен как отложениями нижнепалеозойского, так и верхнепалеозойского комплексов. Кольская моноклиналь далее на запад переходит в моноклиналь Финнмарк, в пределах которой развит каледонский складчато-метаморфический комплекс.

3.2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории развития Баренцевоморского шельфа можно выделить три крупных этапа тектонического развития бассейна: рифей-палеозойский, пермско-триасовый и юрско-кайнозойский (рисунок 9).

РИФЕЙ – ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

На палеозойском этапе развития Баренцевоморский бассейн развивался в условиях древней платформы. Основной структурой, определившей активное погружение Баренцевоморского бассейна, была зона рифтогенеза, протягивающаяся с запада на восток и отделяющая Восточно-Европейский блок древней платформы от Свальбардского. Эта зона, получившая название в работах Ступаковой А.В. (2011) Центрально-Баренцевская депрессия, развивалась как глубокий прогиб, в которой накапливались значительные мощности палеозойских отложений и шло формирование линейных структур, грабен-рифтов и инверсионных валов. Активное проявление рифтогенеза в пределах этой зоны связывается с девонским периодом, однако не исключено и более раннее развитие рифтогенных структур Центрально-Баренцевской депрессии.

Помимо процессов, активно происходивших в зоне Центрально-Баренцевской депрессии, тектоническая активизация проявлялась и в отдельно взятых районах в результате байкальского, каледонского и герцинского циклов тектогенеза.

Байкальский цикл тектогенеза. Во время байкальского тектонического цикла активизировался юго-восточный блок Баренцевоморского шельфа, сопряженный с Тимано-Печорским бассейном. Он включал Печорскую плиту, южную часть Кольской моноклинали, вероятно, большую часть Южно-Баренцевской впадины.

Каледонский цикл тектогенеза. Каледонский цикл тектогенеза проявился на западе Баренцевоморского шельфа, и результатом его явилось формирование зон линейной складчатости ордовик-силурийского и раннедевонского возраста. Структуры, сформировавшиеся в период каледонского цикла тектогенеза на территории Баренцевоморского шельфа, имеют в основном северо-восточную – юго-западную ориентировку. В пределах Баренцева моря выделяются две ветви каледонских структур. Одна ветвь протягивается в меридиональном направлении от Скандинавского п-ова до Шпицбергена. Другая ветвь продолжается со стороны Скандинавии в направлении п-ова Варангер к северной оконечности Новой Земли.

Герцинский цикл тектогенеза связан со становлением Уральской складчатой системы и формированием Приуральской зоны передовых прогибов. Герцинский цикл тектогенеза затронул и другие структуры восточного сектора Баренцева моря, в том числе и Новоземельскую область, но не закончился формированием складчатых систем, как это было на Урале.

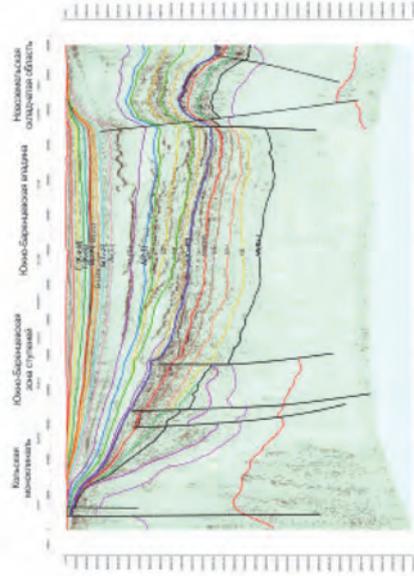
В девонское время платформенные структуры Баренцевоморского бассейна были разбиты линейными грабен-рифтами, погружающимися с запада на восток в направлении Новой Земли. В их пределах шло формирование терригенно-карбонатных отложений. Западная часть Баренцевоморской депрессии в позднедевонское-раннекаменноугольное время представляла собой континентальную равнину, временами заливаемую морем. Восточная часть Баренцевоморского шельфа в позднем девоне-раннем карбоне представляла собой, скорее всего, карбонатный шельф. В наиболее прогнутых относительно глубоководных частях морского шельфа накапливались депрессионные доминирующие кремнисто-глинистые формации. На бортах депрессий формировались цепочки рифовых построек. Такая полоса рифовых построек хорошо прослеживается в пределах Тимано-Печорского бассейна и ее можно предположить вдоль Новоземельской палеоглубоководной зоны и на Кольской моноклинали и Южно-Баренцевской зоне ступеней вдоль Центрально-Баренцевской депрессии.

После завершения позднедевонской трансгрессии с началом карбона связана регрессивная фаза, достигшая своего максимума в начале визейского века (Супруненко, 2009). В поздневизейское время в южной части шельфа установились условия прибрежной лагуны с карбонатным осадконакоплением. На большей части бассейна отложения башкирского века залегают с несогласием на подстилающих толщах. Это несогласие можно проследить на вре-

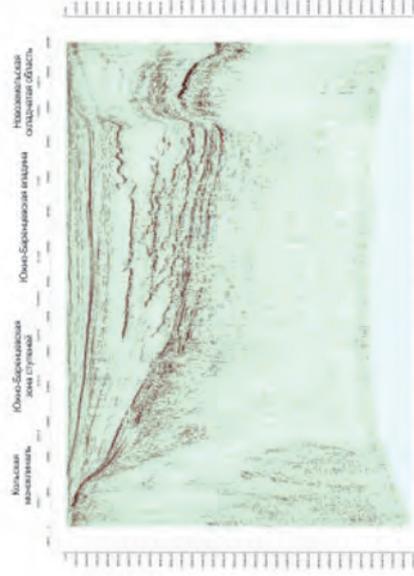
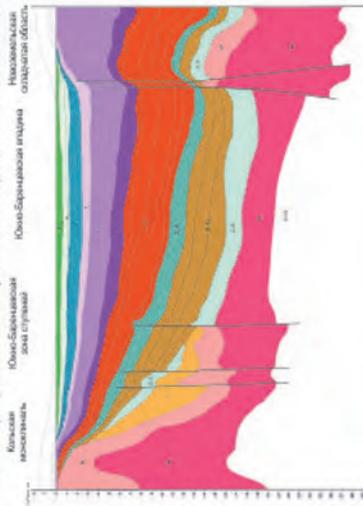
Палеопрофили по сейсмо-геологическому разрезу KS 0932

Сейсмо-геологический разрез KS 0932 с интерпретацией

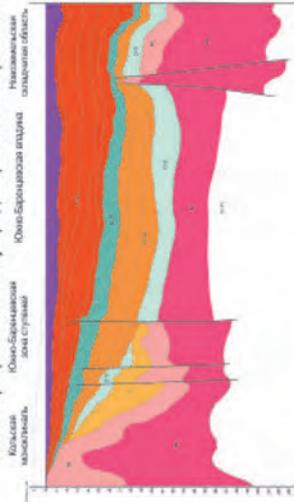
Сейсмо-геологический разрез KS 0932 без интерпретации



Палеофиль к началу алтского времени позднего мела



Палеофиль к началу среднетриасового времени



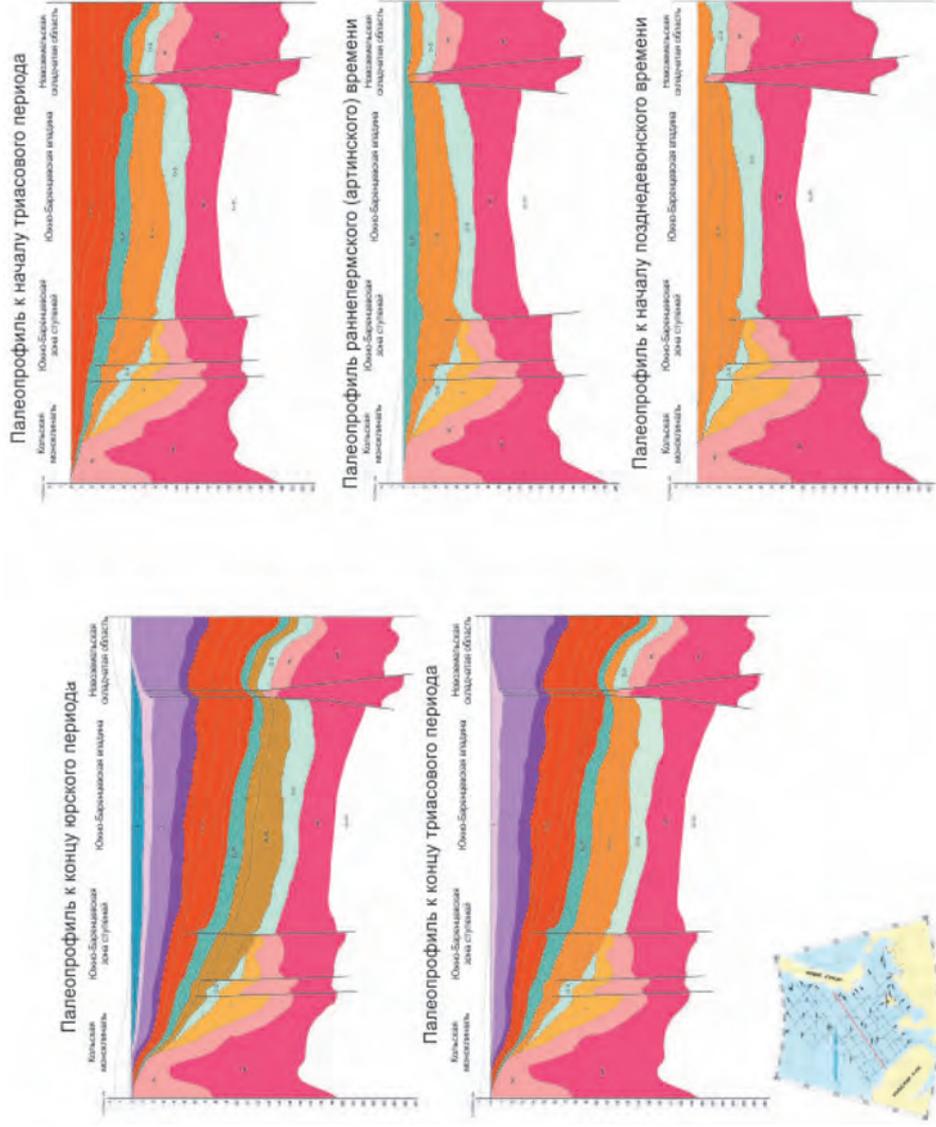


Рисунок 9. Палеотектонические реконструкции Баренцево-морского бассейна

менных сейсмических разрезах вблизи поднятий центральной части Баренцева моря (свод Федынского). В бассейне Баренцевоморского шельфа установились условия замкнутых лагун. С конца каменноугольного времени в прогибах Нордкап, Хаммерфест, в отдельных мульдах плато Бьёрмелэнд началось активное соленакопление, а на относительно выровненных участках мелководного шельфа плато Бьёрмелэнд и в прибрежной зоне моноклинали Финнмарк отлагались конгломераты, песчаники и доломиты с эвапоритовыми конкрециями.

Позднекаменноугольно-раннепермское время характеризуется наиболее активным развитием рифогенных построек в пределах Баренцевоморского шельфа. Такие постройки по данным сейсмоки выявлены в акваториальном продолжении Тимано-Печорского бассейна, вдоль Предпайхойско-Новоземельского прогиба, на полого погружающемся склоне Кольской моноклинали и моноклинали Финнмарк, на бортовых частях прогибов Нордкап и Хаммерфест.

Общее поднятие уровня моря и связанная с ним мощная трансгрессия морского бассейна произошли в конце артинского – начале кунгурского времени, что привело к установлению относительно глубоководных условий, главным образом, на востоке Баренцевоморского шельфа, в районе Новой Земли.

ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ ЭТАП

На рубеже артинского и кунгурского веков в российском секторе Баренцева моря практически повсеместно произошла смена карбонатного осадконакопления на терригенное, в то время как на западе сохранялись условия для образования карбонатной платформы. Обширная трансгрессия в конце раннепермского периода со стороны Новой Земли привела к формированию относительно глубоководных впадин в северо-восточном секторе Баренцевоморского бассейна. К концу пермского периода карбонатное осадконакопление полностью закончилось и структурный план нижнего этажа Баренцевоморского бассейна был практически сформирован. Региональная регрессия на рубеже пермского и триасового комплексов привела к образованию эрозионной поверхности на отложениях позднепермского возраста и несогласному залеганию на них пород триасового возраста.

В пределах Баренцевоморского бассейна конец пермского-триасового время – период структурных перестроек, переход от одного тектонического режима к другому. Новый режим эволюции бассейна начался с процессов континентального рифтоге-

неза, которые охватили весь Баренцевоморский бассейн в конце поздней перми – в раннем триасе. Континентальный рифтогенез сменился стадией активного погружения или синеклизной стадией и завершился наложенными инверсионными процессами, сформировавшими современную структуру региона. Пермско-триасовый рифтогенез не проявился в виде отдельных грабенов и горстов, однако этот период сопровождался активной вулканической деятельностью, базальтовым магматизмом и лавинной седиментацией. В триасовый период начинаются перестройка тектонического плана и образование новых областей обширного прогибания в пределах Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадин, в пределах Земли Франца-Иосифа, в западном секторе Баренцевоморского шельфа, в районе поднятия Лопша, в прогибе Нордкап. Триас является временем окончательного формирования и наиболее интенсивного прогибания Баренцевоморского бассейна. В триасе в Южно-Баренцевской впадине накопилось порядка 5–7 км осадков, в пределах Северо-Баренцевской впадины – не менее 4–5 км осадков.

В течение поздне триасового и в начале раннеюрского периодов почти вся площадь шельфа Баренцева и Печорского морей была поднята и подвергалась эрозии. Континентальное осадконакопление было локализовано в отдельных впадинах на крайнем западе и востоке Баренцевского региона. В раннеюрское время областями наибольшего погружения являлись Восточно-Баренцевский прогиб и юго-западная часть Баренцевоморского шельфа (бассейны Нордкап и Хаммерфест). Недостаток определяющих возраст руководящих форм ископаемых препятствует стратиграфическому подразделению континентальной нижнеюрской последовательности в большинстве областей Баренцевоморского региона.

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ЭТАП

В течение ранне-среднеюрского периода площадь осадконакопления постепенно расширяется, при этом озерно-аллювиальные отложения постепенно замещаются прибрежно- и мелководно-морскими терригенными осадками. Трансгрессивная направленность развития морского бассейна периодически прерывалась краткими регрессиями. Максимум трансгрессии среднеюрского морского бассейна приходится на батское время, когда почти на всем Баренцевоморском шельфе формировались глинистые и алевроито-глинистые осадки.

В позднеюрское время на большей части территории Баренцевоморского бассейна и в его относительно погруженных замкнутых прогибах, ограниченных разломами (прогиб Хаммерфест), откладывались глинистые осадки. К этому времени относится начало заложения прогибов Тромсё и Бьорнойя.

В меловой период на территории западной части Баренцева моря под влиянием Атлантики активизировалось развитие грабенообразных структур и разломов. В это время отмечаются мелководные обстановки осадконакопления и вулканическая деятельность. Раннемеловая трапповая формация образуется в пределах Свальбардской структурной зоны, в районе Земли Франца-Иосифа и окружающей территории. Позднекимммерийская фаза тектогенеза в западной части Баренцева моря, на Западно-Норвежском шельфе привела к растяжению и быстрому погружению блоков земной коры.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Кайнозойский этап развития рассматриваемого региона характеризуется всеобщим доплиоценовым подъемом территории и эрозией. Наибольшему влиянию эрозионных процессов были подвержены северо-западная часть Баренцевоморского шельфа (Свальбардская антеклиза), а также наиболее приподнятые области на юго-западе, в восточной и юго-восточной частях (Новая Земля и Тимано-Печора). Обширная осушенная территория плиты поставляла обломочный материал в грабенообразные впадины на краю материка и в приокеанический бассейн Полярной Атлантики.

В кайнозое Баренцевоморский бассейн прекратил погружение и превратился в область эрозии. Средняя мощность эродированных пород составляла 1,0 – 1,2 км. На площадях прогиба Хаммерфест и поднятия Лоппа она достигала 1,0 – 1,5 км, в пределах Свальбардской структурной зоны – 8,0–3,0 км.

Прогибание и осадконакопление в Баренцевом море возобновилось в плиоцене. Мощность отложений этого возраста достигает 150 м. В голоцене отмечаются мелководные обстановки, а также наблюдается ледовая эрозия. Современная центральная низменность с глубинами моря до 390 м смещена на 100–150 км западнее относительно срединной части Южно-Баренцевской впадины, устанавливаемой по подошве меловых отложений.

Глава 4

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА

Уникальные Штокмановское и крупные Ледовое и Лудловское газовые месторождения были открыты в юрских отложениях в российской части Баренцева моря. Юрские песчаные резервуары продуктивны и в норвежском секторе, где открыты газовое месторождение Сновит, нефтегазовые Хавис, Скругард. В 2013 году норвежскими геологами сделано новое нефтяное открытие в нижне-среднеюрских резервуарах прогиба Хуп-Мауд в северной части норвежского шельфа.

Песчаные коллекторы юрского комплекса представлены однородными песчаными пачками, мощностью 20–80 м, чередующимися с тонкими глинистыми прослоями, мощностью 10–30 м. Коллекторы обладают высокими ёмкостными свойствами, со средними значениями пористости 20–25 %, проницаемости от 0,5 до 1,5 мД. Газовые и газоконденсатные пластовые залежи контролируются крупными антиклинальными структурами. Региональным флюидоупором для них служит глинистая толща позднеюрского и частично мелового возраста, мощность которой составляет 30–70 м. Среднеюрские глинистые пласты могут выполнять роль зонального флюидоупора.

В западной части Баренцевоморского шельфа резервуары юрского возраста часто осложнены тектоническими нарушениями, которые образуют тектонически экранированные ловушки, также в разрезе могут быть выделены перспективные залежи, экранированные соляными диапирами. Средние значения пористости песчаных резервуаров в западной части БМШ составляют 16 %, проницаемости 0,2–0,5 мД.

Газы юрских отложений по составу и физико-химическим свойствам однотипны и классифицируются как метановые. Содержание CH_4 – 96–97 %, N_2 – 1,8–2,8 %, CO_2 – 0,02–1,45 %, He – до 0,044 %, сероводородсодержащих элементов нет. Конденсат

тяжелый, удельный вес его составляет 0,83–0,84 г/см³ (Кирюхина, 2001).

4.1. НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ТОЛЩИ (НМТ)

Основными нефтематеринскими породами для юрского нефтегазоносного комплекса в пределах Баренцевоморского шельфа считаются отложения среднетриасового возраста, а в западной части Баренцева моря – отложения нижнего триаса, представленные глинистыми толщами, в которых органическое вещество (ОВ) имеет смешанный сапропелево-гумусовый состав.

Среднетриасовые глины обладают высоким газогенерационным потенциалом в пределах БМШ и содержат сапропелево-гумусовое ОВ. Содержание $C_{\text{орг}}$ в глинах среднетриасового возраста изменяется в широких пределах и составляет 1–20 % и сильно зависит от присутствия углистых включений в породе. На Штокмановском месторождении содержание $C_{\text{орг}}$ в аргиллитах составляет до 1,32 %, на Лудловском – до 2,86 % (Гудкова А.К. и др., 1988).

Отражательная способность витринита R_0 варьирует в пределах 0,7–0,8 %. Степень катагенетической преобразованности отложений средне-триасового возраста в пределах БМШ соответствует градациям катагенеза МК₁–МК₂. Лишь на Арктической площади, расположенной в центральной части БМШ, среднетриасовые отложения относятся к стадии катагенеза МК₃, о чем свидетельствуют значения отражательной способности витринита (R_0 – 1,0 %). Повышенные значения катагенетической преобразованности (градация МК₃) отмечаются также в разрезах Западно-Баренцевской впадины. Здесь ниже-среднетриасовые глины формаций Клапмисс и Коббе, содержащие ОВ смешанного типа, могут генерировать УВ нефтяного ряда (Кирюхина, Ступакова, 2001).

Ниже-среднеюрские НМТ представлены глинисто-алевролитовыми разностями, содержание $C_{\text{орг}}$ в которых может доставлять 8,0 %. Исходное органическое вещество для нижеюрских отложений преимущественно гумусовое, для среднеюрских – смешанное сапропелево-гумусовое. В пределах БМШ эти НМТ находятся на градациях катагенеза МК₁–МК₂. Более высокие значения катагенетической преобразованности ОВ отмечаются в наиболее погруженной центральной части БМШ, на Арктической и Лудловской площадях. В бортовых частях впадины, на Мурманской и Куренцовской структурах ниже-среднеюрские отложения

содержат ОВ, преобразованное на стадиях катагенеза ПК₃–МК₂. Расчетные значения палеотемператур составили 70–85 °С, на Арктической площади – более 100 °С.

Верхнеюрские черные битумонасыщенные глины представлены двумя толщами – кимериджской и волжской. Для кимериджских черных глин типично высокое содержание С_{орг} (от 10 до 15 %) и битумоидов (от 1,0 до 1,6 %). Битумоиды характеризуются невысоким содержанием масел (20–40 %), а в их составе – метановых УВ (20–35 %). Это согласуется с низкой катагенетической преобразованностью ОВ – ПК₃–МК₁. Расчетные палеотемпературы для Арктической и Северо-Мурманской площадей превышают 70 °С. Волжские черные глины – черные и темно-коричневые слабоалевритистые, плотные, иногда с тонкой горизонтальной слоистостью и прослоями серого коричневатого водорослевого известняка. Содержание С_{орг} в них изменяется от 2–5 до 10–16 %.

Как правило, в большей степени тип органического вещества верхней юры относят к сапропелевому, однако данные, полученные из волжского интервала скважины Ледовая свидетельствуют в пользу смешанного гумусово-сапропелевого типа. По ряду параметров – вещественному составу, геохимическим характеристикам, содержанию микроэлементов – черные глины Южно-Баренцевской впадины близки к баженитам Западной Сибири (Нестеров, 1985). Как и в породах баженовской свиты, в составе черных глин представлено глинистое, кремнистое и карбонатное, преимущественно органогенное и углефицированное растительное вещество. Однако степень катагенетической преобразованности ОВ в пределах Южно-Баренцевской впадины меньше, чем в континентальной части Западной Сибири. Несмотря на наличие в верхнеюрских породах капельножидкой нефти и миграционных битумоидов в керне, интенсивной эмиграции жидких УВ здесь не происходит. Считается, что верхнеюрские битуминозные горизонты в пределах Южно-Баренцевской впадины не достигли условий максимального проявления генерации жидких УВ. Современные температуры в этих отложениях в наиболее погруженной части впадины составляют 70–80 °С (Кирюхина Т.А., 2011).

4.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА

С юрскими резервуарами связаны основные месторождения газа и газоконденсата в пределах Баренцевоморского шельфа,

Штокмановское, Лудловское и Ледовое в российском секторе и Сновит, Альбатрос, Аскелладен, Алке, Скругард и Хавис в норвежском секторе.

Штокмановское газоконденсатное месторождение было открыто в 1988 году. Расположено в центральной части Баренцева моря в пределах Штокмановско-Лунинской седловины, расположенной в 650 км к северо-востоку от г. Мурманска под слоем воды 280–360 м. Месторождение приурочено к антиклинальной структуре, в его пределах выделяются три основных продуктивных песчаных пласта (сверху вниз): Ю₀, Ю₁, Ю₂. На сегодняшний день запасы газа Штокмановского месторождения оцениваются в 3,9 трлн м³ (рисунки 10, 11).

В настоящее время на месторождении пробурено 7 скважин. При испытании в пластах Ю₀ и Ю₁ были открыты залежи газа и конденсата и газоконденсатная залежь в пределах пласта Ю₂. Продуктивные пласты сложены слабосцементированными песчаниками, мелко- и среднезернистыми, кварцевыми и полимиктовыми (Шипилов и др., 2001; Федоровский, 1994). Среднее значение открытой пористости горизонта Ю₀ составляет 23,9 %,

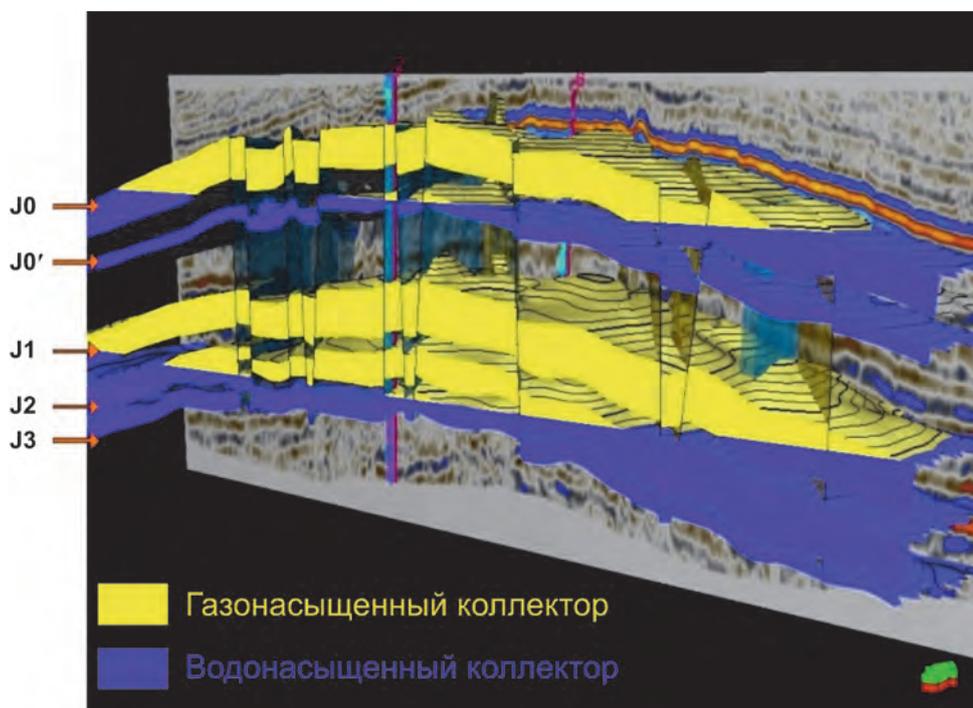


Рисунок 10. Основные продуктивные пласты Штокмановского газоконденсатного месторождения (Ампилов и др., 2008)

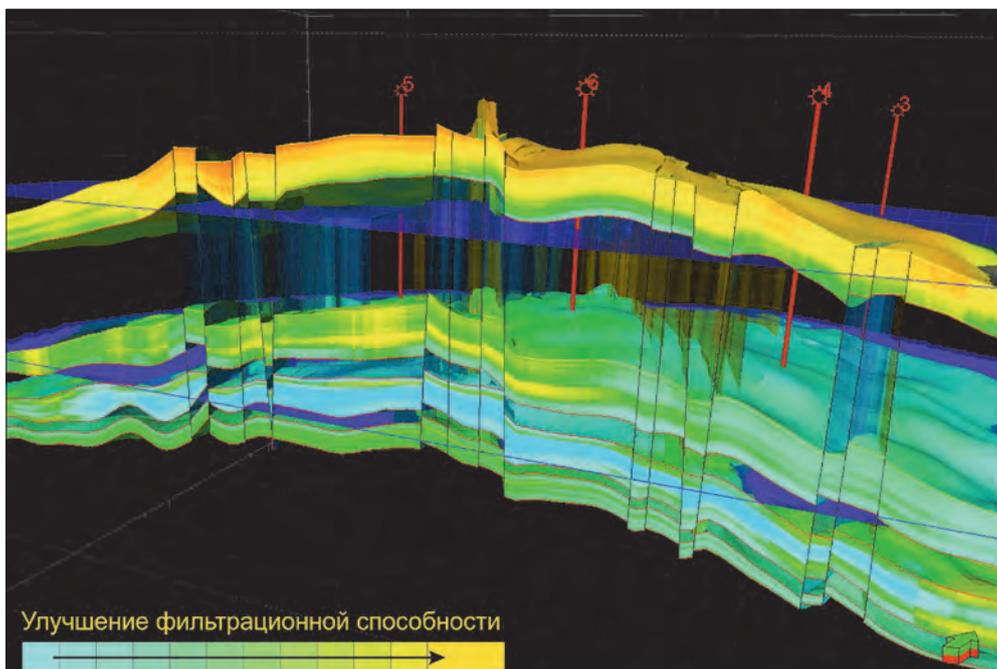


Рисунок 11. Распределение коэффициента проницаемости продуктивных пластов Штокмановского ГКМ (Ампиров и др., 2008)

для горизонта $Ю_1$ этот параметр оценен соответственно в 15,3 % (см. рисунок 10). Средняя проницаемость продуктивных отложений горизонта $0,450 \text{ мкм}^2$, максимальная – до $1,061 \text{ мкм}^2$. Песчанники горизонта $Ю_1$ характеризуются средней проницаемостью $0,159 \text{ мкм}^2$ при максимальных значениях до $0,911 \text{ мкм}^2$ (см. рисунок 11). Цемент газоносных пород – глинистый, в пласте $Ю_0$ – каолинистый в пласте, $Ю_1$ – каолинистый с примесью гидростлюды.

Ледовое газоконденсатное месторождение открыто в 1992 году. Расположено в северо-восточной части Баренцева моря в 70 км северо-восточнее Штокмановского. Глубины моря в районе месторождения составляют 200–280 м. В разрезе Ледовое ГКМ представляет собой брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания. Месторождение многозалежное, залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные. Залежи вскрыты двумя скважинами в терригенных породах среднеюрского возраста: $Ю_0$, $Ю_1$, $Ю_{1-1}$, $Ю_2$, две из которых газовые, а две газоконденсатные. Мощность продуктивных горизонтов колеблется от 12 до 50 м, пористость коллекторов составляет 17–21 %.

Начальное пластовое давление 19,4–21,2 МПа. Дебиты газа при испытании составили 65–355 тыс. м³/сут. Газо-водяной контакт проводится на абсолютной отметке от –1845,8 до –2131,1 м. Основные запасы приурочены к пласту Ю₁ на глубине 2023 м. Газ продуктивных залежей – метановый, низкоазотный, бессернистый, конденсат малосмолистый, малосернистый плотностью 0,82 г/см³. Содержание конденсата незначительно. Месторождение Ледовое по величине геологических запасов газа относится к крупным. Запасы газа по категории С₁ – 91,7 млрд м³, по категории С₂ – 330,4 млрд м³.

Лудловское месторождение открыто в 1990 году. Расположено в центральной части Баренцева моря в 50 км севернее Ледового, в пределах поднятия Лудловского, ограничивающего Южно-Баренцевский бассейн. В пределах площади месторождения глубина моря составляет 200–240 м. На месторождении пробурены три скважины. Выявлена одна газоконденсатная залежь пластовая сводовая, тектонически экранированная в терригенных породах среднеюрского возраста. Продуктивным является верхний пласт Ю₀. Мощность продуктивного горизонта меняется от 30 до 40 м, пористость коллекторов достигает 25–27 %. Газ метановый, низкоазотный, бессернистый. По запасам месторождение классифицируется как крупное. Газ, полученный при опробовании, по основным показателям компонентного состава является сухим, метановым, низкоазотным, бессернистым, низкоуглеродистым, низкогелиеносным.

Месторождение Сновит. Это наиболее крупное месторождение западного сектора Баренцевоморского шельфа было открыто в 1984 году. Оно было первым крупнейшим открытием месторождения газа в данном районе. Месторождение находится в центральной части бассейна Хаммерфест. Глубина воды приблизительно составляет 300 м. Площадь месторождения составляет 90 км², мощность газонасыщенной толщи – 124 м. Вышележащий разрез содержит нефтяную оторочку мощностью 14 м. Нефтенасыщенный пласт месторождения Сновит долгое время являлся единственным месторождением Баренцевоморского шельфа, на котором была открыта нефтяная залежь. В 2011 году были открыты нефтяные залежи на месторождениях Скругард и Хавис, а в 2013 году было открыто новое месторождение на севере поднятия Бьярмелэнд.

Коллекторы приурочены к ниже-среднеюрским песчаникам прибрежно-морского генезиса. На месторождении выделено три лицензионных участка, каждый из которых приурочен к блокам, ограниченных друг от друга разломами (рисунок 12).

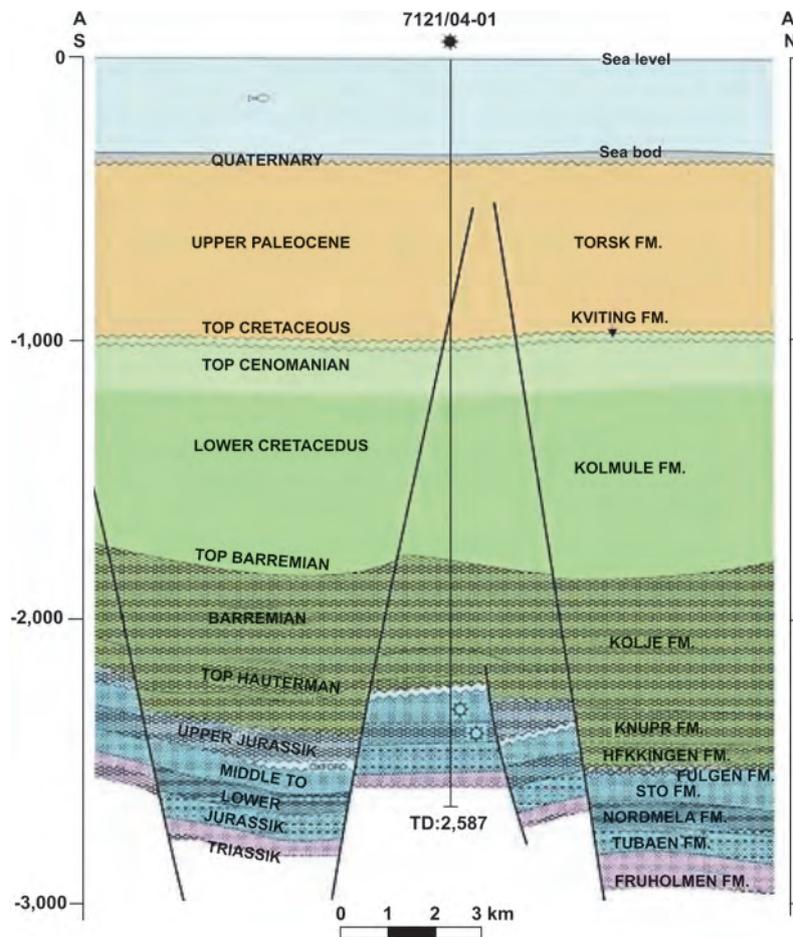


Рисунок 12. Разрез месторождения Сновит по данным Норвежского нефтяного Директората

Контакты с флюидами во всех скважинах находятся на одном уровне. Коллекторы имеют хорошие фильтрационно-емкостные свойства: пористость соответствует 15 %, проницаемость 0,2–0,5 Д. Водонасыщенность газоносной зоны в среднем составляет 10 % и варьирует в пределах от 3 до 26 %.

Залежи УВ на месторождении Сновит были открыты в двух несвязанных между собой песчаных толщах. Верхняя толща заключена в интервале глубин 2318 и 2442 м и представлена формациями Сто, Нордмела и Тубоен, в песчаниках которых содержатся нефть и выше – газ. Нижняя толща заключена в интервале глубин 2468,5 и 2473 м, представлена верхней частью формации

Фрухолмен, песчаники которой содержат исключительно газовые углеводороды. Газо-нефтяной контакт был выделен в верхней толще на глубине 2425 м. Нефтяная зона, находящаяся в интервале глубин 2425–2442 м формации Тубоен, представлена пачкой переслаивания песчаников и глин и характеризуется достаточно низкими емкостно-фильтрационными свойствами. В интервале глубин 2444–2468,5 м выделяется пачка глин, которая разделяет верхнюю газо-нефтяную толщу от нижней газовой. В качестве региональной покрывки всей продуктивной зоны месторождения выступают верхнеюрские глины формации Фуглен, мощность которых варьирует от 7 до 30 м.

Основная продуктивность месторождения Сновит связана с формацией Сто, в пределах которой выделяется пять продуктивных залежей (снизу вверх): S_5 , S_4 , S_3 , S_2 , S_1 . В отложениях формации Нордмела сосредоточены остальные 10 % углеводородов.

В этих же резервуарах открыты месторождения Альбатрос и Аскелад, которые вместе с месторождением Сновит объединяются в единую группу, так как они приурочены к одному структурному элементу (рисунок 13). По оценкам в пределах

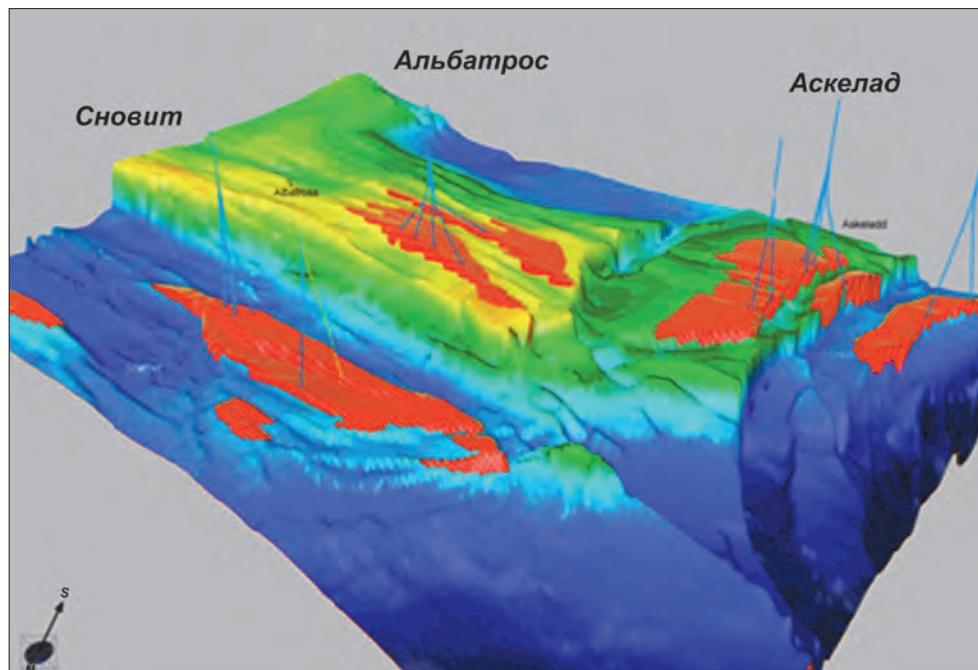


Рисунок 13. Структурная модель месторождения Сновит и его месторождений-спутников Альбатрос и Аскелад.
По данным норвежской компании «Статойл»

месторождений группы Сновит содержится 317/193 млрд м³ газа и 34/18 млн м³ нефти. Коэффициент извлечения газа составляет 70 %. Из-за достаточно узкой и широко распространенной нефтяной оторочки, добычу нефти на месторождении Сновит экономически вести не выгодно. Было предложено множество различных методов разработки, однако еще не выбран ни один из них.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШТОКМАНОВСКОГО И СНОВИТ

Оба месторождения, как Штокмановское, так и Сновит, приурочены к юрскому комплексу, имеют не только сходное пластово-сводовое строение резервуаров, но и обладают схожими коллекторскими свойствами. Продуктивные песчаные пласты были образованы в аналогичных аллювиально-дельтовых условиях.

Залежи Штокмановского месторождения претерпели сложный процесс формирования. Первоначально в среднеюрских отложениях, по-видимому, были сформированы небольшие нефтяные залежи за счет генерации углеводородов юрскими нефтематеринскими толщами. Затем произошло резкое заполнение залежи газом, который привел к разрушению первичной нефтяной залежи. Нефтематеринскими толщами являются глинистые отложения триасового возраста, содержащие сапропелево-гумусовое органическое вещество. О такой схеме заполнения резер-

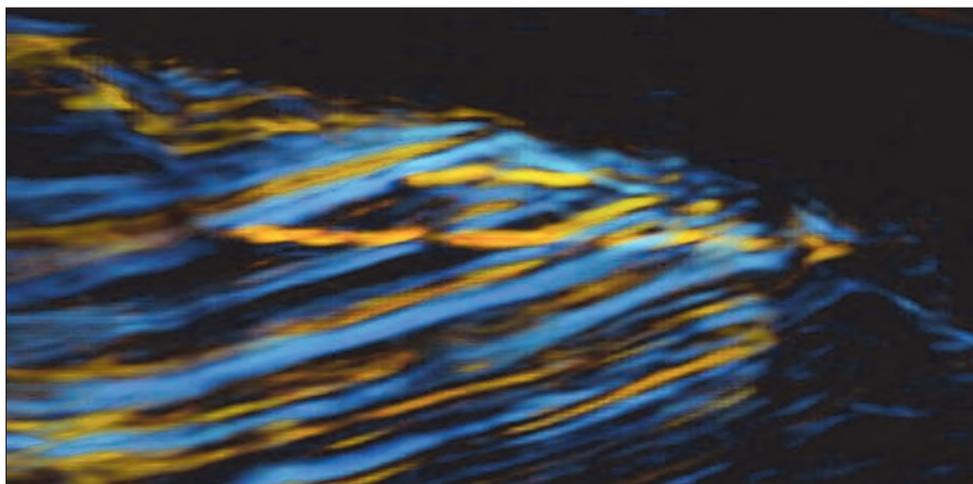


Рисунок 14. Сейсмическая картина нефтегазового месторождения Скругард. По данным норвежской компании «Статойл», 2013. Месторождение было открыто благодаря визуализации процессов образования залежи по материалам 3D сеймики

вуара свидетельствует остаточная битумонасыщенность пород и выделенные в разрезе по уровням пиритизации древние водонефтяные контакты.

Аналогичная ситуация наблюдается и на месторождении Сновит. Здесь также выделяются трещины, заполненные углестым материалом, а также отмечаются остаточные битумы в межпоровом пространстве. Помимо этого, в нижнеюрских песчаниках формации Тубоен выделена нефтенасыщенная залежь мощностью 15 м. В качестве нефтематеринских толщ здесь могут выступать битуминозные верхнеюрские глины, глинистые пропласты раннеюрского возраста, а также триасовые глинистые от-

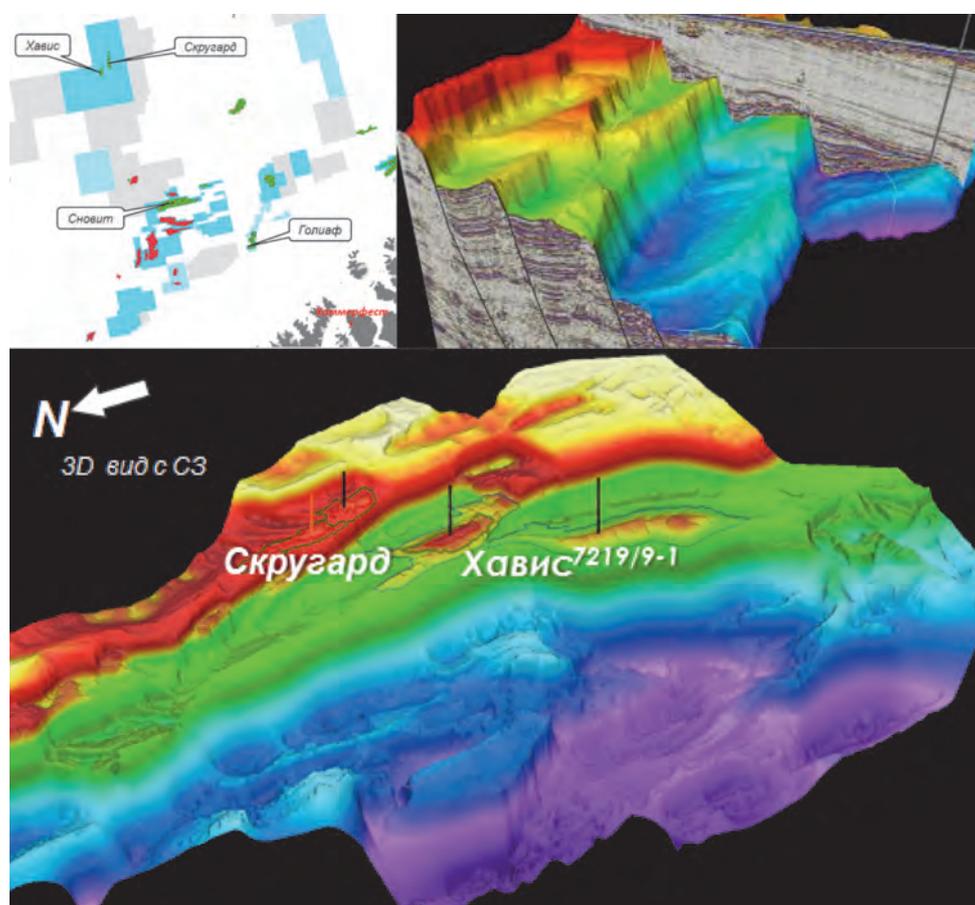


Рисунок 15. Карта глубин по кровле нижне-среднеюрских отложений (подгруппы Реалгруннен) и разрез структурно-тектонической залежи месторождений Скругард и Хавис.

По данным норвежской нефтяной компании «Статойл», 2013

ложения. Норвежские геологи А. Линйорде и Р. Грюнг Олсен предложили две схемы заполнения резервуара на месторождении Сновит. Три нефтематеринские толщи, выделенные в разрезе, могли генерировать как газ, так и нефть. Первая заключается в том, что резервуар на месторождении Сновит мог заполниться одновременно как газовыми, так и нефтяными углеводородами. По другой версии – залежь прежде, как заполниться нефтяными УВ, уже была заполнена газом.

В последнее время в норвежском секторе был открыт принципиально новый тип залежей в Баренцевом море, структурно-тектонические залежи в юрских отложениях на месторождениях Скругард и Хавис. Эти залежи содержат как газовые, так и нефтяные углеводороды (рисунки 14, 15).

Глава 5

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Детальная геологическая и сейсмостратиграфическая интерпретация сейсмических разрезов, структурные построения по основным горизонтам позволили провести уточнения структурного плана и истории развития региона. Стратиграфическая привязка основных отражающих горизонтов проведена с использованием данных скважин, выходов пород на поверхность и сопоставлением основных сейсмостратиграфических комплексов (ССК) с геологической картой и с учетом характерных особенностей их волнового поля. Стратификация опорных отражающих горизонтов для палеозойских отложений в Южно-Баренцевской впадине достаточно условна. Палеозойские отложения вскрыты бурением лишь на структурах в южной части Печорского моря (Приразломная, Северо-Гуляевская, Поморская и др.) и частично в районе Адмиралтейского мегавала (Адмиралтейская).

Стратификация мезозойских отложений основывается на данных бурения по скважинам: Куренцовская-1, Северо-Гуляевская-1, Поморская-1, Штокмановская-1, 2, Лудловская-1 (рисунки 16, 17), Ледовая-1, Ферсмановская-1, Приразломная-1, Северо-Кильдинская-80, 82, Мурманская-22, 26 (рисунок 18), Арктическая-1, Адмиралтейская-1, Крестовая-1. Коэффициент корреляции сейсмических и скважинных данных варьирует в пределах 0,35–0,7, среднее значение равно 0,54. Эти значения связаны с тем, что скважины расположены на значительном расстоянии от ближайшего профиля (от 150 м до 18 км), а также ГИС проводились в 80–90-х годах прошлого века, поэтому данные каротажа неполны. Акустический и плотностной каротаж часто отсутствуют или вообще не проводились. Стратификация отложений в скважинах (особенно для триасового и юрского комплексов) не однозначна. В целом для региональной интерпретации времен-

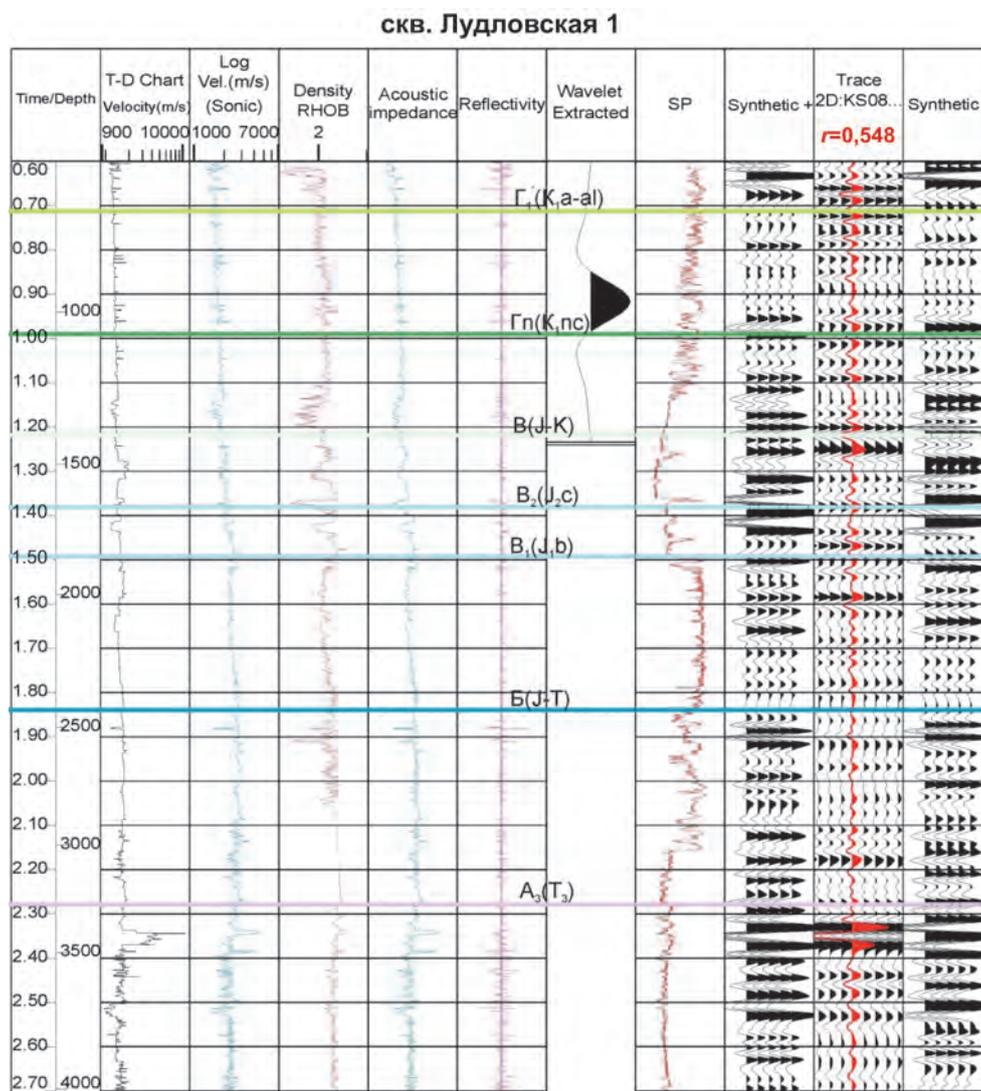


Рисунок 16. Сейсмостратиграфическая привязка горизонтов по скв. Лудловская 1

ных сейсмических разрезов (ВСП) коэффициент корреляции 0,54 можно считать неплохим.

В пределах осадочного чехла выделяются сейсмокомплексы (СК). В результате было выделено 24 отражающих горизонта, которые группируются в 10 СК (рисунок 19). Каждый сейсмокомплекс характеризуется собственным, отличным от других рисунком сейсмических отражений, который отражает особенности геологического строения и обстановки осадконакопления.

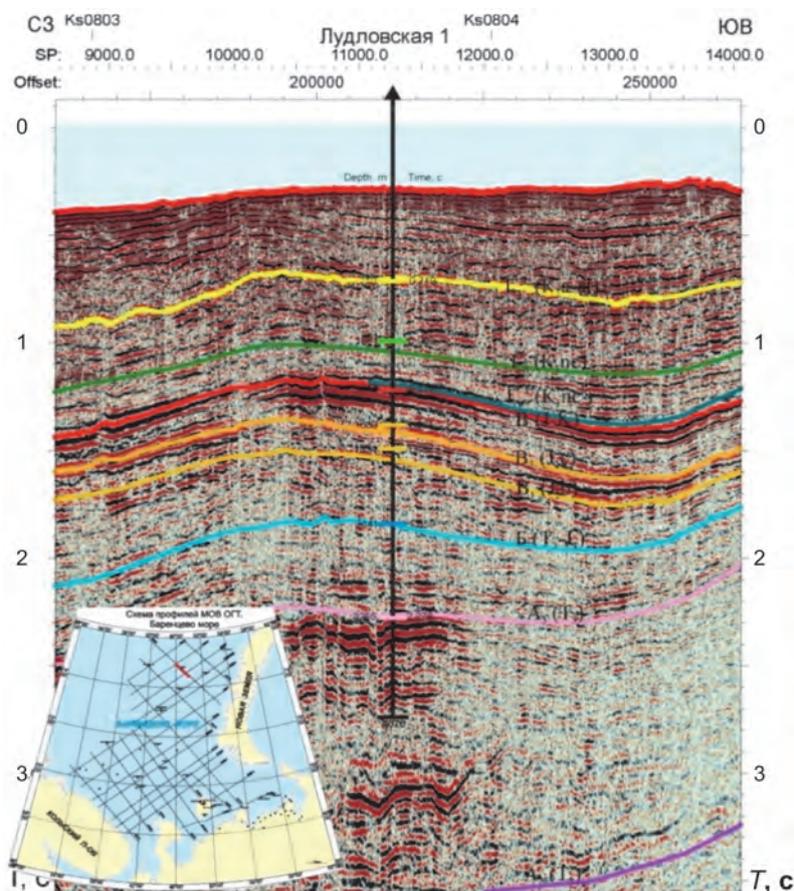


Рисунок 17. Сейсмостратиграфическая привязка отражающих горизонтов по скв. Лудловская 1

Среди опорных отражающих горизонтов (ОГ) можно выделить:

- VI(PR₂-C?) – отражающий горизонт, предположительно приуроченный к низам палеозойского осадочного чехла;
- III₂(D_{3f}) – отражающий горизонт, приуроченный к подошве терригенно-карбонатного комплекса верхнего девона (к средне-верхнедевонскому стратиграфическому несогласию);
- Ia(P₁) – отражающий горизонт, приуроченный к кровле карбонатного комплекса каменноугольно-нижнепермского возраста;
- A(P-T) – отражающий горизонт вблизи границы раздела пермского и триасового терригенных комплексов;
- B(T-J) – ВJU – отражающий горизонт, приуроченный к триасово-юрскому стратиграфическому несогласию;

скв. Мурманская 26

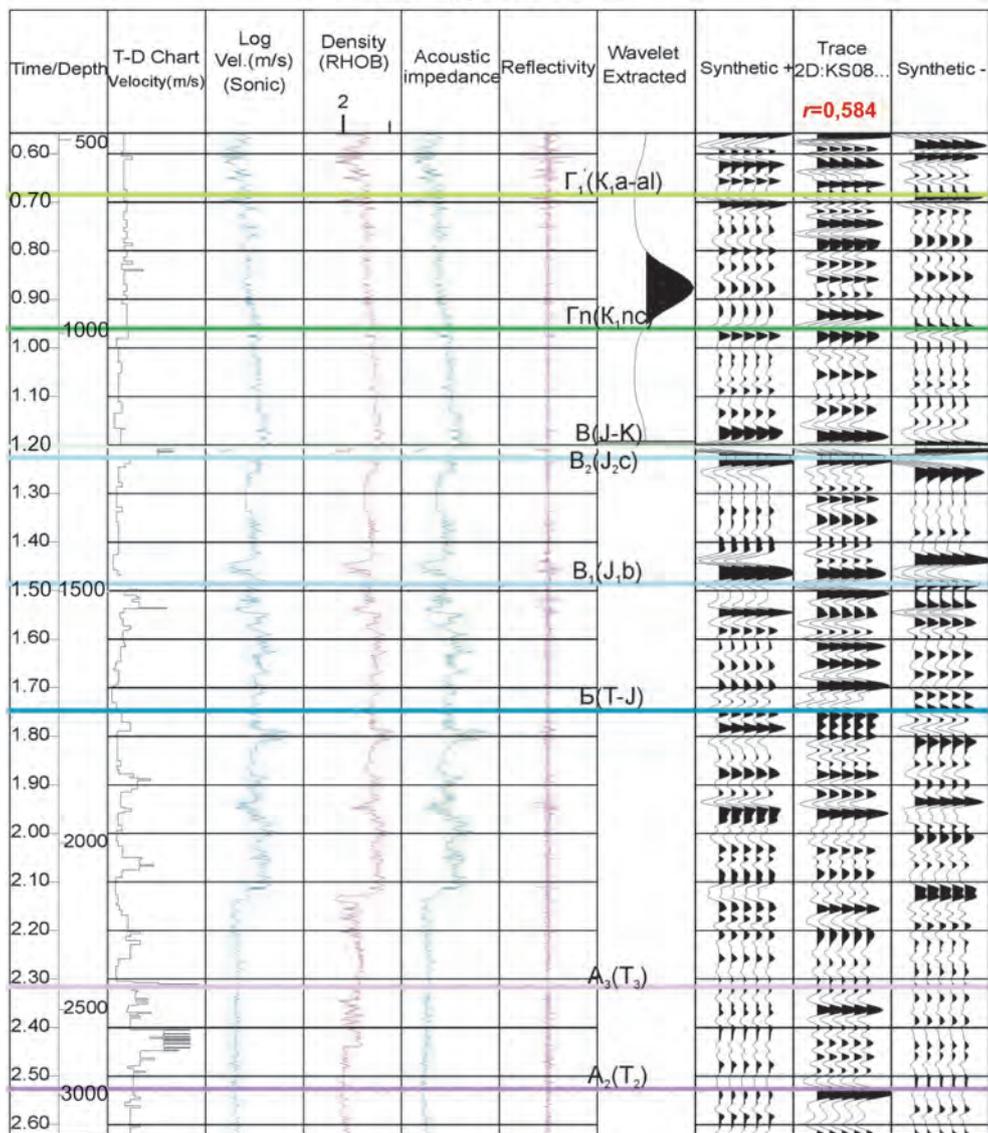


Рисунок 18. Сейсмостратиграфическая привязка горизонтов по скв. Мурманская 26

- В(J–K) – ВСУ – отражающий горизонт по кровле верхнеюрской «глинистой толщи»;
- $\Gamma_n(K_1nc)$ – отражающий горизонт в кровле неокомского яруса нижнемеловых отложений;
- $\Gamma_2(K_1-K_2)$ – отражающий горизонт в кровле апт-альбских отложений.

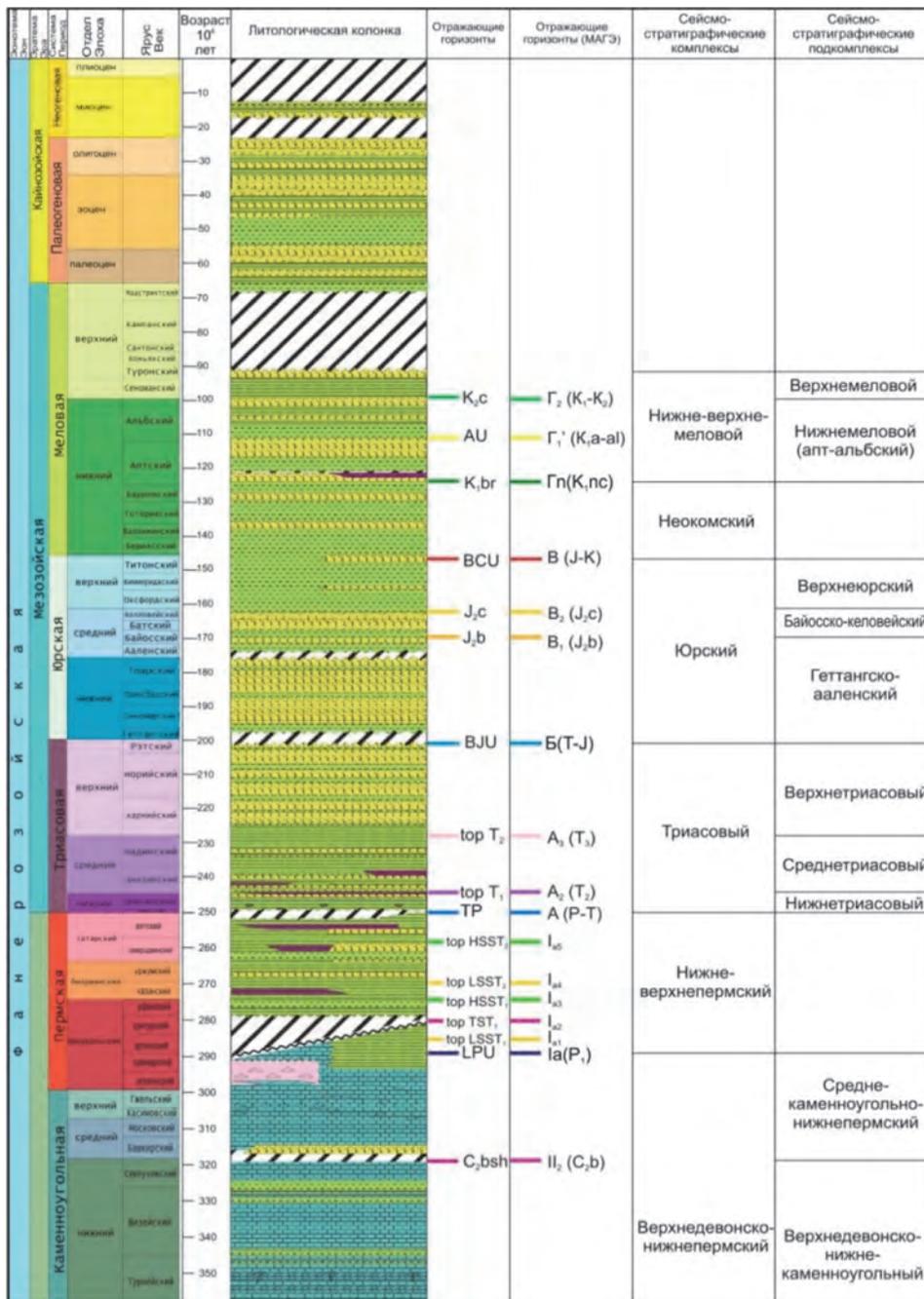


Рисунок 19. Привязка основных отражающих горизонтов к сводному стратиграфическому разрезу Баренцевоморского шельфа

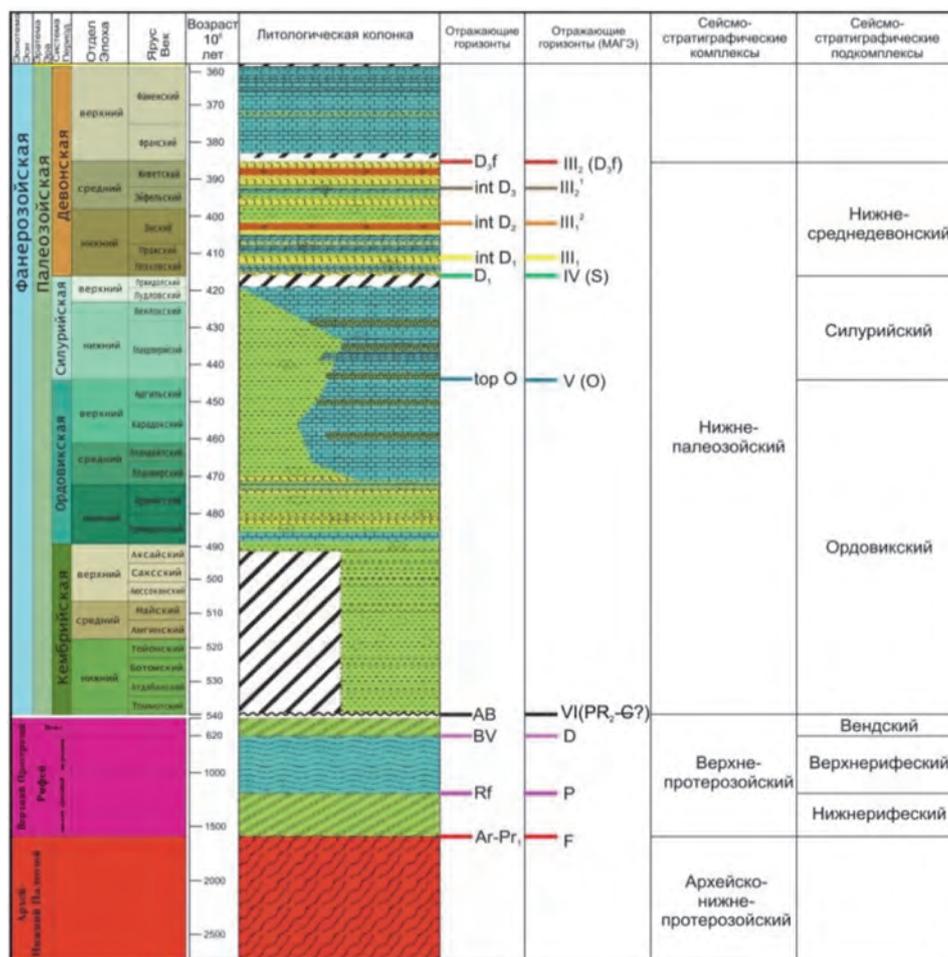


Рисунок 19. Продолжение

Архейско-нижнепротерозойский СК (Ar-Pr₁) имеет блоковую структуру. Верхняя его граница (AB) четко выделяется по смене хаотичной сейсмической картины на волновую запись, в которой выделяются относительно продолжительные оси синфазности. В этом комплексе выделены подкомплексы – рифейский и вендский.

Ордовик-ниже-среднедевонский СК (O-D_{3fr}) подразделяется на два СПК: преимущественно карбонатный ордовик-силурийский (O-S) и ниже-среднедевонский терригенный (D₁-D₂). Комплекс выделен между ОГ VI(PR₂-C?) и III₂(D_{3f}) (рисунок 20).

Верхнедевонский-нижнепермский СК (D₃-P₁) является одним из наиболее характерных в пределах Баренцевоморского

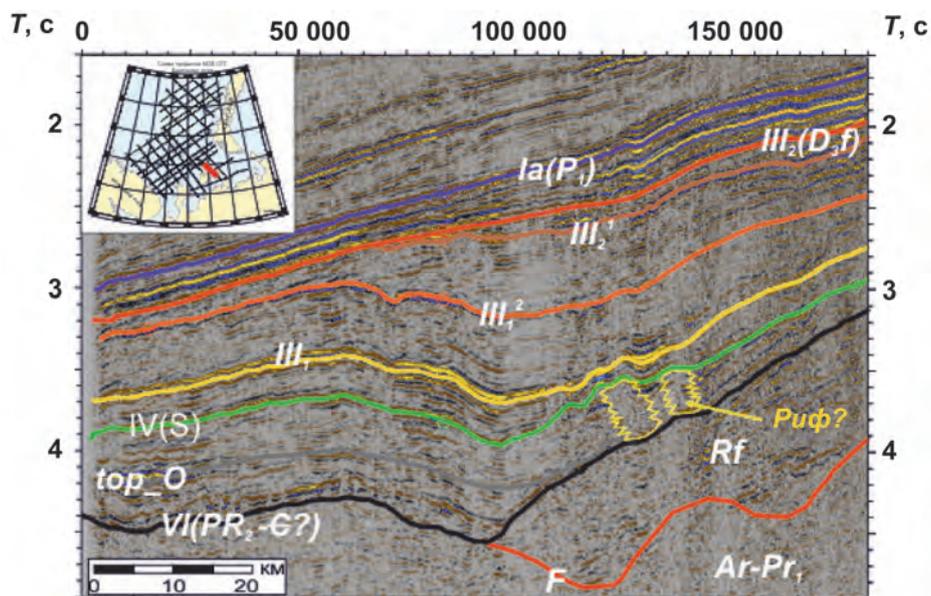


Рисунок 20. Сейсмическая картина карбонатных построек в ордовикско-силурийском подкомплексе Печорского моря

шельфа, поскольку повсеместно связан с карбонатными породами. Его подошвой является ОГ $III_2(D_{3f})$, отождествляемый с региональной поверхностью несогласия, связанной с предфранским размывом. Этот горизонт прослеживается на временах от 4 с (рисунок 21). В кровле комплекс ограничен ОГ $Ia(P_1)$, который является опорным по своим динамическим характеристикам и представляет собой высокоамплитудное отражение, обусловлен-

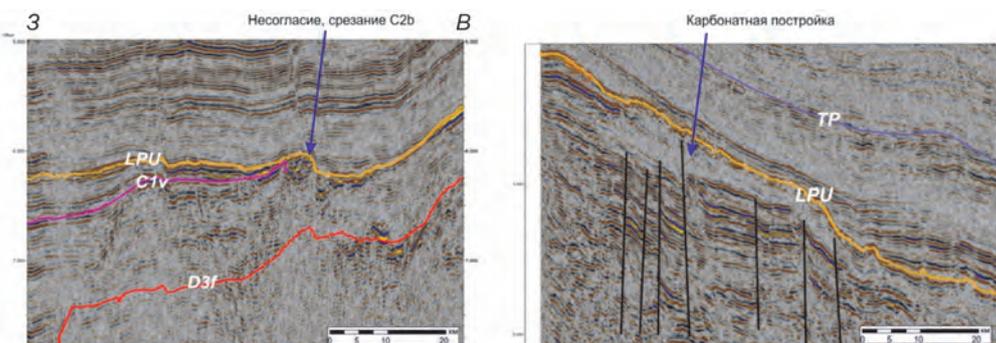


Рисунок 21. Сейсмическая картина верхнедевонско-нижнепермского сейсмокомплекса ($D_{3f}-P_1s$)

ное значительным перепадом акустической жесткости на границе нижнепермских карбонатов и терригенной толщи средне-верхней перми. Является ОГ Ia(C₃-P₁) поверхностью несогласия типа подошвенного прилегания и регистрируется на временах от 3,5 с.

Комплекс характеризуется серией высокоамплитудных протяженных рефлекторов, обусловленных изменением акустических свойств между терригенными и более плотными карбонатными породами. Ниже высокоамплитудных отражающих горизонтов наблюдаются затухание амплитуд отражений, вплоть до образования акустически прозрачных участков, свойственных волновой картине карбонатных пород (рисунок 22).

Нижне-верхнепермский СК (P_{1ar}-P₃) является одним из самых мощных в осадочном выполнении Баренцевоморского бассейна и распространен повсеместно на изучаемой территории. Нижней его границей является ОГ Ia(P₁). Кровлей комплекса является ОГ A(P-T), для которого свойственны неустойчивые волновые характеристики и не всегда четкая прослеживаемость. На бортах бассейна ОГ A(P-T) представляет собой поверхность несогласия эрозионного типа (кровельного прилегания?) (Печорская синеклиза, Кольская моноклираль, Южно-Баренцевская зона ступеней, Предновоземельский краевой прогиб и Новоземельская складчатая зона, свод Федьинского). В направлении к центру Южно-Баренцевской впадины ОГ A(P-T) является в целом согласной границей.

Триасовый СК (T) представляет собой мощную толщу осадков, распространенных практически повсеместно на изучаемой

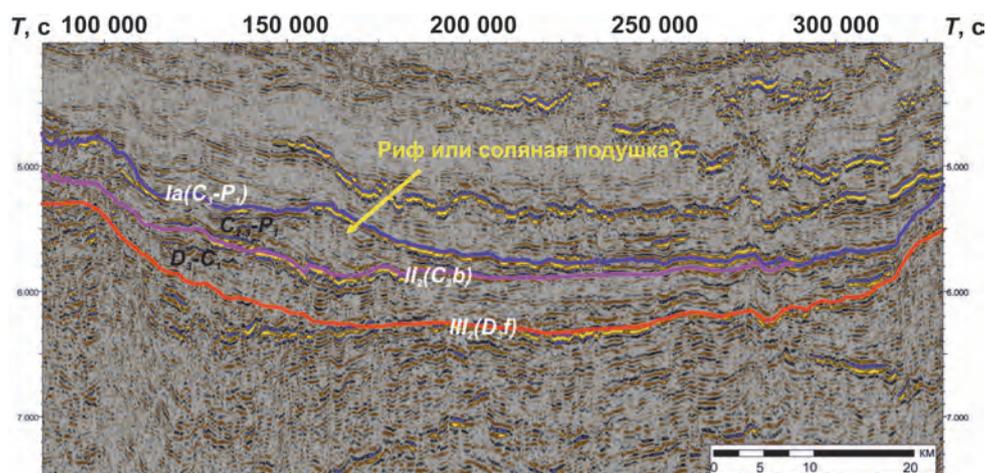


Рисунок 22. Особенности волновой картины верхнедевонско-нижнепермского сейсмокомплекса

территории. Он ограничен в подошве верхнепермским эрозионным несогласием (ОГ А(Р–Т), (рисунок 23), а верхняя его граница приурочена к кровле глинистой толщи, перекрывающей поздне-триасовое рэтское несогласие, в волновом поле сейсмических разрезов с которым связывается ОГ Б(Т –J). Это несогласие четко выделяется по срезанию верхне-среднетриасовых отложений в бортовых частях бассейна, что особенно хорошо видно в Предновоземельской зоне и на Кольской моноклинали в районе полуострова Канин.

На большей части изучаемой территории для триасового СК характерна слабая акустическая дифференциация отложений, что связано с их более или менее однородным составом – чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Региональные несогласия в пределах данного комплекса отсутствуют, поэтому триасовый сейсмостратиграфический комплекс был расчленен на подкомплексы, соответствующие стратиграфическим отделам триаса. Сейсмически яркие часто прерывистые и располагающиеся согласно напластованию слоев представляют собой интрузивные тела, силлы.

Юрский СК (J) характеризуется слоистой толщей с протяженными яркими сейсмическими границами. Распознается по пачке низкочастотных высоко- и среднеамплитудных отражений временной мощностью до 1 с. Верхняя граница представляет собой яркий горизонт, прослеживающийся по всему району, который связан с кровлей верхнеюрских «черных глин», выступающих аналогами битуминозных глин баженовской свиты, и стратифицирован как В(J –К). Отражающий горизонт В(J –К) является региональным опорным горизонтом, для которого характерны

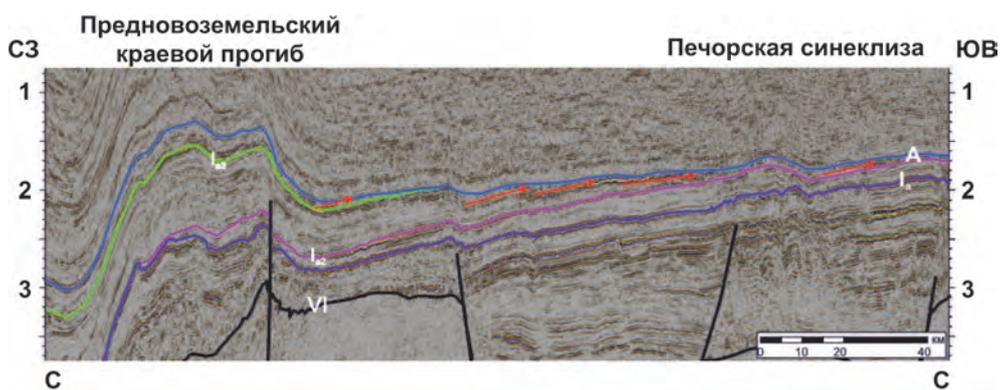


Рисунок 23. Сейсмическая картина пермско-триасового эрозионного несогласия

несогласия, типа подошвенного налегания и прилегания. В Баренцевоморском бассейне юрский СК расчленяется на три сейсмоподкомплекса, отделенных друг от друга поверхностями, соответствующими позднеааленскому-предбайосскому $V_1(J_2b)$ и предкелловейскому $V_2(J_2c)$ несогласиям, образованным вследствие перерывов в осадконакоплении (рисунок 24).

В бортовых зонах Баренцевоморского мегапрогиба юрский сейсмокомплекс сокращается по мощности до полной потери прослеживания, что указывает на выпадение юрских отложений из разреза вследствие размыва. На сводах положительных структур часто фиксируется несогласие типа «эрозионный срез», выделяются границы, соответствующие срезанию и внутриформационным эрозионным поверхностям (рисунок 25). Эти сейсмические характеристики прослежены внутри юрского комплекса на бортах Адмиралтейского поднятия, вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа, Новой Земли, а также в пределах бассейна Хаммерфест.

В западной части Баренцевоморского шельфа в бассейнах Тидли, Нордкап и Хаммерфест активно развита соляная тектоника. Предположительно раннекаменноугольные и раннепермские галогенные толщи прорывают осадочные породы вплоть до меловых, а иногда и палеогеновых. В связи с этим в перспективном юрском комплексе наблюдаются тектонические ловушки, экранированные боковой поверхностью соляного диапира (рисунок 26). В краевых частях бассейна Хаммерфест отмечается сре-

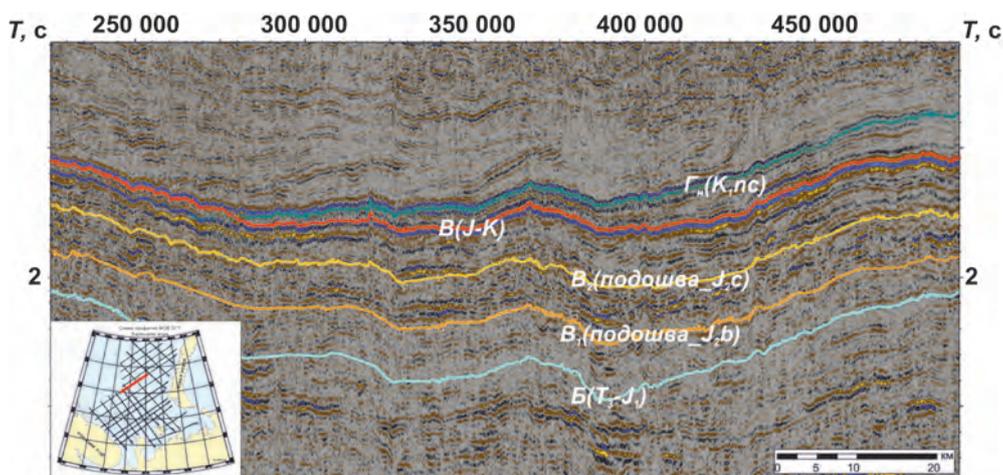


Рисунок 24. Особенности строения юрского СК в Южно-Баренцевской впадине

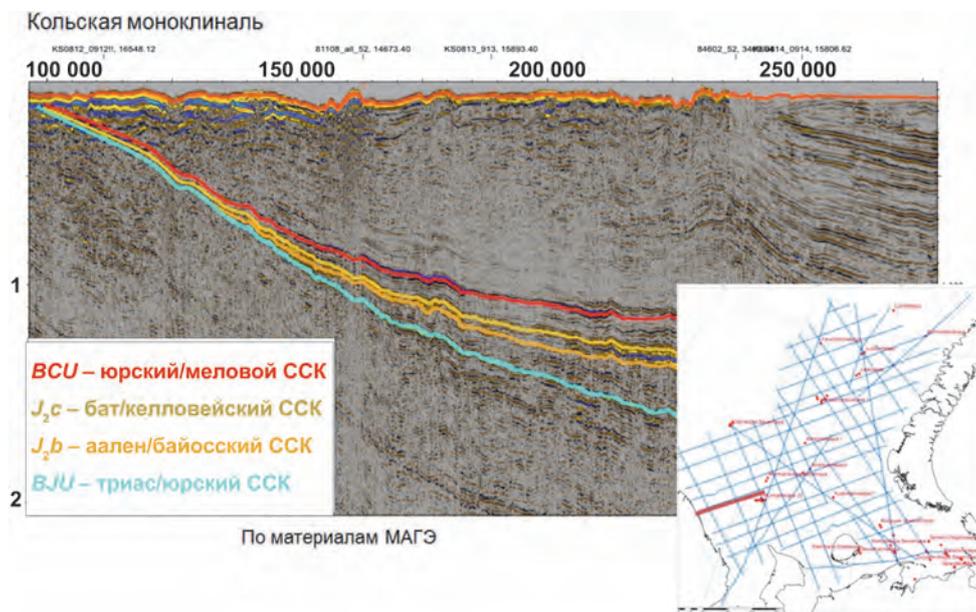


Рисунок 25. Срезание нижнеюрского комплекса в бортовой части на Кольской моноклинали

зание среднеюрского комплекса и несогласное залегание на нем верхнеюрского комплекса. Также в бассейне Хаммерфест в среднеюрском комплексе отмечаются мелкие клиноформенные тела, которые берут свое начало со стороны платформы Финнмарк (рисунок 27). Также наблюдается проградация клиноформенных комплексов с поднятия Лоппа.

В наиболее погруженных частях бассейна сейсмическая картина несколько отличается: расстояние между яркими отражающими горизонтами (между глинистыми пластами) увеличивается, что, по всей видимости, может свидетельствовать об их чередовании с более мощными песчаными пластами. Проградационные тела на сейсмической картине в пределах ранне-среднеюрских комплексов выделяются в северной части Баренцевоморского шельфа. Берут они свое начало со стороны архипелага Земля Франца-Иосифа и проградируют в сторону наиболее погруженной Северо-Баренцевской впадины.

Увеличение юрского комплекса наблюдается в сторону Штокмановского месторождения от Адмиралтейского поднятия, также намечаются тела, которые похожи на клиноформы. Особенно хорошо это наблюдается в нижней части юрского разреза. Также на

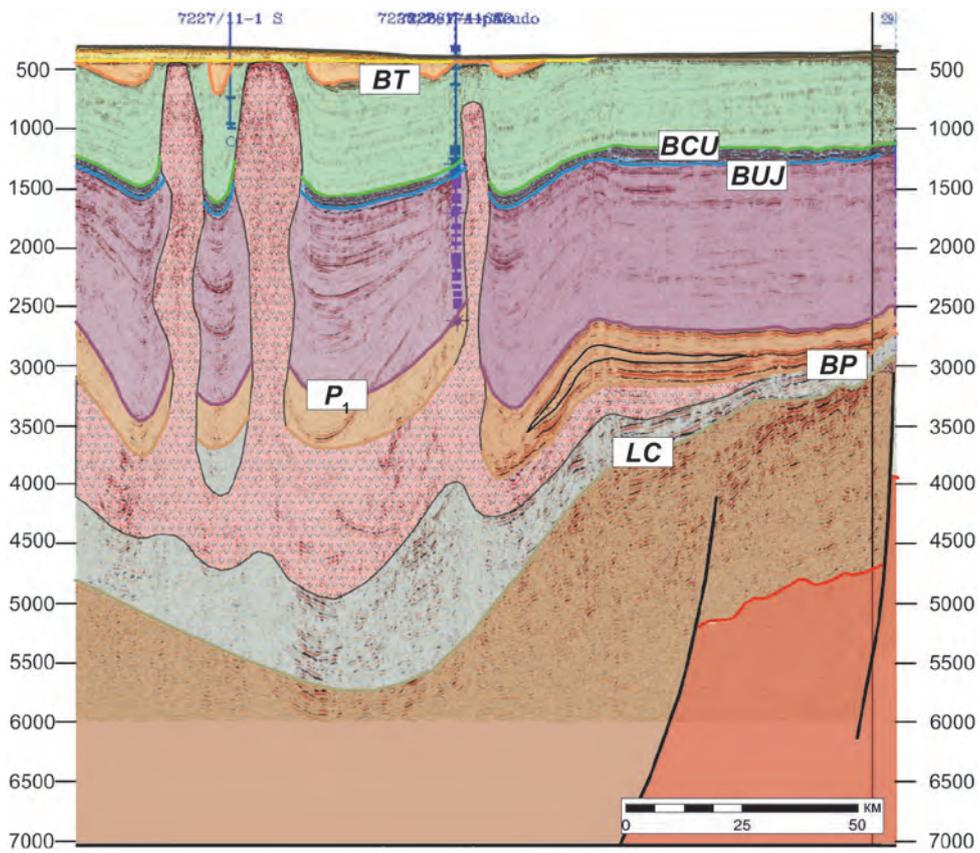


Рисунок 26. Соляные диапиры в восточной части Баренцевоморского шельфа, пронизывающие осадочный чехол и образующие тектонически экранированные ловушки

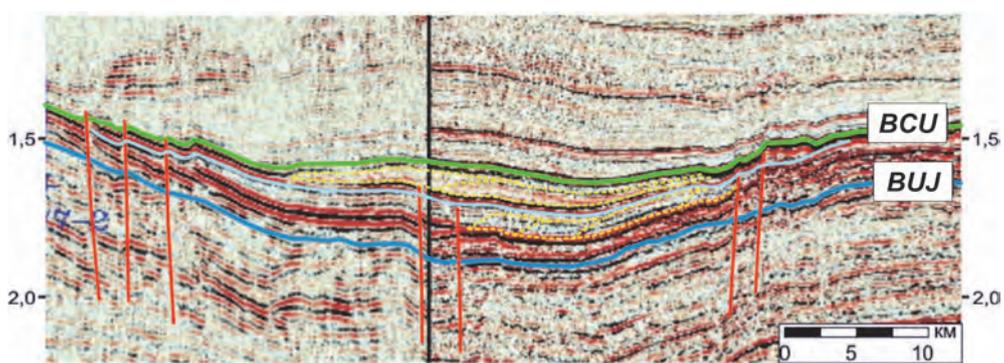


Рисунок 27. Несогласное залегание верхнеюрского комплекса на среднеюрском комплексе бассейна Хаммерфест. Увеличение мощностей в центральной части бассейна

этом профиле отмечаются перспективные участки по AVO-анализу. Один из них находится в меловом комплексе на северо-восточной части свода Федынского. Данное тело представлено антиклинальной складкой с двумя куполами, сформированной, по всей видимости, в результате инверсионного воздымания свода Федынского.

Вблизи Кольской моноклинали в районе структур Мурманской и Северо-Мурманской в среднеюрском байосс-келловейском комплексе отмечаются клиноформенные тела. Они были идентифицированы по характерной сейсмической записи и наличию несогласия типа подошвенного прилегания. Наиболее крупные и продолжительные клиноформы, берущие свое начало со стороны Тимано-Печорского бассейна, отмечаются на профиле, который простирается с юго-востока на северо-запад (рисунок 28). Менее выраженные клиноподобные тела отмечаются и на юго-западе Южно-Баренцевской впадины (рисунок 29). Со стороны Кольской моноклинали клиноформы практически не видны. Таким образом, можно сделать вывод, что основная проградация осадочного материала, слагающего байосс-келловейский комплекс, шла со стороны Тимано-Печорского бассейна и может быть связана с развитием дельтового комплекса. Проградация со стороны Кольской моноклинали не столь значительна.

Нижнеюрский-байосский комплекс характеризуется хаотической записью, что, скорее всего, связано с обширным развитием береговой линии и русловых тел в это время. Иногда можно различить отдельные русловые врезы. На сейсмическом профиле RB4200_52, как и на многих других, в байосс-батском комплексе

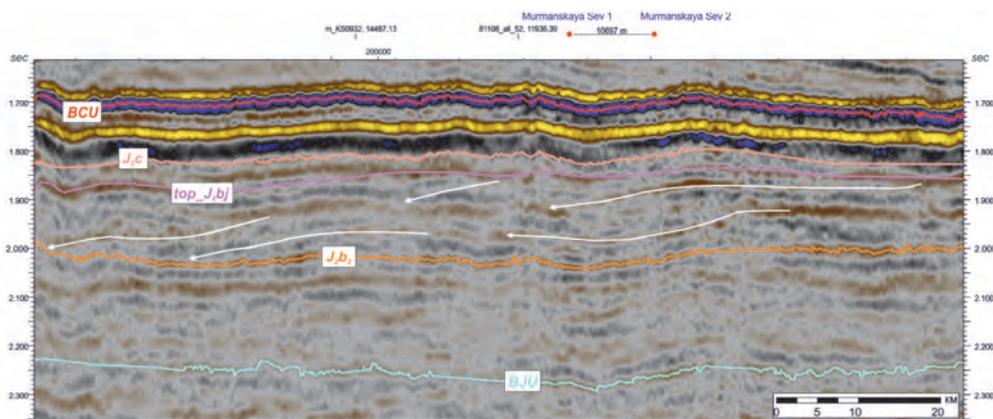


Рисунок 28. Байосс-келловейский проградационный клиноформенный комплекс со стороны Тимано-Печорского бассейна

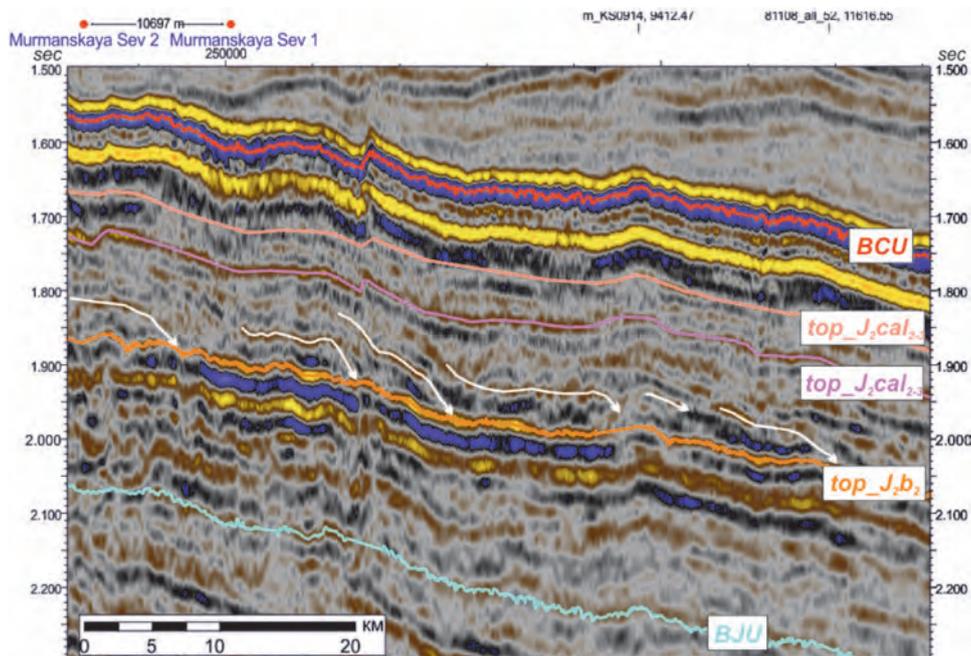


Рисунок 29. Клиноформенный комплекс на юго-западе Южно-Баренцевской впадины

в районе Штокмановской седловины различимы сейсмofации, напоминающие облик русловых каналов с хорошо выраженной внешней нижней границей и плохо различимой внутренней структурой (рисунок 30). Русловые фации характеризуются увеличением мощности в центральной части. Нужно отметить, что байосская регрессия и сопутствующая ей активно развивающаяся речная система характерна для многих областей как Баренцево-морского шельфа, так и шельфа Норвежского и Северного морей. На акватории норвежской части Баренцева моря с байосскими отложениями связана продуктивная формация Сто. Обширный покров дельтовых байосских песчаников наблюдается в Северном море. В них открыто гигантское месторождение Brent (более 305 млн т нефти) и многие другие месторождения (Гожик и др, 2010).

В келловейском-верхнеюрском комплексе по сейсмическим профилям выделяется тело барового типа (см. рисунок 30), которое на своих периферийных частях образует несогласия типа подошвенного налегания. В центральной части мощность тела увеличена за счет появления дополнительных отражений. На верхней поверхности юго-восточного склона бара наблюдается одиночный неглубокий врез.

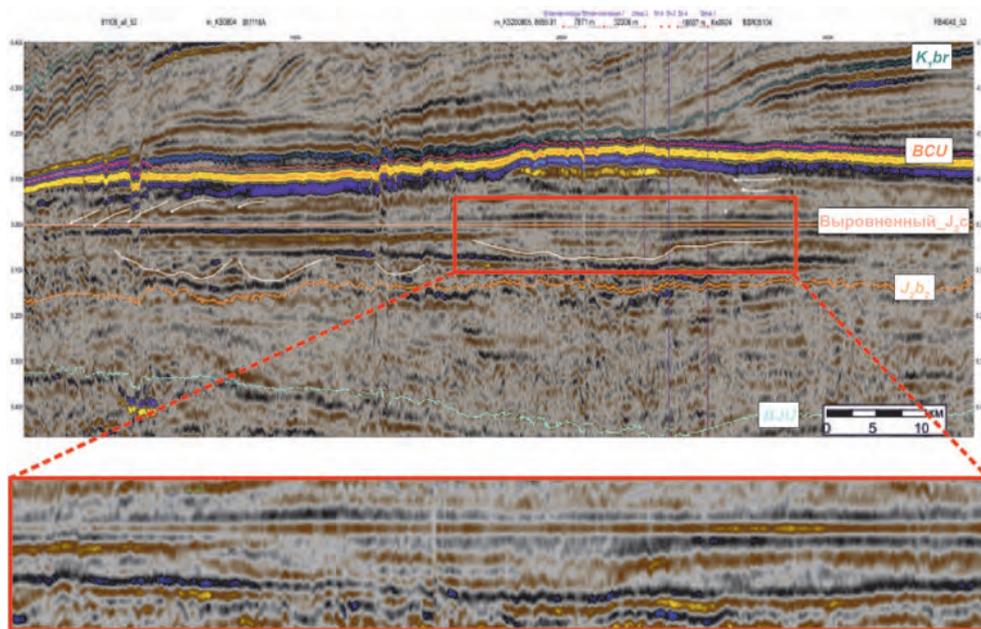


Рисунок 30. Русловые врезы байосс-батского комплекса в районе Штокмановской седловины и баровое тело в келловейском-верхнеюрском комплексе

Келловейские песчаные фации также отчетливо наблюдаются на каротажных диаграммах Арктической, Штокмановской, Ледовой, Лудловской скважин, которые, по всей видимости, являются баром мелководно-морского генезиса. Это тело менее выражено в пределах своих северных периферийных частей. По сейсмическим данным были построены карты мощностей докелловейского юрского комплекса и келловейско-верхнеюрского комплекса, которые показывают область увеличенных мощностей, вытянутую вдоль архипелага Новая Земля.

Келловейский комплекс имеет некоторые тела проградационного характера в районе Ледовой и Лудловской площадей (рисунок 31) и берет свое начало со стороны Новоземельской складчатой области. Клиноформы имеют не такие значительные мощности как бат-байосские в районе Штокмановской седловины, однако их появление в разрезе может свидетельствовать о дополнительном Новоземельском источнике сноса для северных областей в келловее.

На восточном борту свода Федынского отмечается выклинивание и частичное срезание келловейско-верхнеюрского комплекса, которое на сейсмических профилях характеризуется

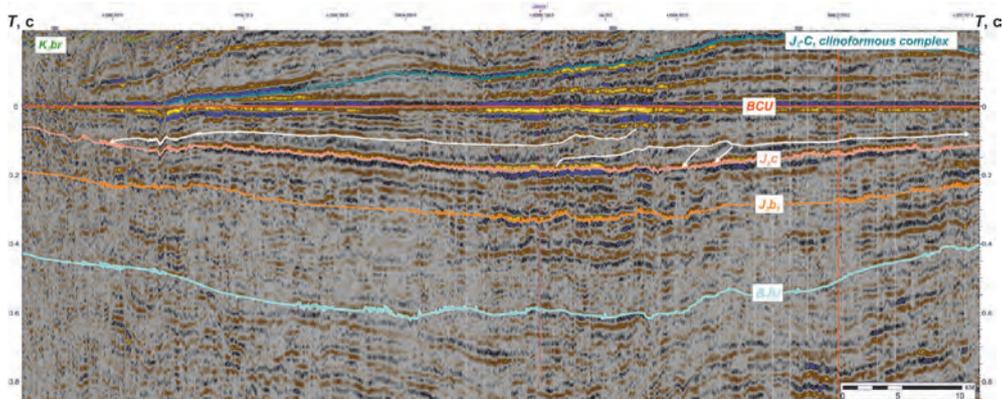


Рисунок 31. Келловейский проградационный комплекс в районе Ледовой и Лудловской площадей, берущий свое начало на Новоземельской складчатой области

несогласиями типа подошвенного налегания и эрозионного среза, соответственно (рисунок 32).

Для понимания истории формирования бассейна и восстановления возможных источников сноса в юрский период стоит обратить внимание на характер распространения отложений в области развития Новоземельской складчатости. Начиная с позднего триаса, Новоземельская структурная зона испытала воздымание. Это подтверждается наличием крупного углового и стратиграфического несогласия на границе триаса и юры на сейсмических разрезах, проходящих вдоль складчатой зоны

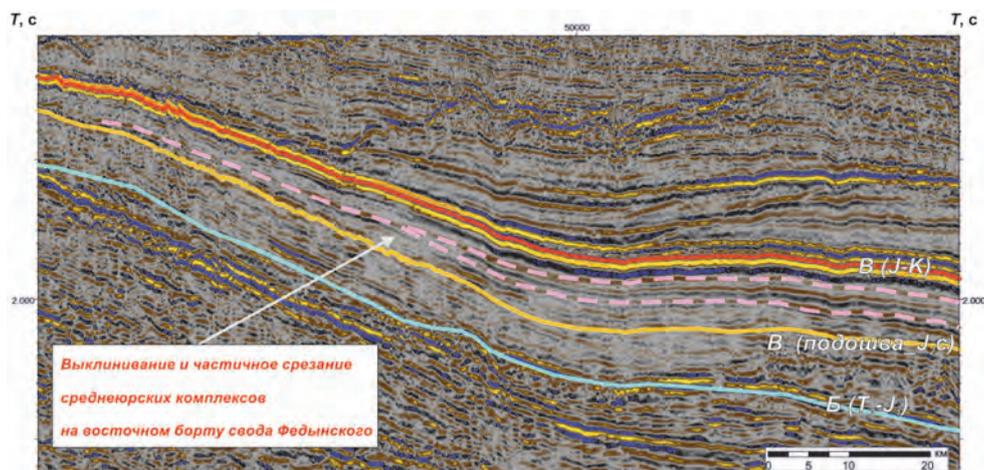


Рисунок 32. Несогласия типа «подошвенное налегание» и эрозионный срез на восточном склоне свода Федынского

Новой Земли. В районе острова Междушарский (рисунок 33) нижнеюрские отложения не перекрывают складчатые структуры Новой Земли, а лишь заполняют прилегающие впадины (рисунок 34).

Начиная с середины средней юры, скорее всего, с батского времени, образованный Новоземельский архипелаг стал затапливаться морем. Сформированное аккомодационное пространство стало заполняться осадками. На сегодняшний день временная мощность бат-байосского и верхнеюрского комплекса в пределах поднятия составляет 0,1 секунду (до 150 м) (рисунки 35, 36). По фаунистическим остаткам следы развития батского, келловейского, оксфордского, кимериджского и волжского ярусов были зафиксированы в северной части Южного острова и на Северном острове Новой Земли. В районе пролива Маточкин Шар В.А. Русанов наблюдал горизонтально залегающие коренные выходы пород волжского яруса, в которых был найден белемнит – *Cylindroteuthis magnifica* Orb (Крымгольц, 1972). Данные факты могут свидетельствовать в пользу существования пролива Маточкин Шар в течение позднеюрского времени, а возможно и частичного затапливания всего архипелага в периоды максимального подъема уровня моря, которые происходили в среднеюрское время.

Юрский период был завершён высоким стоянием уровня моря, который обозначился формированием черных битуминозных глин. На сейсмических разрезах эти фации соответствуют аномально ярким, выдержанным по площади отражениям, которые фиксируются на всех профилях и соответствуют стратиграфической границе юрского и мелового комплексов.

Меловой СК (К). Меловой СК отличается клиноформным строением. Клиноформы нижнего мела образуют несогласия типа подошвенного налегания на яркие, хорошо выдержанные границы юры. Развитие клиноформного комплекса отражает стадию заполнения осадочного бассейна в условиях регрессии морского бассейна. Отмечается несколько этапов регрессивного характера в течение раннего мела. Вначале активное прогибание претерпевает Южно-Баренцевоморская впадина, причем Штокмановская седловина в это время остается относительно приподнятой и осадконакопление на ней не происходит, вследствие отсутствия аккомодационного пространства. Сформированная впадина заполняется относительно тонким кластическим материалом. Клиноформы имеют пологие углы наклона. Выше выделяется аналогичный сейсмостратиграфический комплекс, который распространяется по площади несколько шире, приближаясь

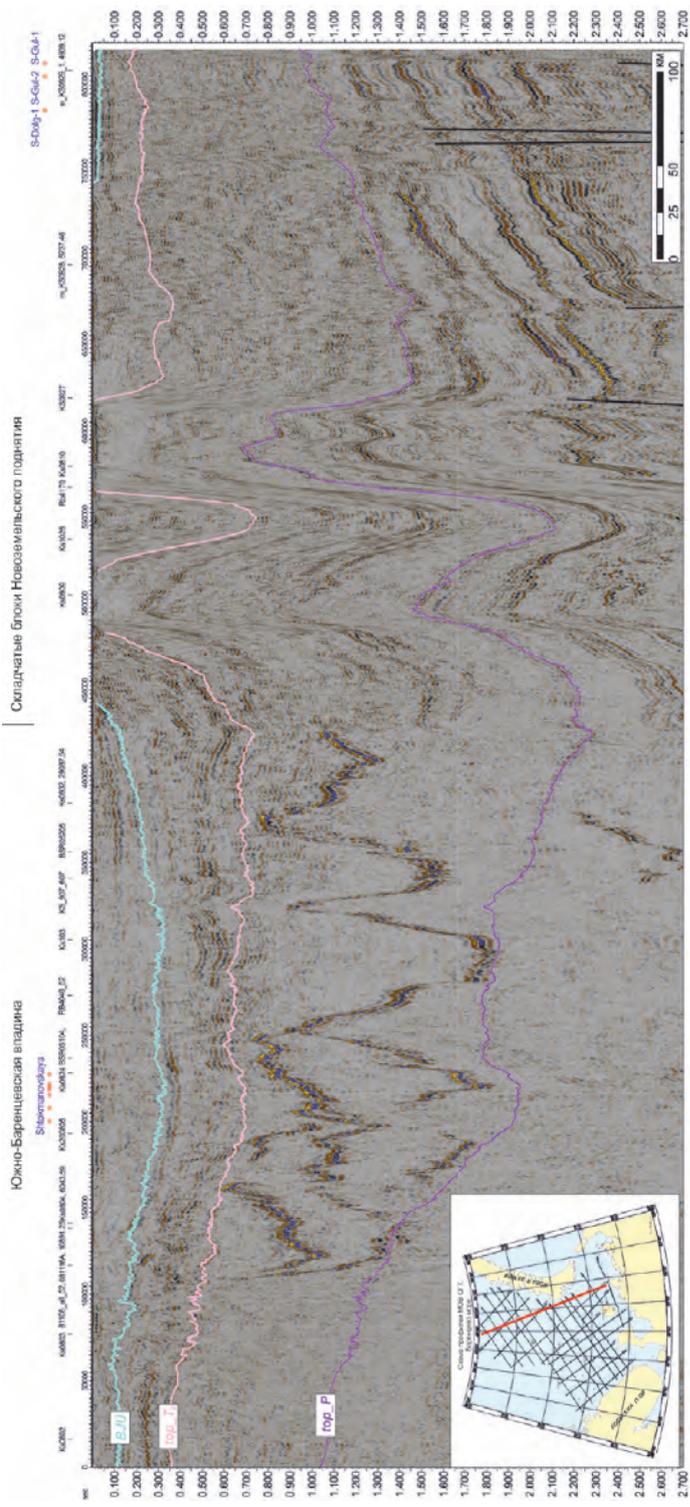


Рисунок 34. Палеогеофиль на границу ааленского и батского комплексов

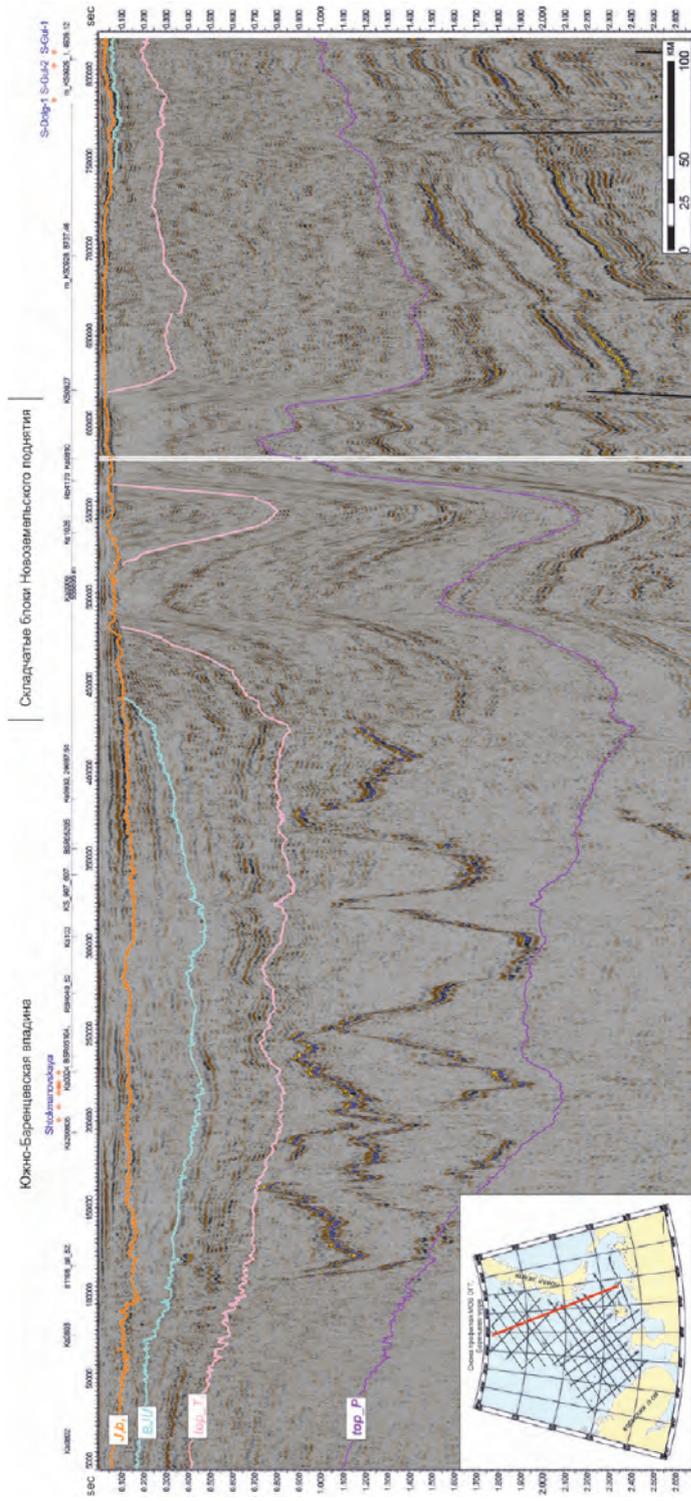


Рисунок 35. Палеогеографический профиль на границе батского и келловейского комплексов

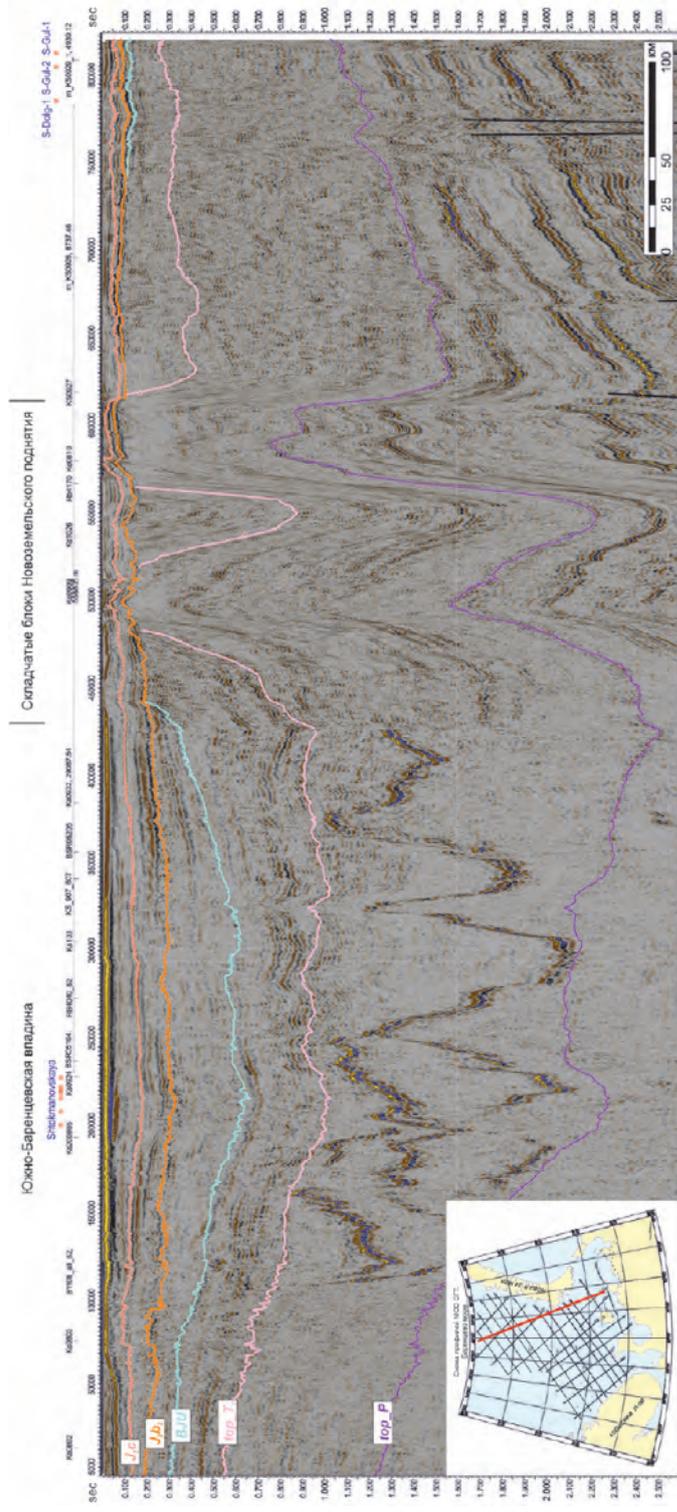


Рисунок 36. Палеогеографический профиль на границе юрского и мелового комплексов

к Штокмановской седловине, но тем не менее, не выходит за ее пределы. Углы наклона клиноформ становятся круче, но все же сохраняют тенденции нижележащего комплекса. Можно предположить, что на протяжении берриаса Штокмановская структура имела выраженный выступающий облик (рисунок 37). Выше выделяется комплекс, характеризующийся сейсмофациями, характерными для классических клиноформ неокомского возраста с крутыми углами падения, которые свидетельствуют о более активном обмелении бассейна и сносе более грубого материала. Направления сноса клиноформенных тел берут свое начало на выступах Новоземельских блоков в юго-западной части архипелага (рисунок 38).

Изучая строение клиноформенной толщи неокома по многим сейсмическим профилям, можно выделить общий тренд падения клиноформ в юго-западном направлении. В пределах комплекса выделяется несколько этапов проградационного заполнения бассейна, которые разделяются поверхностями локальных несогласий. Эти несогласия выделяются по подошвенному прилеганию последующего цикла на верхнюю часть клиноформы предшествующего. Формировались они за счет понижения относительного уровня моря и могут соответствовать раннеберриасскому несогласию, средневаланжинскому и барремскому. Верхняя граница комплекса (K_1br) имеет тип кровельного прилегания, то есть прослеживается по переходу от клиноформенной толщи неокома к слоистому субгоризонтальному строению перекрывающих меловых толщ.

В остальных частях бассейна, где клиноформы не выделяются, этот комплекс представлен продолжительными сейсмическими рефлекторами, залегающими субпараллельно подошве комплекса. Мощность комплекса на этих участках сокращается, верхняя граница (K_1br) выделяется плохо. Формирование этой фациальной зоны происходило в условиях относительно глубоководного бассейна, где из-за отсутствия крупных источников терригенного материала накапливались, в основном, алевроитоглинистые отложения.

Сейсмостратиграфический анализ южной части Баренцевоморского шельфа позволил сделать следующие выводы:

1. Область распространения юрской толщи свидетельствует о расчлененности рельефа морского дна юрского осадочного бассейна, в котором зоны максимального погружения приурочены к центральной части Баренцевоморского бассейна, а по его обрамлению разрез юрских отложений сильно сокращен вплоть до полного его отсутствия.

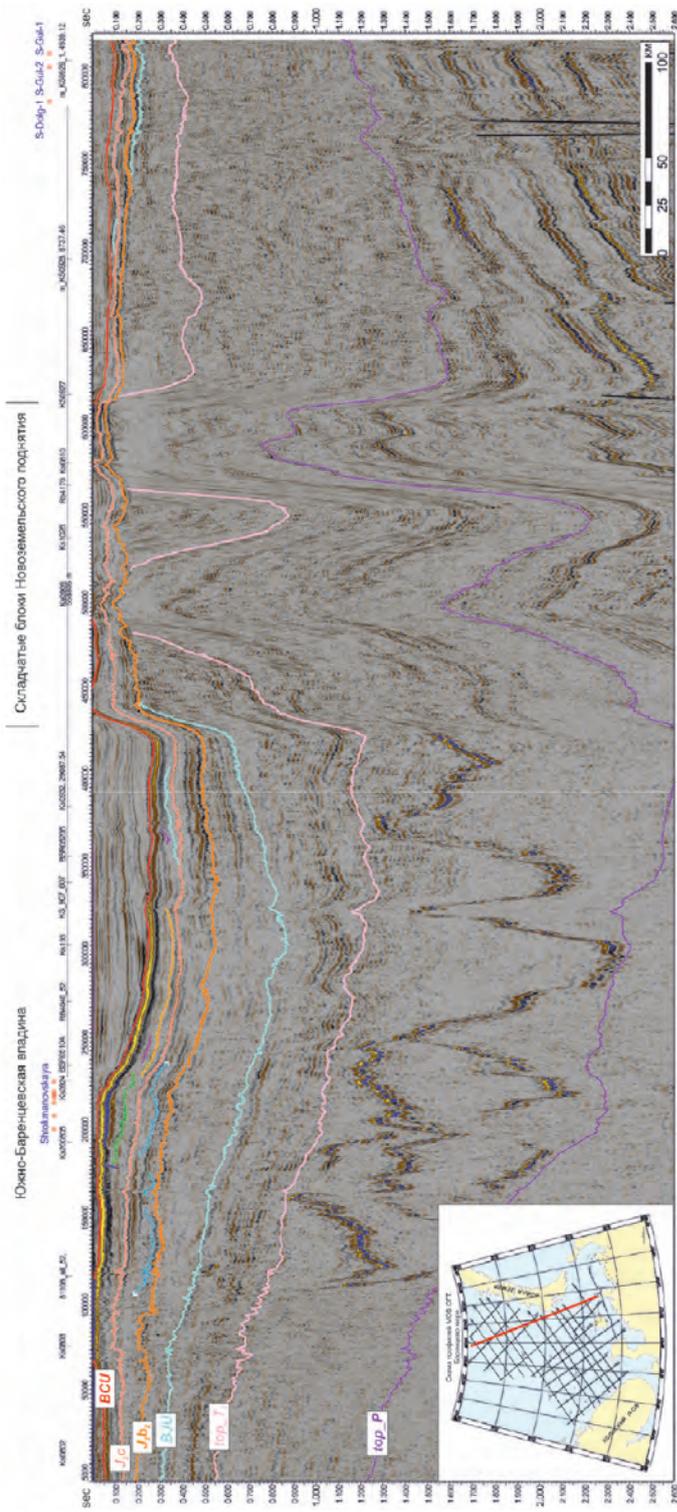


Рисунок 37. Палеогеофиль на границу первого (неокомского?) клиноформенного комплекса

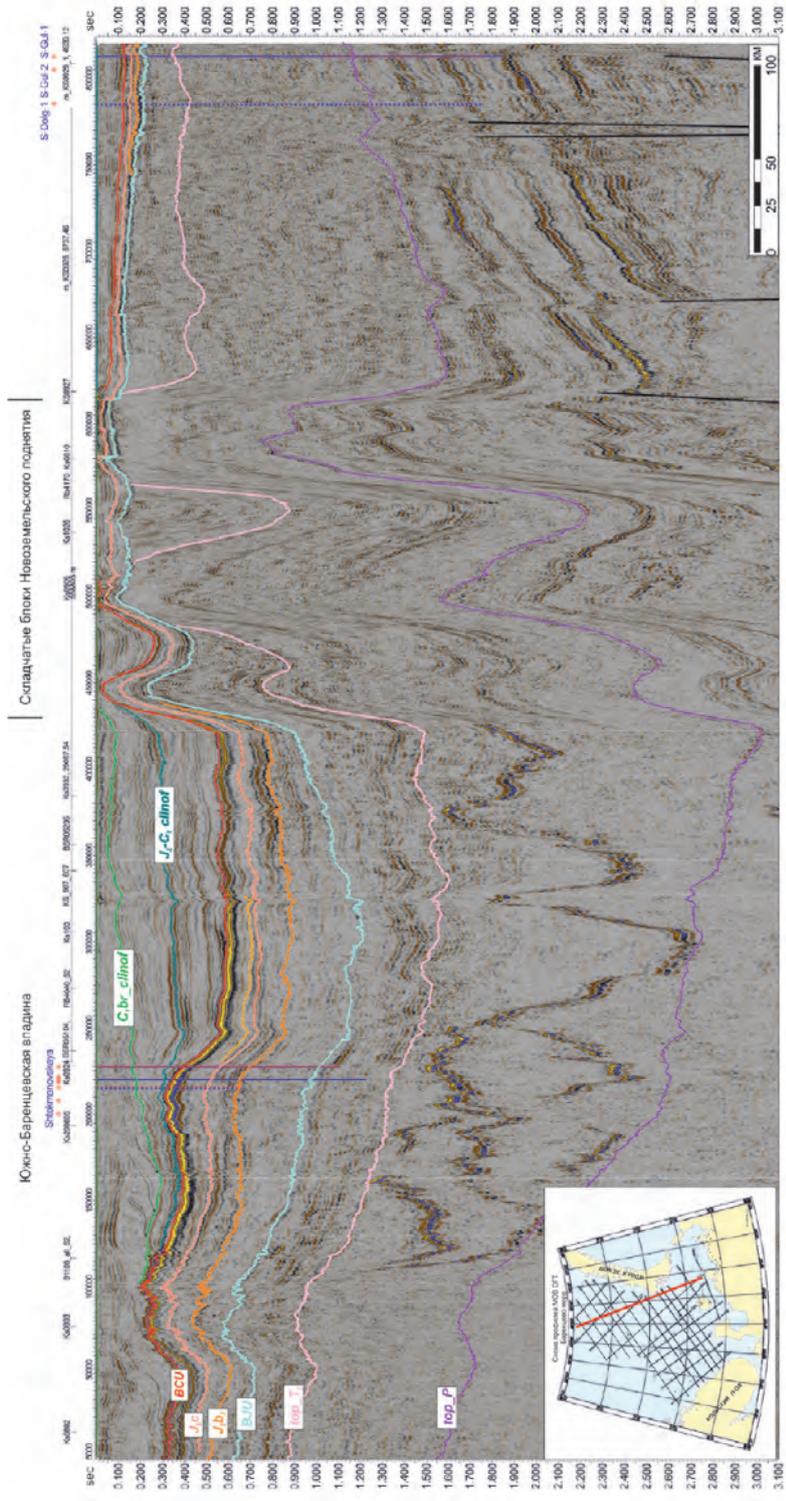


Рисунок 38. Палеофиль на верхнюю границу нижнемерловского комплекса

2. На сейсмических временных разрезах выделяется несколько внутриформационных сейсмических реперов, соответствующих, видимо, границе внутриформационной эрозионной поверхности и перекрывающей ее трансгрессивной глинистой пачке.

3. Основной снос осадочного материала происходил с юго-востока, со стороны Тимано-Печорской области и Восточно-Европейской платформы. Дополнительно, осадочный материал поступал с северо-востока, со стороны Новой Земли, а также небольшое количество материала могло поступать со Свальбардской антеклизы и с Балтийского щита.

4. Сейсмическая запись, характерная для проградирующих тел, отмечается в интервале, соответствующем среднеюрскому комплексу практически повсеместно как на западе, так и на востоке Баренцева моря.

5. В келловейское время происходило формирование песчаного мелководно-морского барового тела в центральной части бассейна в районе Штокмановской и Арктической скважин, за счет проградации дельтового потока со стороны Русской платформы. Для северных скважин, таких как Ледовая и Лудловская, помимо вышеописанного, в это время активизировался дополнительный источник осадочного материала со стороны Новоземельской сладчатой области.

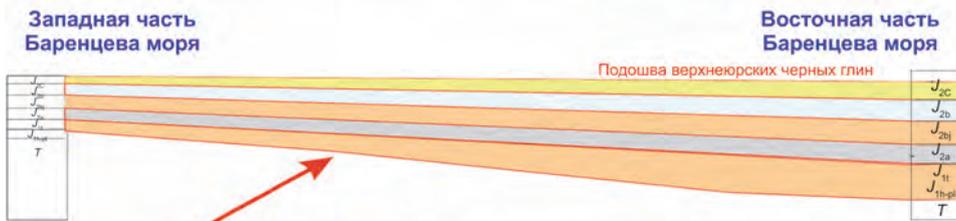
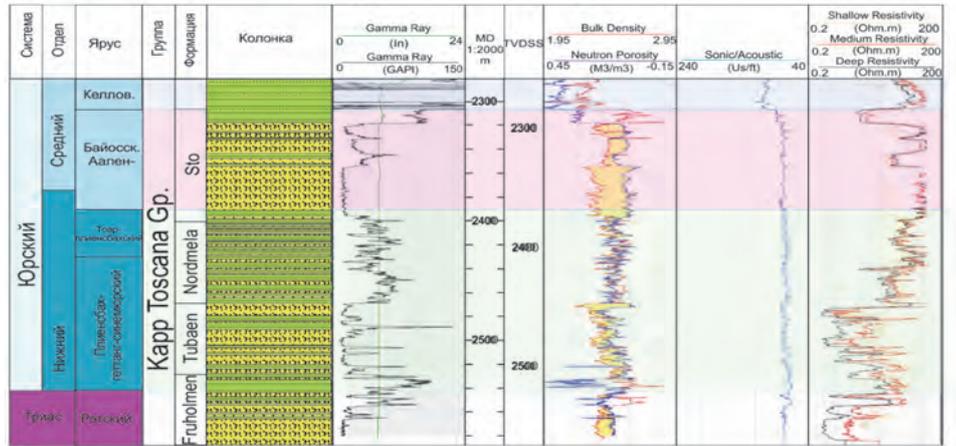
Глава 6

СТРОЕНИЕ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Строение юрского разреза изучено по материалам бурения скважин Баренцевоморского шельфа и по обнажениям юрских пород на архипелаге Шпицберген. В целом, юрский разрез представлен терригенной толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Разделение разреза на стратиграфические подразделения основывается, в первую очередь, на данных биостратиграфии. Однако, поскольку палеонтологические данные представляются достаточно скудными и плохой сохранности, то для стратификации немаловажно учитывать изменение вещественного состава, а также этапность формирования юрской толщи. В переслаивании различного по зернистости материала прослеживается цикличность, которая позволила выделить в юрском разрезе несколько седиментационных циклов, каждый из которых начинается с регионально выдержанной реперной пачки аргиллитов, а заканчивается песчаной пачкой, часто с резкой границей между кровлей песчаников и налегающей глинистой толщей следующего цикла. Такие границы в работе будут именоваться внутрiformационными перерывами. Они часто фиксируются по каротажным диаграммам, а наиболее крупные из них выделяются на региональных сейсмических профилях в виде ярких протяженных отражений. Весь юрский комплекс отложений можно рассматривать как единый седиментационный мегацикл трансгрессивного характера, в основании которого преобладают песчаники и алевролиты аллювиально-дельтового генезиса, вверх по разрезу увеличивается содержание морских алевролитов и аргиллитов, а заканчивается он алевролитами и черными сапропелевыми аргиллитами.

Под циклом осадконакопления подразумевается определенная последовательность в смене обстановок осадконакопления,

Месторождение Сновит



Сокращение мощности юрских циклитов в западном направлении за счет внутрiformационных (седиментационных) перерывов в осадконакоплении

- Терригенные породы**
- Конгломерат
 - Песчаник
 - Алевролиты
 - Аргиллиты

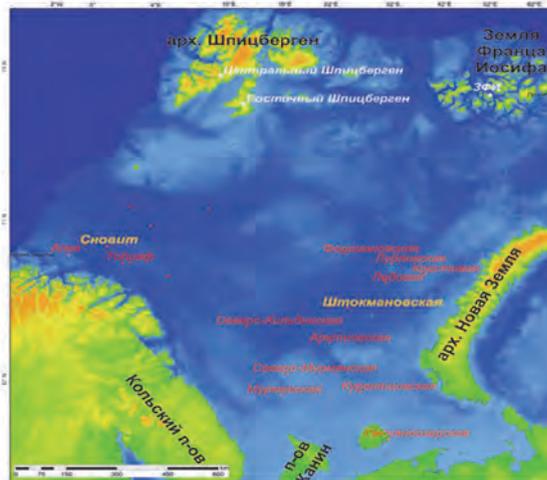
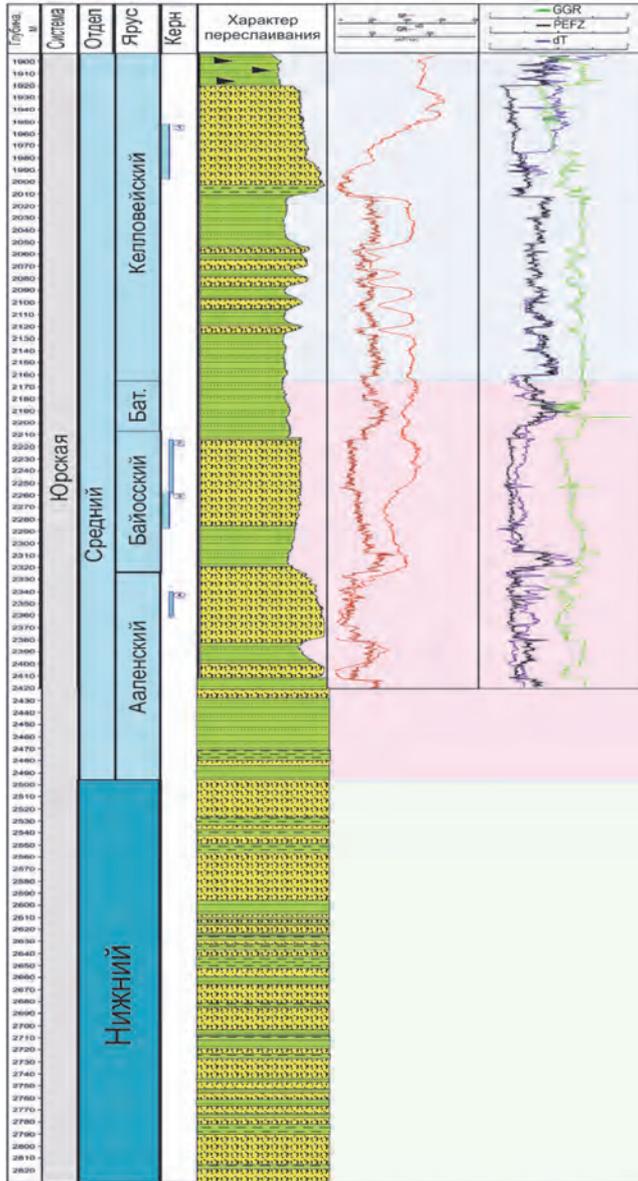


Рисунок 39. Схема корреляции ранне-среднеюрских отложений

повторяющаяся в тех или иных вариациях в ходе развития данной акватории или территории. К осадочным циклам часто относят интервалы между последовательными морскими трансгрессиями, между существенными перерывами в осадконакоплении

Штокмановское месторождение



Штокмановского месторождения и месторождения Сновит

нии. Циклами также именуют и вещественный результат последовательной смены условий седиментации, то есть соответствующие комплексы отложений (Геологический словарь, изд-во «Недра», 1978 г.).

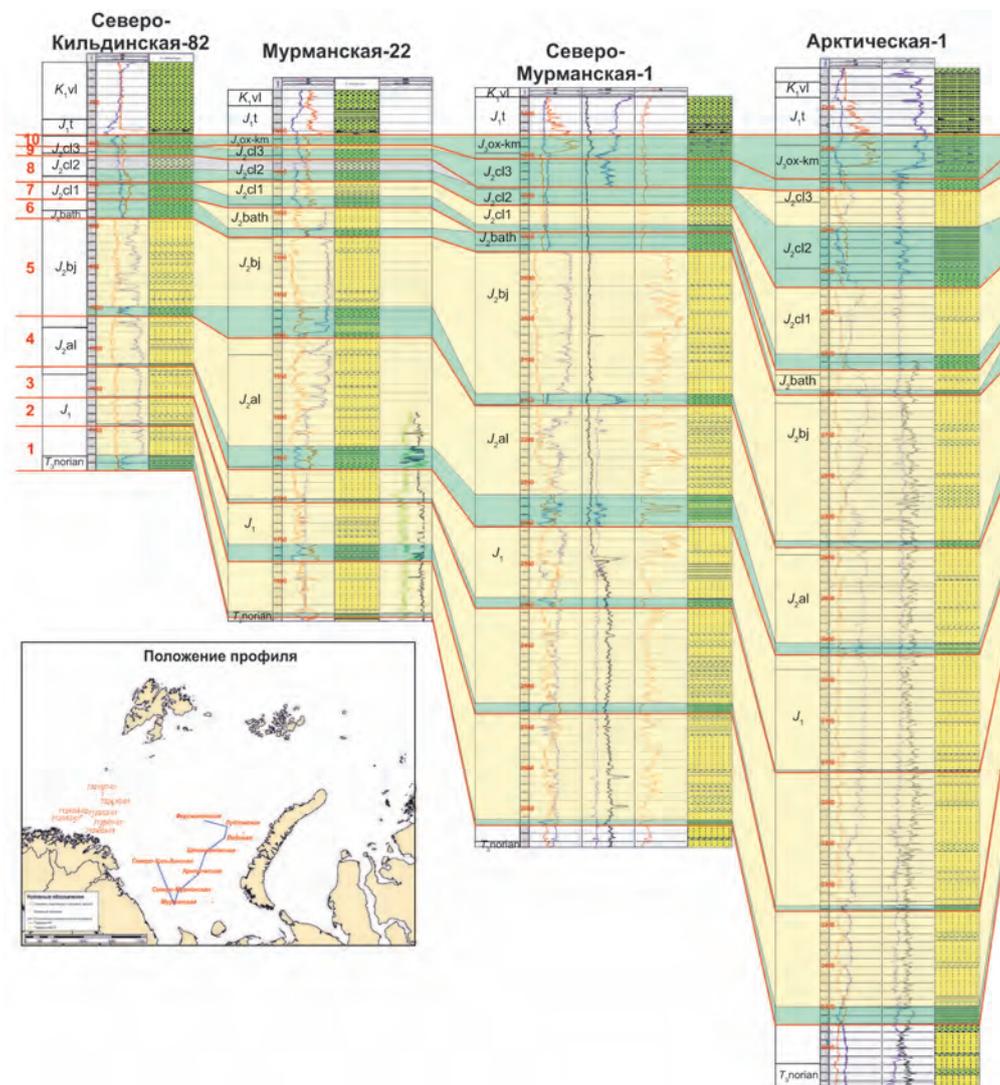
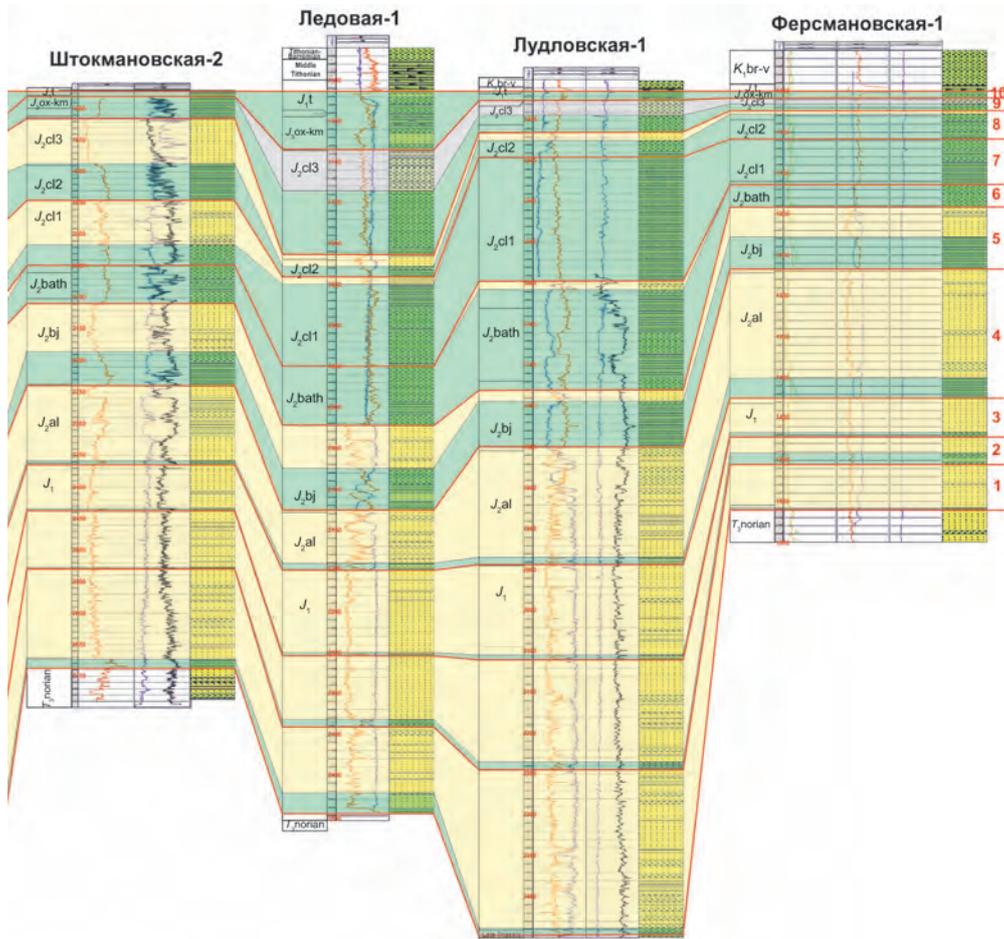


Рисунок 40. Схема корреляции юрского разреза
Разрез выровнен на кров

Цикличность строения чехла осадочных бассейнов – одна из основных его особенностей, связанная с тектоническими движениями, развитием рельефа и периодичностью эвстатических трансгрессий и регрессий. Юрский разрез Баренцева моря формировался в условиях общей трансгрессии морского бассейна. Об этом свидетельствует значительное увеличение глинистых пачек вверх по разрезу. В юрском комплексе было выделено



скважин восточного сектора Баренцева моря.
лю юрских отложений

9 циклов осадконакопления. Эти циклы соответствуют трансгрессивно-регрессивным этапам развития Баренцевоморского бассейна.

В рамках работы была проведена корреляция разрезов Штокмановского месторождения, норвежской части Баренцева моря (месторождение Сновит и скважины 7219/9-1) и архипелага Шпицберген. Данная корреляция дала возможность выделить

в изучаемом разрезе пять основных комплексов осадконакопления. Причем была подмечена закономерность омоложения циклитов в западном направлении. В этом же направлении наблюдается и уменьшение юрского разреза по мощности. Например, средняя мощность юрского комплекса в восточной части Баренцева моря составляет 1000 м (максимальная 1500 м вскрыта на Арктической площади), а средняя мощность в западной части составляет 300 м по скважинным и сейсмическим данным, а на архипелаге Шпицберген и вовсе не превышает 150 м. Это можно связать с внутриформационными перерывами, которые сыграли определенную роль в сокращении мощности юрской толщи (рисунок 39).

Последующая корреляция была проведена по скважинам восточной части Баренцева моря: Северо-Кильдинская, Мурманская, Северо-Мурманская, Куренцовская, Арктическая, Штокмановская, Лудловская, Ледовая, Крестовая и Ферсмановская (рисунок 40). В основу корреляции было положено выделение основных маркирующих горизонтов, соответствующих регионально выдержанным глинистым реперам. В качестве выровненного горизонта была принята подошва верхнеюрских «черных глин», как регионального маркера поверхности максимального затопления. Этот горизонт выдержан по площади не только на всей площади Баренцевоморского шельфа, но и в других Арктических бассейнах.

Корреляция предполагала анализ форм кривых каротажных диаграмм по интервалам в несколько метров и десятков метров, выявление и сопоставление характерных форм кривых. За основу были взяты данные гамма-каротажа, потенциала собственной поляризации, акустического и гамма-гамма каротажа. Пласты-коллекторы были охарактеризованы по керновому материалу, были проведены макро- и микроанализы, что учитывалось при построении геологической модели.

Верхние циклы легче коррелировать по площади, так как они более глинистые. Также это свидетельствует о более глубоководных обстановках осадконакопления. Нижние циклы, напротив, коррелируются хуже, так как в них преобладают песчаные пачки. В целом, в юрском периоде выделяется десять трансгрессивных этапов, соответствующих накоплению регионально выдержанных глинистых толщ, образованных преимущественно в периоды высокого стояния уровня моря. Начало каждого цикла маркируется регионально выдержанным глинистым репером, для которого наиболее эффективно использование данных биостратиграфии. Таким образом, был выбран

тип секвенции, ограниченной трансгрессивными поверхностями (Басов и др., 1997).

Согласно традиционной концепции секвентной стратиграфии, границы циклов изохронны и соответствуют перерывам или коррелятивным им согласным поверхностям (Пейтон, 1982), продолжительность и положение которых определяется, в частности, биостратиграфическими методами. Границы циклов, представленных в работе, могут быть несколько «скользящими». Это можно объяснить тем, что стратиграфическое расчленение юрского комплекса Баренцевоморского бассейна, а в особенности его восточной части, не дает достаточно четкую датировку возрастов. Чаще всего это объясняется плохой сохранностью фаунистического материала, а также неполной его представленностью.

ГРАНИЦА МЕЖДУ ТРИАСОМ И ЮРОЙ

Отложения юрской системы залегают несогласно на породах триаса. Проблеме границы триаса и юры на архипелаге Шпицберген посвящены исследования многих зарубежных и российских ученых (Корчинская, 1980; Пчелина, 1980; Басов и др., 1997). Разрез Сассен-Фьорд архипелага Шпицберген подтверждает наличие несогласной границы между триасом и юрой стратиграфического характера, где трехметровая пачка конгломератов ранне-среднеюрского возраста перекрывает отложения норийского яруса триаса. Породы верхней части норийского и рэтского ярусов триаса, а также отложения геттангского и плинсбахского ярусов юрской системы отсутствуют. Первые аммониты *Narroseras* sp. и *Ovaticeras varonetzae* тоарского возраста нижней юры были найдены (Ершова, Репин 1983) в нижней части норийского яруса верхнего триаса в конкрециях, представленных породами свиты Брентскардхауген, в разрезе южной части Ван-Майен Фьорд (W.K. Dallman, 1999).

На архипелаге Земля Франца-Иосифа юрская система залегает со стратиграфическим несогласием на породах триаса. Палеонтологические формы верхнего триаса отсутствуют (Крымгольц, 1972). Нижнеюрские отложения залегают на триасовых с размывом и представлены Тегетгоффской свитой, при этом из разреза юры выпадают базальные геттанг-синемюрские отложения и разрез начинается с плинсбахского яруса.

По мнению М.В. Корчинской, в пользу регионального перерыва между триасом и юрой на северных островах Баренцевоморского шельфа свидетельствует и полное отсутствие в этом регионе монотисовой фауны, столь характерной для среднего-верхнего

нория других бореальных регионов (В.А. Басов, Т.М. Пчелина. Обоснование возраста секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря, 1997). В разрезах скважин Северо-Мурманской, Лудловской и Ферсмановской определяется самый молодой комплекс миоспор, который Л.А. Фефиловой предположительно отнесен к рэту. В большинстве других разрезов этот комплекс не выделяется, а отмечаются лишь миоспоры, датированные в основном ранненорийским возрастом. Таким образом можно предположить, что в центральной части Баренцевоморского бассейна имеет место непрерывный разрез триасово-юрской толщи, либо в основании юры все же есть перерыв, но не настолько значительный, как в краевых частях. В пользу этого свидетельствует наличие гальки осадочных пород. На островах архипелага Новая Земля породы юрского возраста были найдены исключительно в обломках пород и конкрециях.

В Тимано-Печорском бассейне юрские отложения залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на разных стратиграфических уровнях от триаса до силура. Юрский разрез изучен по скважинам Куренцовская-1, Северо-Гуляевская-1, Северо-Долгинская-1, Медыньское-море-1 в акваториальной части и по Южно-Сенгейской-1, Носовой-1, Коровинской-44, Западно-Хыльчиюсской-50, Варандейской-2 – в сухопутной (Гаврилов В.П. и др., 2010). На большей части территории отложения ааленского возраста залегают на породах норийского яруса, только в скважинах Куренцовской-1 и Южно-Сенгейской присутствует нерасчлененный нижнеюрский разрез. В Северо-Долгинской-1 и вовсе юрский разрез начинается с отложений батского яруса.

Перерыв в осадконакоплении хорошо отмечается по скважинам Приразломной и Песчаноозерской. В первой сысольская свита, возраст которой датируется средней юрой, залегают на породах переходного средне-позднетриасового возраста. В Песчаноозерской скважине сысольская свита залегают с размывом на породах нерасчлененной толщи нория-лейаса. Основной перерыв в осадконакоплении в Тимано-Печорском регионе происходил до образования сысольской свиты, то есть в досреднеюрское время. Если быть точнее, то скорее всего в предбайосское, когда произошел значительный размыв нижнеюрских отложений.

НИЖНЕЮРСКИЕ ЦИКЛЫ 1-2-3

Нижнеюрские циклы 1, 2 и 3 предполагаются как аллювиально-дельтовые (Чирва, 1999). Чаще всего отложения этих цик-

лов связаны с континентальными и лимническими (в северной части) фациями. Первая крупная трансгрессия отмечена в низах тоара. Трансгрессивная направленность отложений подтверждается наличием практически полного набора аммонитовых зон тоара, встреченного в песчаниках с фосфоритовыми конкрециями пачки Brentskardhaugen на Шпицбергене.

По характеру каротажных кривых (метод Муромцева) также можно сказать, что нижнеюрские циклы имеют преимущественно аллювиально-дельтовый генезис. Однако в скважине Ферсмановская характер кривых ГК и ПС меняется, отмечаются горизонтальные подошвенная и кровельная линии. По генетическому типу данные отложения можно отнести к мелководно-морским.

Тоару соответствует поверхность максимального затопления (Басов, 1997), которую можно ассоциировать с началом второго цикла, а именно с достаточно выдержанной по площади толщей глин. Повсеместное распространение обогащенных органическим веществом глин в низах тоара позволяет разделить нижнеюрские толщи Арктического бассейна. Раннетоарские высокоуглеродистые глины и аргиллиты в настоящее время рассматриваются как межрегиональный стратиграфический репер из-за характерного однородного глинистого состава и сопоставимой мощности на огромной территории не только Арктического бассейна, но и в Европе (Захаров и др., 2006, Шурыгин, Никитенко и др., 2011).

Верхняя граница третьего циклита или кровля нижнеюрских отложений Баренцевоморского шельфа характеризуется достаточно резким изменением кривых ГК и ПС. В литологическом отношении эту границу часто приурочивают к подошве тонкообломочной пачки, которая выделяется в разрезах морских скважин (по данным АМНГР, 2009).

Например, на Арктической площади нижнеюрские отложения представлены мощной толщей песчаников с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, кварцевые светло-серые. Текстуры в основном массивные, иногда штриховатые. Иногда встречаются прослои известковистых песчаников. Выделяются маломощные прослои песчаников, содержащие обрывки и окатыши темно-серых до черных аргиллитов, гальки зеленых туфов, голубоватых, темно-серых, розовых кремнистых пород, белого кварца, буровато-серого сидерита. В песчаниках присутствуют гнезда кристаллического пирита, углефицированный растительный детрит. В составе глинистого цемента песчаников значи-

тельно преобладает (до 65 %) каолинит (по данным АМНГР, 2009).

По данным биостратиграфического анализа, выполненного ОАО «Арктикморнефтегазразведка», толща охарактеризована очень скудными палеонтологическими материалами. Из шлама были выделены палинокомплексы с глубин 3215 и 3120–3170 м. Первый, нижний, характеризуется преобладанием спор над пылью наземных растений. По заключению палинологов ФГУП «ВНИИОкеанологии» палинокомплекс, предположительно, свидетельствует о переходном поздне триасовом-раннеюрском возрасте отложений. Во втором палинокомплексе обнаружено небольшое количество форм раннеюрского облика. В шламе на глубинах 3130 и 3150 м в аргиллитах встречены обломки неопределимой фауны. Если считать эту фауну непривнесенной, то можно рассматривать эти прослойки как прослойки морского генезиса.

На Штокмановском месторождении нижнеюрский разрез представлен нерасчлененной толщей геттанг-тоарского возраста. В толще выделяются светло-серые песчаники с редкими прослоями темно-серых аргиллитов и алевролитов. Отмечены прослойки конгломератов, кроме того, песчаники часто содержат рассеянные гальки и гравий кварца, а также кремнистых пород. Отложения содержат обломки древесины, углефицированный растительный детрит и углефицированную растительную органику, отмечаются маломощные линзочки угля.

В скважине Мурманская-1 нижняя юра также не расчленяется на ярусы. Разрез, преимущественно, представлен песчаниками и алевролитами. Породы содержат раннеюрский комплекс миоспор с преобладанием *Dicksoniaceae* (10–20 %) и пыльцы, относящейся к прототипам *Podocarpaceae*. Комплекс сопоставлен с рэтским и лейасовым комплексом Печорского бассейна по сходству таксонометрического состава (Гаврилов и др., 2010).

В нижнеюрском разрезе на Штокмановском и Лудловском поднятиях наблюдаются те же три цикла, которые выделяются и в соседних скважинах, приведенных на схеме корреляции. Однако мощность их значительно сокращается от 450 м в Арктической и Лудловской до 300 м в Штокмановской и Ледовой. Общее сокращение разреза в Штокмановской и Ледовой скважинах, а также резкое сокращение глинистых трансгрессивных пачек, выделяемых в нижней части разреза, вероятно, может быть свидетельством относительной приподнятости этих структур на протяжении ранней юры.

ЦИКЛ 4. ААЛЕНСКИЙ

Ааленская трансгрессия четко проявилась на Земле Франца-Иосифа и в Южно-Баренцевоморской впадине (Басов, 1997). По каротажным диаграммам низы аалена определяются глинистыми отложениями, причем из этих отложений получен керн из скважины Штокмановская-5, где они представлены битумонасыщенными глинами. Таким образом, с ранним ааленом можно связать поверхность максимального затопления с конденсированными разрезами.

Мощность трансгрессивной глинисто-алевролитовой пачки колеблется от 10 м на Штокмановском и Ледовом поднятиях и может достигать до 20 –40 м в серии скважин Мурманской, Северо-Мурманской, Арктической структур в юго-восточной части, а также севернее в скважинах Лудловского и Ферсмановского поднятий.

Таким образом, в ааленское время наблюдается аналогичная тенденция общего сокращения разреза в Штокмановской

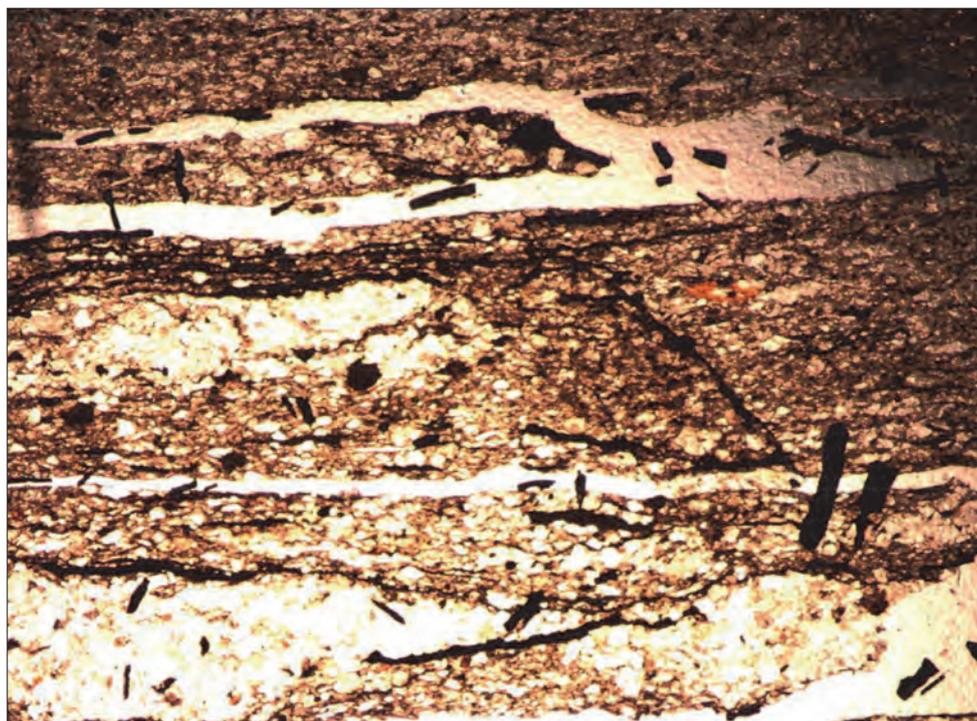


Рисунок 41. Ааленские трещиноватые алевролиты. Штокмановская-2, гл. 2354+1,5, ||, ув. 2,5

и Ледовой скважинах. Уменьшение мощности глинистых трансгрессивных пачек может быть свидетельством относительной приподнятости этих структур также и на протяжении аалена.

Ааленские отложения Штокманского месторождения представлены преимущественно алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Отмечается серия трещин, заполненных остаточным битумом (рисунок 41).

ЦИКЛ 5. БАЙОССКИЙ

В скважинах Штокмановская, Ледовая, Лудловская, Фесмановская отчетливо выделяются мощные глинистые пачки байосского возраста, которые, по всей видимости, были образованы в этапы высокого стояния уровня моря. Причем, мощность пачек в среднем составляет 10–15 м в Штокмановской, Ледовой и Ферсмановской, а в Лудловской скважине до 50 м. К юго-западу отчетливые и выдержанные глинистые пачки сменяются на алевролитовые, а также в разрезе появляется больше песчаных прослоев. Вероятнее всего, это связано с их близостью к мощному источнику сноса – Восточно-Европейской платформе и Кольской



Рисунок 42. Конгломераты пачки Бренскардхауген (J_1bj-bt) с фосфатовыми конкрециями, залегающие на косослоистых песчаниках формации Кноррингфьеллет (T_3nor-J_1bt) в центральной части архипелага Шпицберген. Базальный горизонт (W.K. Dallmann, 1999)



Рисунок 43. Пачка Брентскардхауген с крупными фосфатовыми конкрециями.

W.K. Dallmann, 1999

моноклинали, откуда шел снос терригенного потока развитыми аллювиально-дельтовыми системами. В северном направлении эти фации глинизируются, вследствие нехватки обломочного материала и удаленности от основного источника сноса. По этой

причине, видимо, также наблюдается сокращение мощности с юго-запада на северо-восток от 190 м в центральной части Южно-Баренцевоморской впадины, в скважинах Северо-Мурманская и Арктическая, до 130 м – в Штокмановской и Ледовой и до 70–90 м на Лудловской и Ферсмановской моноклинали. Песчаные фракции имеют преимущественно аллювиально-дельтовый генезис.

Пачка Brentskardhaugen имеет байосс(?)–батский возраст и является яркой маркирующей границей на западе архипелага Шпицберген. Отложения представлены конгломератами и кальцитизированными песчаниками с включениями галек различного состава и фосфоритовых конкреций. Отмечаются также анкеритовые и сидеритовые конкреции (рисунки 42, 43).

В фосфатных конкрециях отмечаются остатки фауны, датированной тоарским и, возможно, байосским возрастом, что подтверждает наличие крупного перерыва осадконакопления в основании пачки Brentskardhaugen с подстилающей ее формацией Knorringfjället. Мощность пачки Brentskardhaugen колеблется от 0,5 до 5 м (W.K. Dallmann, 1999).

ЦИКЛ 6. БАТСКИЙ

Батский цикл представлен преимущественно глинистыми отложениями, однако на Мурманской и Арктической площадях выделяются достаточно отчетливые песчаные пласты. Например, в батском комплексе на Кольской моноклинали выделяется песчаный пласт только лишь в Мурманской скважине мощностью около 30 м, а отложения в Северо-Кильдинской и Северо-Мурманской скважинах представлены глинисто-алевролитовыми разностями. Это, вероятно, может свидетельствовать о существовании врезных русловых каналов, по которым транспортировался материал из локальных источников материала. Причем мощность подстилающей глинистой пачки сокращается до 5–10 м. Выделяются две песчаные пачки на Арктической площади мощностью 20 и 10 м снизу вверх, а на Мурманской – одна пачка толщиной 25 м.

Четко проявляется среднебатская трансгрессия, что подтверждается наличием достаточно мощного глинистого пласта, картируемого в пределах большей части бассейна. Особенно хорошо выделяются глинистые пласты, образованные в этапы высокого стояния уровня моря, в Арктической, Штокмановской, Ледовой, Лудловской, Ферсмановской скважинах.

Общая мощность цикла увеличивается в Лудловской скважине и составляет 130 м, причем толща практически нацело сложена алевро-глинистыми породами. Аналогичная ситуация наблюдается в Лудловской скважине, мощность здесь достигает 70 м. В целом наблюдается утонение цикла в сторону бортовых частей бассейна – на Кольской моноклинали и в Ферсмановской скважине до 20–30 м. На Кольской моноклинали в скважинах Северо-Кильдинская и Северо-Мурманская батский ярус сильно сокращается в мощности и представлен исключительно отложениями алевро-глинистого состава. Данные свидетельства можно связать с тем, что эти отложения были образованы исключительно в периоды высокого стояния уровня моря. Когда уровень моря падал, то здесь происходили эрозионные процессы. Это подтверждается и характерным резким скачком кривых ГК и ПС. В центральной части Южно-Баренцевоморской впадины батский цикл не превышает 30 м, выделяются здесь и песчаные разности.

Накопление преимущественно глинистой толщи происходило более длительное время на протяжении байоса и раннего-среднего бата, так как глубоководное осадконакопление требует значительных периодов времени. Циклы, которые накапливались южнее и ближе к источникам сноса, были сформированы быстрее в течение байосского времени.

В целом, тренд глинизации батских отложений в северо-восточном направлении сохраняется. Наблюдается резкое увеличение мощности циклов в северной части, а именно на Ледовой и Лудловской площадях, что может свидетельствовать о существовании здесь изолированного морского бассейна. В бортовых частях Баренцевоморского бассейна отчетливо наблюдаются несогласия, связанные с эрозионными срезами.

ЦИКЛЫ 7, 8, 9. НИЖНЕ-СРЕДНЕ- ВЕРХНЕКЕЛЛОВЕЙСКИЕ ЦИКЛЫ

Мощные песчаные пласты по каротажным и керновым данным выделяются в скважинах Штокмановской, Арктической и частично Ледовой и Лудловской. На Штокмановском месторождении именно с этими песчаными пластами связана основная залежь УВ. Пласт представлен преимущественно мезомиктовыми мелко-среднезернистыми песчаниками полевошпат-кварцевого состава и крупнозернистыми алевролитами.

По результатам исследований и на основании публикаций можно сделать вывод: характерно улучшение ФЕС от подошвы к кровле пласта Ю₀ по разрезам всех пробуренных скважин. От-

мечается увеличение мощности продуктивного горизонта и улучшение ФЭС песчаников и уменьшение их глинистости от скв. 3, которая пробурена в сводовой части структуры, к фланговым скважинам 1, 2, 4, 5, 6.

Аналогичный мощный келловейский пласт выделяется на Арктической площади, однако притока УВ из него получено не было. Он находится приблизительно на 600 м глубже (2450 – 2650 м), чем в пределах Штокмановской структуры, где он вскрыт в интервалах – 1820–2020 м.

Отложения циклов 7–9 Арктической площади представляют собой ритмично построенную толщу чередования песчаников и аргиллитов. По каротажным диаграммам в этих циклах можно выделить до восьми ритмов, начинающихся тонкообломочной пачкой (преимущественно аргиллиты) и завершающихся более мощными песчаниками (по данным АМНГР). Песчаники от мелко- до среднезернистых, серые и светло-серые, слюдистые, со слабовыраженной волнистой линзовидной слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом, углефицированным растительным детритом. Иногда слоистость нарушена следами биотурбации, диаметром 2–2,5 мм, расположенных как в плоскости напластования, так и вертикально. Песчаники часто залегают с размывом на подстилающих породах, иногда содержат линзы и прослой темно-серых аргиллитов.

Алевролиты коричневато-серые, темно-серые, мелкозернистые, глинистые, слюдистые, крепкие, плитчатые, с горизонтальной штриховатой линзовидной слоистостью, подчеркнутой темно-серым глинистым материалом, углефицированным растительным детритом, слюдой, слабо биотурбированы. Разности, содержащие значительную примесь глинистого материала, имеют скорлуповатую отдельность. В алевролитах присутствуют линзовидные и овальные сидеритовые конкреции, антракониты (2658+4,9 м), мелкие линзовидные и овальные включения глобулярного пирита, крючки белемнитов (онихиты), размером 2×4 мм, сложенные черным витреноподобным веществом, иногда замещенным пиритом. Алевролиты иногда перекрывают аргиллиты с размывом и содержат мелкие гальки аргиллитов. Судя по обломкам, в шламе в толще присутствуют кальцитовые и сидеритовые конкреции.

В верхней части толщи из Арктической скважины (интервал 2658–2665 м) Н.И. Шульгина определила обломки келловейских аммонитов. Из этого же интервала керна С.П. Яковлевой выделены фораминиферы плохой сохранности предположительно раннекелловейского возраста.

По мнению И. Комисаренко, определенные формы фораминифер (доротии) напоминают келловейские формы Западной Сибири, а хаплофрагмиумы близки распространенным в раннеоксфордских и келловейских отложениях формам этого региона.

Представляется, что возраст отложений (из интервала 2658–2665 м), содержащих представленные выше палеонтологические остатки, скорее всего келловейский (здесь следует отдать приоритет находкам аммонита) и в большей степени раннекелловейский. По видимому, как указание на близость подошвы келловейской толщи можно рассматривать наличие предположительно байосс-батского комплекса миоспор. Вроде бы подтверждением принятого варианта служит находка В.А. Басовым в шламе с глубины 2530 м мелких нозодариид келловейского облика и на глубине 2560 м вида *Recurvoides schekalyensis Levina* (келловей), но несколько обескураживает присутствие в последней пробе шлама формы *Dentalina sp. en yr. macracephali* (Kubler et Zw.), приуроченной в Сибири к отложениям бата, что пока не поддается какому-либо приемлемому объяснению.

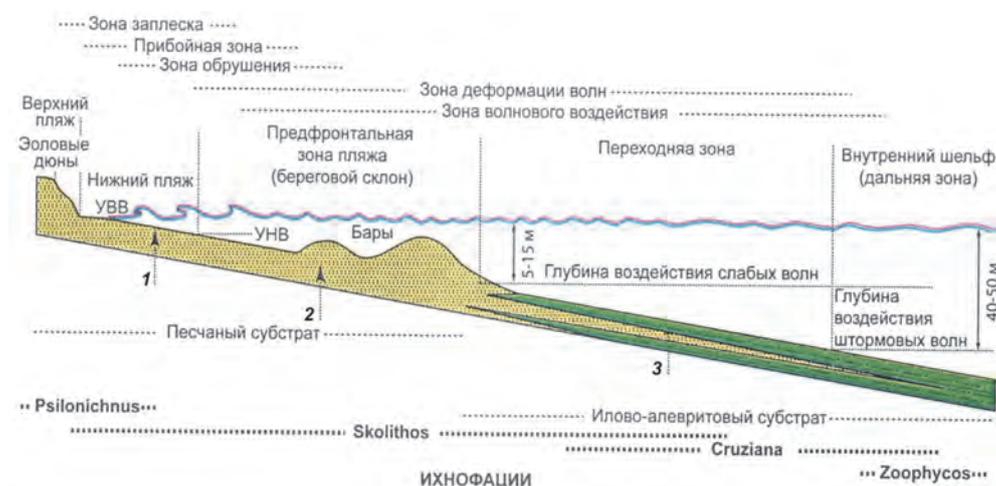


Рисунок 44. Субобстановки, процессы, фации и ихнофации затопляемого пляжа (Барабошкин, 2011):

1 – параллельная слоистость и одиночные косые серии; 2 – эфемерные поля симметричных и асимметричных знаков ряби и дюн, смываемых во время штормов и замещаемых штормовыми фациями; 3 – если не преобладает шельфовый режим, то распространено штормовое осадконакопление – песчаные слои с преобладанием бугорчатой слоистости, глинисто-алевритовых биотурбированных фаций, образовавшихся в течение периодов затишья. УВВ – средний уровень высокой воды; УНВ – средний уровень низкой воды

Отметка, м	Система	Отдел	Ярус	Группа	Формация	Литология	Мощность, м	Литологическое описание
100	Юрская	Верхний	Oxfordian-Tithonian	Ламонская	Ламонская		100	Разрез в основном представлен крупнозернистыми песками и песчаниками. В середине пачки выделяется пачка алевролитов глинисто-углеродистых черных тонкогоризонтальнослоистых. В верхней части разреза отмечается переслаивание известняков средне-плитчатых (10-20 см), песчаных и детритовых
200			Средний		Bathonian-Calloviaian	Нордбрукковская		100-180
300		Нижний			Aalenian-Bathonian	Греэм-белльская	Тегетгофская	
400								
500								
600								

**Рисунок 45. Литологический разрез Земли Франца-Иосифа (составлен по материалам Репина Ю.С. и др., 2007).
Условные обозначения на рисунке 39**

В скважинах Ледовой и Лудловской по каротажным диаграммам выделяются также песчаные пласты, но мощность их значительно сокращается до 10–20 м. На всех каротажных диаграммах, по которым определяется келловейский пласт, в его кровле наблюдается резкий скачок, отображающий границу перехода от песчаных разностей к глинистым. Такой характер границы может свидетельствовать о резкой смене обстановок осадконакопления регрессивной направленности с увеличением грубого материала и уменьшением глинистости вверх по разрезу на тонкие глинистые фации, образованные в результате подъема уровня моря и региональной трансгрессии.



Рисунок 46. Нижне-среднекелловейские алевролиты скважины Ледовая-2.
Глубина – 1824+10,9 м, параллельные николи, увеличение 2,5

Характер сейсмической записи, каротажные диаграммы и гранулометрические характеристики пласта позволяют идентифицировать его в пределах Штокмановской и Арктической

структур как устьевую баровую отмель. К северу от нее Лудловской скважиной вскрыты тонкие алевритовые песчаники с хорошо выраженными разнонаклонными контактами. Эти отложения по характерным структурно-текстурным признакам были отнесены к фациям дальней зоны побережья, сформированных на глубине воздействия штормовых волн.

В целом, в скважинах Ледовая и Лудловская келловейские циклы 7–9 представлены глубоководными осадками аргиллитов и глин. По всей видимости, это может быть свидетельством того, что северная часть бассейна, где находятся скважины Ледовая и Лудловская, была на значительном расстоянии от источника сноса с более глубоководным и спокойным режимом осадконакопления, нежели центральная часть бассейна, где находятся скважины Штокмановская, Арктическая и Ледовая, в которых присутствует мощный песчаный пласт (рисунок 44).

Глинизация разреза отмечается также и на архипелаге Земля Франца-Иосифа, где средняя и верхняя юра представлена глинистыми морскими образованиями фиумской свиты (рисунок 45). По описаниям керна Ледовой скважины песчаные пласты представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с трещинами, заполненными битуминозным веществом (рисунок 46).

Таким образом, возможно, мощности юрского комплекса в Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах значительно разнятся из-за глинизации разреза к северу, о чем также свидетельствуют меньшие мощности юры на сейсмических профилях.

ЦИКЛ 10. ОКСФОРД-КИМЕРИДЖСКИЙ

Оксфорд-кимериджский цикл представлен преимущественно глинистой толщей глубоководно-морского генезиса. Связано это с началом региональной морской трансгрессии в начале оксфорда. Оксфордско-кимериджская трансгрессия – поверхность максимального затопления. В это время на значительной части шельфа и на Шпицбергене образовались застойные условия осадконакопления с обогащенными органическим веществом осадками.

В данной толще в большинстве скважин выделяется пачка верхнеюрских «черных глин» преимущественно, которая характеризуется резким увеличением показателей кривой гамма-каротажа и тяготеет к верхней части цикла. Так называемые «черные глины» являются аналогами баженовской свиты Западной

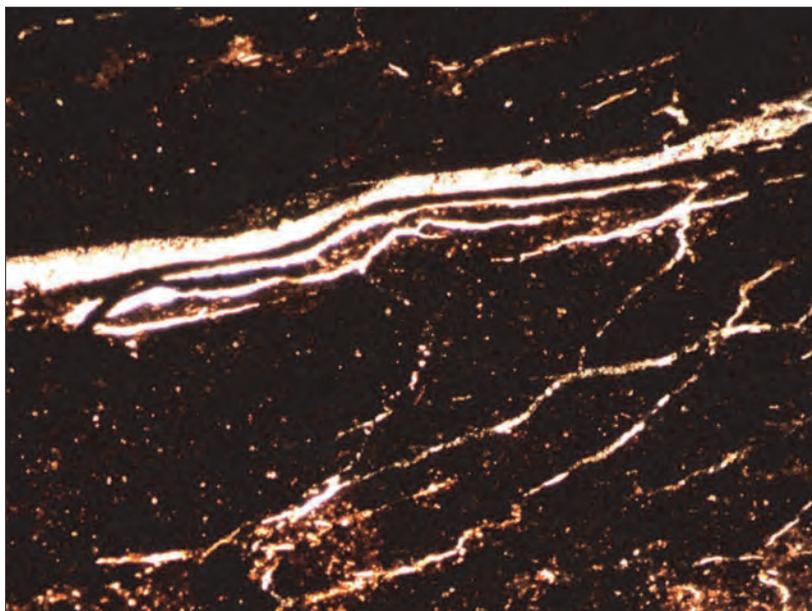


Рисунок 47. Оксфордские битуминозные глины Северо-Мурманской-1 скважины.
Глубина 1871+3,5 м, параллельные николи, увеличение 2,5



Рисунок 48. Оксфордские битумонасыщенные глауконитовые песчаники скважины Ледовая-2.
Глубина 1687+0,05 м, параллельные николи, увеличение 2,5

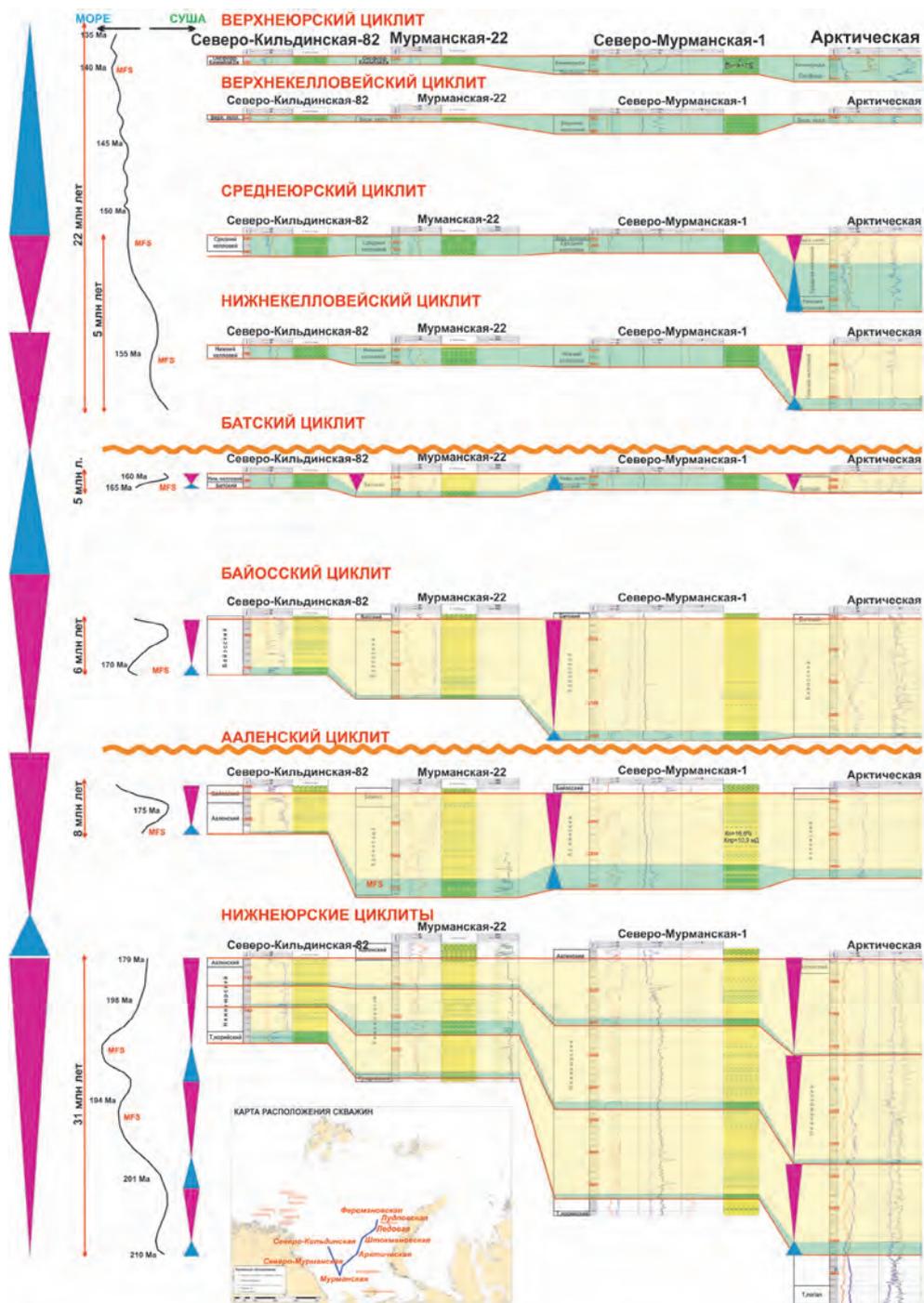
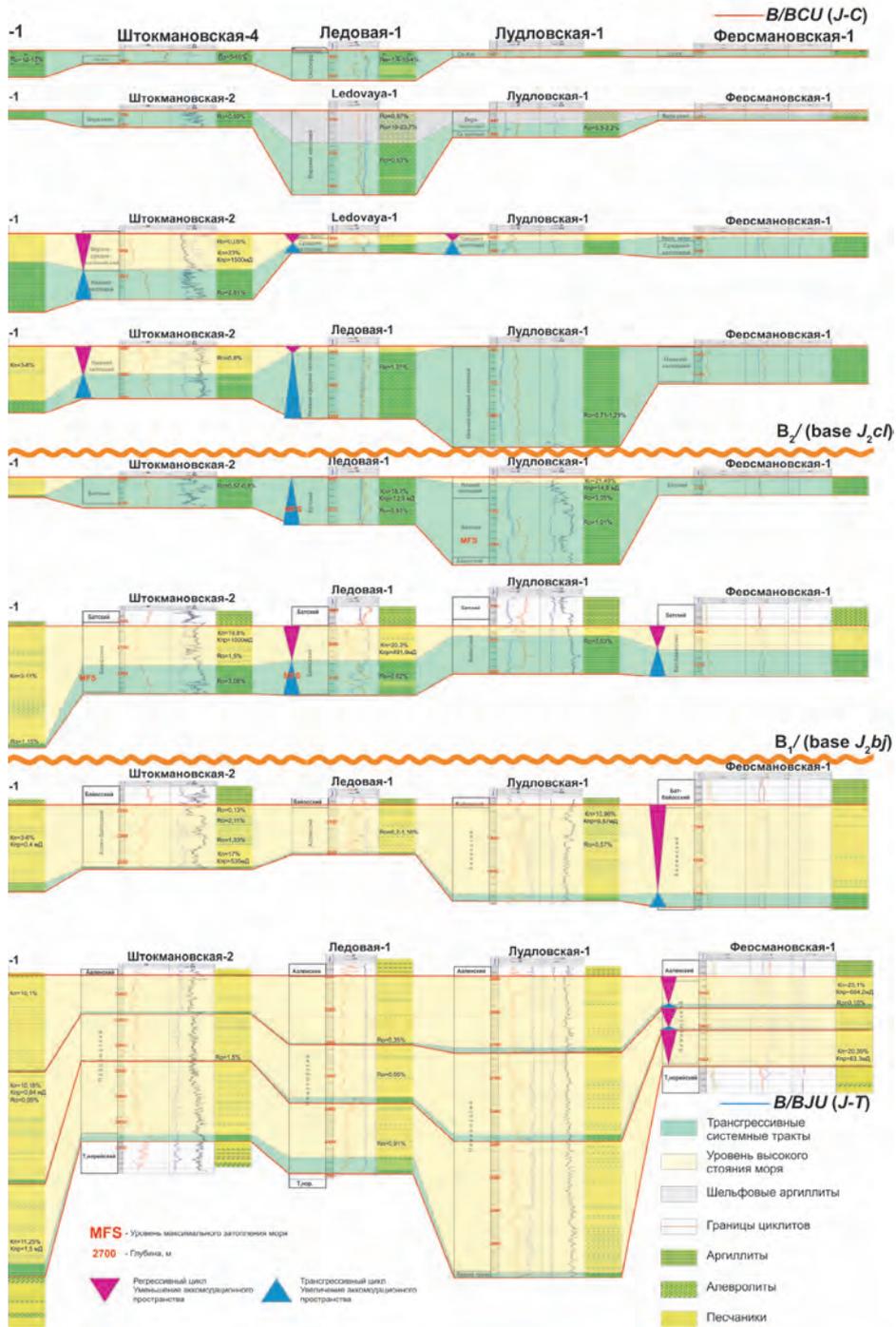


Рисунок 49. Циклы осадконакопления юрского

Отражающие горизонты



комплекса Баренцевоморского бассейна

Сибири и представлены битумонасыщенными трещиноватыми аргиллитами. По каротажным данным они выделяются в скважинах центральной части Южно-Баренцевской впадины: Северо-Мурманской, Арктической, Штокмановской, Ледовой, а также в самой верхней части цикла Ферсмановской скважины. В Северо-Кильдинской и Мурманской скважинах, расположенных на Кольской моноклинали, резких скачков кривых ГК и ПС не наблюдается.

По описаниям кернового материала, наряду с пачками битуминозных алевролитов и аргиллитов (рисунок 47), в Ледовых скважинах выделяются пласты глауконитовых песчаников чистых и сильно битумонасыщенных, мощностью до 15 м (рисунок 48). За счет этой песчаной пачки увеличивается и вся мощность цикла – до 50 м.

Из керна Арктической скважины в нижней части битуминозной толщи (2416–2422 м) Н.И. Шульгиной, А.И. Лебедевым, М.С. Месежниковым были определены раннекимериджские аммониты и бухии, а также чешуя рыб. Выделил фораминиферы плохой сохранности И. Комисаренко на глубине 2416+5,7 м, которые характерны для верхней части оксфорда-низов кимериджа Западной Сибири (по данным АМНГР, 2009). О присутствии в скважине оксфордских отложений свидетельствует обнаружение в шлеме оксфорд-кимериджских фораминифер на глубинах 2718 и 3639 м, снесенных с более высоких горизонтов.

На Арктической структуре в верхнем цикле наблюдается самая большая мощность глубоководных глин (аналога баженновской толщи). Можно сказать, что здесь была самая глубоководная часть бассейна в позднеюрское время. Чистое сапропелевое органическое вещество было определено из оксфорд-кимериджской толщи Арктической скважины. В Ледовой скважине оно относится к смешанному гумусово-сапропелевому типу.

На основе проведенной корреляции можно сделать следующие выводы.

Образование юрской толщи Баренцева моря происходило в условиях региональной трансгрессии морского бассейна, на фоне которой существовали кратковременные эпохи регрессии за счет активного поступления осадочного материала в бассейн осадконакопления, заполнения его и обмеления вплоть до частичной эрозии отложений, фиксируемой на приподнятых участках. Наиболее значительные этапы регрессии наблюдались в конце раннеюрского времени, в конце байосского времени и в среднем-раннем келловее. Максимальные трансгрессии прослеживаются в батское время и в поздней юре.

Периодически повторяющиеся регрессии на фоне общей трансгрессии морского бассейна привели к цикличности в строении разреза, где преимущественно песчаные регрессивные пачки аллювиально-дельтового, дельтового и мелководно-морского генезиса регионально перекрываются глинистой толщей, выполняющей роль флюидоупора. Всего было выделено 10 циклов, три в нижней юре, шесть в средней и один в верхней юре (рисунок 49).

Нижнеюрские песчаники имеют аллювиальный генезис. Разрез имеет ритмичное строение и представлен хорошо проницаемыми песчано-галечниковыми образованиями и непроницаемыми глинистыми отложениями. В нижних частях ритмов выделяются песчаные русловые пачки, а в верхней – глинистые пойменные, часто тонко-горизонтальные с линзочками углефицированного детрита. Среднеюрские отложения были образованы в условиях проградирующей дельты, а начиная с келловейского времени идет формирование мелководно-морских баровых тел и отложений подводных течений.

Глава 7

ЮРСКИЕ РЕЗЕРВУАРЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Потенциально перспективными резервуарами в пределах Баренцевоморского шельфа могут быть аллювиально-дельтовые фации нижней юры, дельтовые аален-байосские и мелководно-морские баровые отложения келловейского возраста.

Продуктивность нижнеюрских песчаных резервуаров на территории восточной части БМШ пока не доказана. Несколько залежей было открыто лишь в норвежской части БМШ. Большая часть нижнеюрского разреза вскрыта скважинами и может быть охарактеризована по каротажным диаграммам.

Нижнеюрские песчаники имеют аллювиальный генезис, что подтверждается характером изменения каротажных кривых. Разрез ритмично построен и представлен хорошо проницаемыми песчано-галечниковыми образованиями и непроницаемыми глинистыми отложениями. В нижних частях ритмов выделяются песчаные русловые пачки, а в верхней – глинистые пойменные, часто тонко-горизонтальные с линзочками углефицированного детрита. Вследствие того, что речные системы постоянно меандрируют, то их достаточно сложно проследить по площади и обнаружить залежи в них. Этим объясняется и так называемый бугристый характер записи нижнеюрского сейсмокомплекса, в пределах которого выделяются отдельные сейсмofации палеорусел.

Среднеюрские песчаные пласты связаны с проградационным дельтовым комплексом, в котором часто на сейсмических профилях выделяются тела клиноформенного типа (см. рисунки 27–29). Келловейские песчаники часто имеют баровый генезис. Кимеридж-титонские отложения представлены преимущественно глинистыми отложениями и выступают в роли регионального флюидоупора.

Для полной характеристики песчаных резервуаров был проведен комплекс исследований кернового материала. Помимо детального макро- и микроописаний был проведен ситовой granulометрический, рентгенофазовый анализы, образцы изучены при помощи растрового электронного микроскопа (РЭМ), измерены фильтрационно-емкостные свойства.

7.1. ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

НИЖНЕЮРСКИЕ ПЕСЧАНИКИ

Нижнеюрские песчаные интервалы были изучены по скважинам: Ферсмановская-1, Арктическая-1, Мурманская-1. Образ-

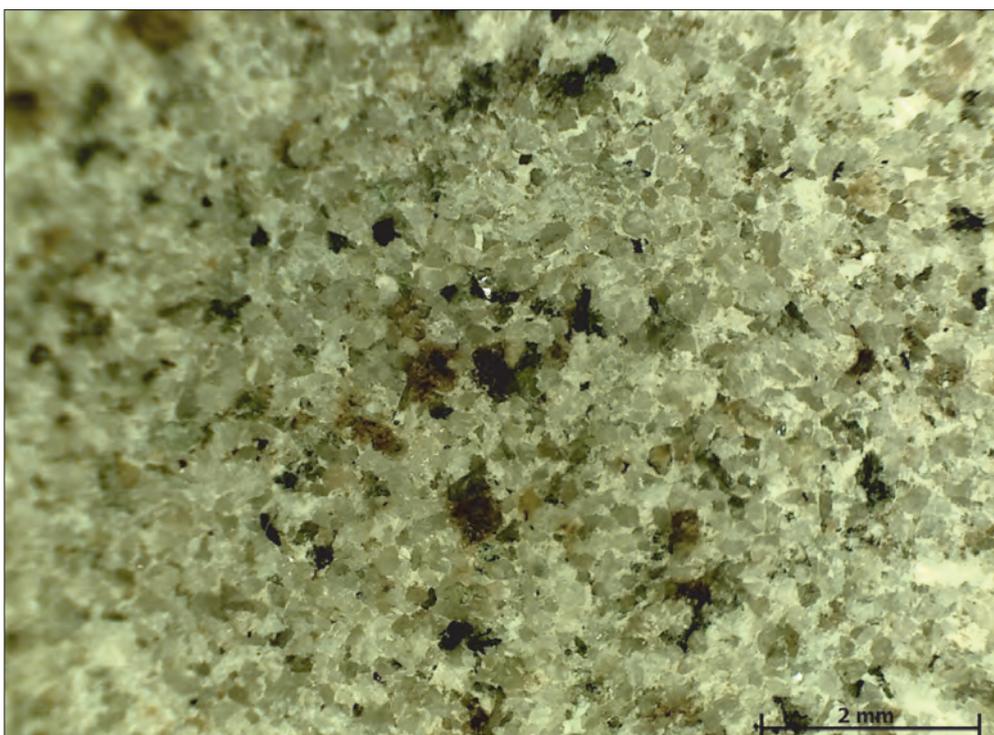


Рисунок 50. Включения зерен лимонита в образце Ф1-6.
Белый матрикс между зерен – карбонатный цемент

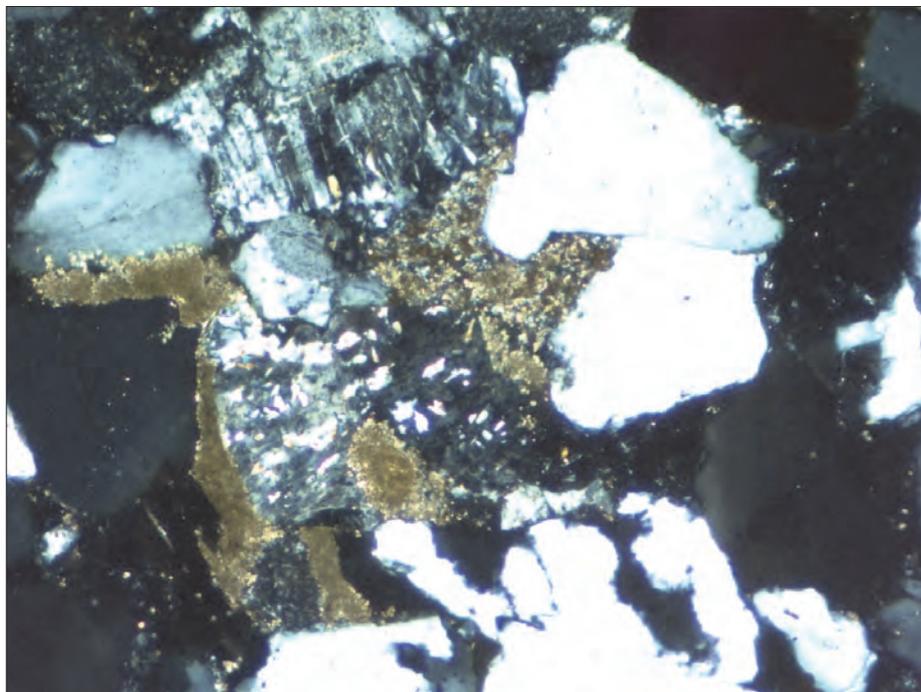


Рисунок 51. Карбонатный цемент в нижнеюрском песчанике Ферсмановской-1 скважины из интервала 1544–1551 м, + ник., ув. 20

цы пород Ферсмановской-1 скважины были описаны из интервалов глубин 1544–1551, 1475–1484 и 1363–1369 м.

Песчаники интервала 1544–1551 м (образец Ф1-6) среднезернистые светло-серого цвета, крепко сцементированные, плотные, массивные. В некоторых образцах наблюдаются слои, выполненные более грубым, гравелистым плохо сцементированным материалом. Отмечаются очень редкие, тонкие прослой углей (до 0,2–0,3 см в ширину и 1–2 см в длину), которые могли быть перемыты из пойменных или болотных отложений. Встречаются также железисто-глинистые линзочки и включения буроватого цвета, видимо, выполненные лимонитом и лимонитизированной глиной (рисунок 50). Комки имеют 1–2 мм в поперечнике, образуют сгустки на поверхностях размыва вместе с темноцветными включениями углистой или глинистой природы. В шлифах отмечается небольшая примесь карбонатного цемента (рисунок 51).

Пористость песчаников составляет 20,39 %, а проницаемость 63,295 мД. Глинистые минералы были определены по снимкам

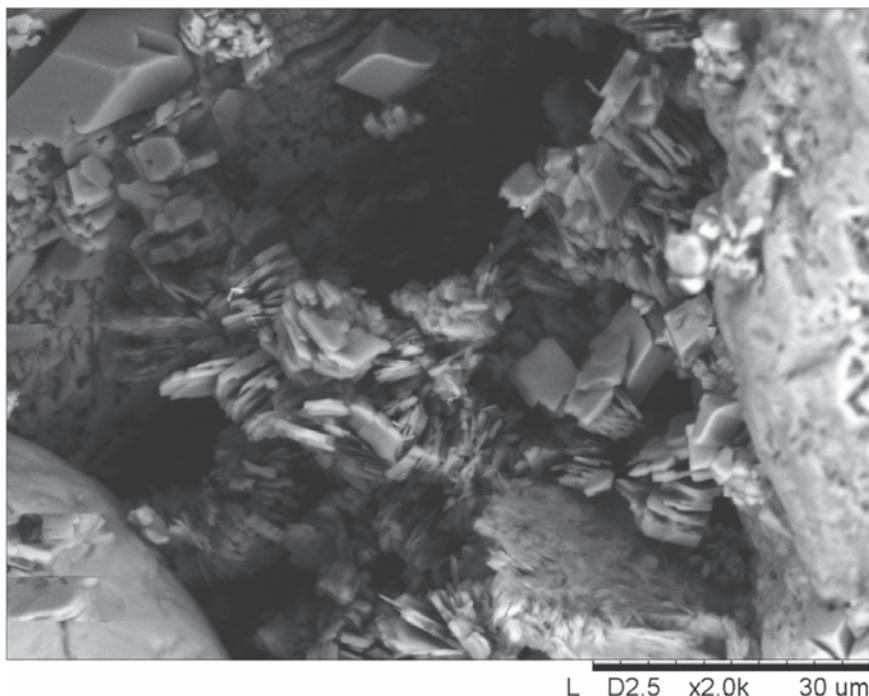


Рисунок 52. Снимок растрового электронного микроскопа. Развитие окристаллизованного каолинита по краям поры

растрового электронного микроскопа, а также данным рентгенофазового анализа. В порах отмечается каолинит (74 %) и хлорит (железистый (8 %), также есть и открытые пустотные пространства (рисунок 52). Среди глинистых минералов отмечаются еще гидрослюда (13 %) и смешаннослойные образования – слюда-сметит (5 %).

Песчаники интервала 1475–1482 м Ферсмановской скважины (Ф-28) светло-серые, плотные, крупнозернистые, массивные с неясной слоистостью, которая выражена в изменении гранулометрического состава. Слойки, сложенные более мелким материалом (среднезернистый песок), более плотные и крепкие, возможно, лучше сцементированы. Их толщина от 0,4 до 1 см. Они переслаиваются с более грубым, гравелистым осадком (рисунок 53, а), плохо сцементированным и более сыпучим (на срезе видны выемки и каверны, откуда высыпались зерна). Эти прослойки более тонкие, от 3 до 5–6 мм, в них в большом количестве встречаются темноцветные обломки. Встречаются линзы углестого материала, часто расположенные под косыми углами па-

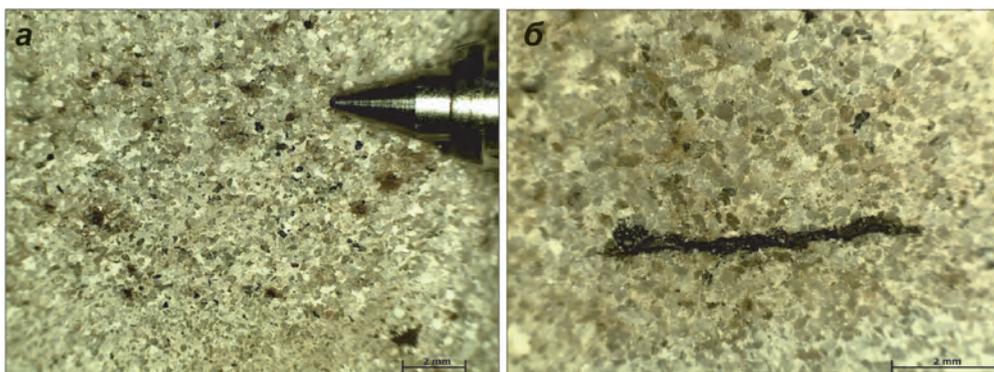


Рисунок 53. Нижнеюрский песчаник Ф-28 из интервала 1475–1482 м:
 а – гравелистый прослой; б – линза углефицированного детрита

раллельные слоистости (рисунок 53, б). Подобные отложения характерны для подводных частей пляжа, образованных в береговой зоне.

Исследования на растровом электронном микроскопе показали, что поры частично забиты каолинитом. Наличие каолинита было также подтверждено по результатам рентгенофазового анализа глинистых фракций, причем содержание его значительно превалирует над другими глинистыми минералами и в процентном содержании составляет 80 %. Полевые шпаты разлагаются и образуется вторичный каолинит (рисунок 54). Также были определены гидрослюда – 12 %, смешаннослойные образования:

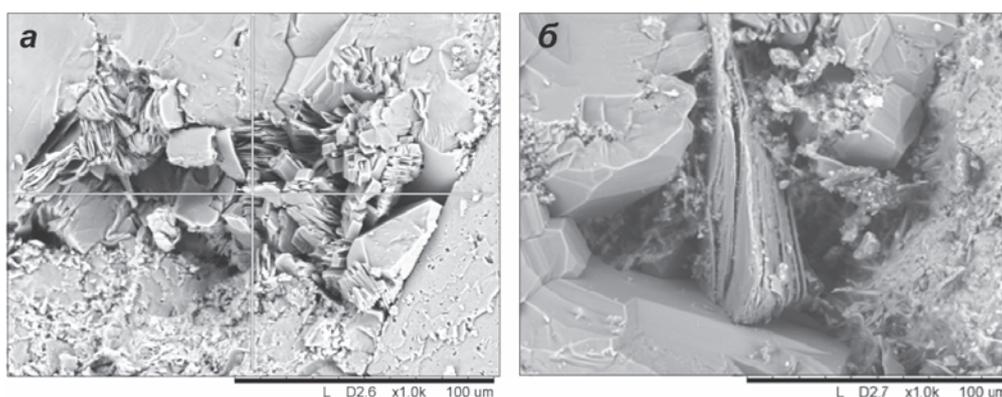


Рисунок 54. Снимок растрового электронного микроскопа:
 а – образования каолинита; б – расщепление полевых шпатов (1475–1482 м)

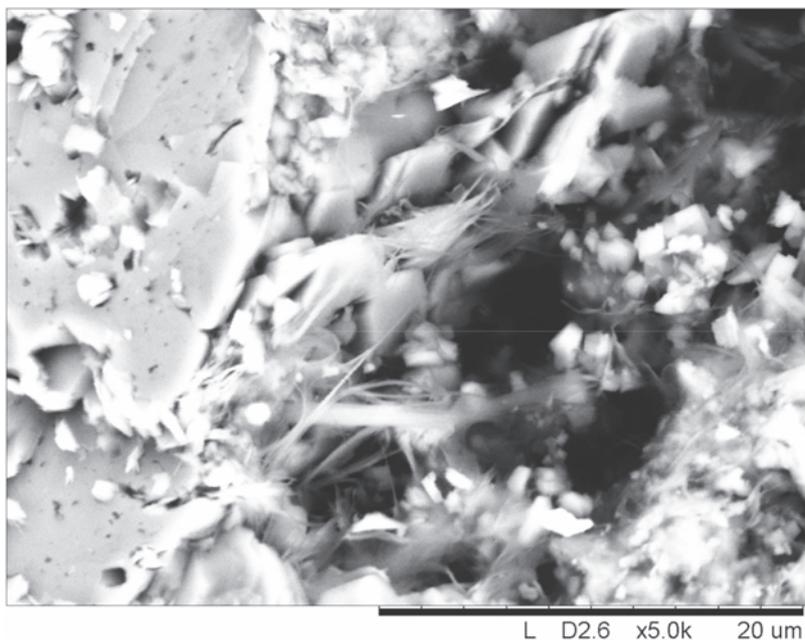
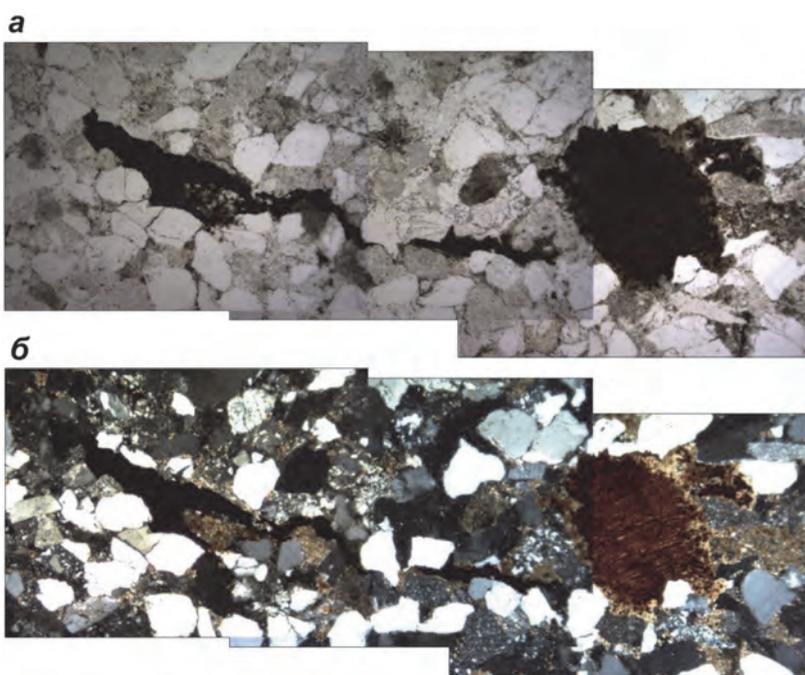


Рисунок 55. Нитевидные образования иллита в порах нижнеюрских песчаников Ферсмановской скважины (1475–1482 м)



**Рисунок 56. Битумные включения в образце Ф-28 из интервала 1475–1482 м. Фрагмент растительного детрита с клеточной структурой:
а – || николи; б – + николи**

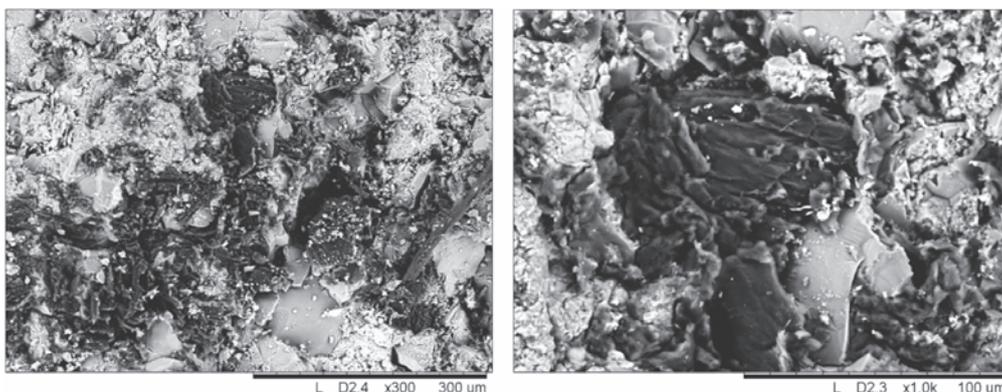


Рисунок 57. Снимок растрового электронного микроскопа. Битумные включения в межзерновом пространстве

слюда-сметит – 4 % и железистый хлорит – 4 %. В отдельных порах отмечается небольшое содержание иллита (рисунок 55), который забивает поровые каналы, ухудшая фильтрационно-емкостные свойства.

По микроскопическому описанию шлифов выделяются карверны и трещины, заполненные битуминозным веществом (рисунок 56), что также подтверждается данными электронной микроскопии (рисунок 57).

ФЕРСМАНОВСКАЯ-1 СКВАЖИНА, ИНТЕРВАЛ 1475–1482 м, Ф1-5. J1

Песчаники светло-серые, плотно сцементированные, крупнозернистые, возможно гравелистые, со слабопятнистой текстурой. Содержат темные и бурые включения. Темные разности представлены обломками пород, возможно также угля. Бурых включений очень много и они представляют собой железисто-глинистые комочки мелкогравийной размерности, в которых много лимонита. Концентрируются они на разных уровнях и создают впечатление пятнистой текстуры (рисунок 58).

На боковом срезе проявлен пропласток, сложенный гравийным материалом, 0,3 – 0,4 мм толщиной. Гравийные зерна частично высыпались из своих гнезд. Слоек перекрывает по неровной поверхности, видимо с размывом, нижележащий песчаник.

На внешней стенке образца керна выявлена наклонная линза (угол 25° к слоистости), заполненная черным по цвету ма-



Рисунок 58. Общий вид нижнеюрского песчаника из интервала 1475–1482 м Ферсмановской-1 скважины (Ф1-5)

териалом, возможно, углистыми остатками. В целом, для песчаников характерна мутьдообразная текстура, придающая им узловатый облик. При раскалывании образует неправильные формы с вогнутой верхней и выпуклой нижней поверхностями. Цемент имеет светлую окраску. Пористость песчаников составляет 23,1 %, а проницаемость – 664,16 мД.

ФЕРСМАНОВСКАЯ-1, Ф-29, J1, 1475–1482 м

Интервал 1475–1482 м Ферсмановской-1 скважины вскрыл грубозернистые песчаники с неясной слоистостью (под углом 15–20°), наблюдаются крупные обломки углефицированного дерева, размером до 2 см (рисунок 59,а). Слоистость волнистообразная и мутьдообразная. Более грубые зерна концентрируются в нижней части, также выделяются слои 1 см гравия, а между ними тонкие пропластки алевритового песка. Более того, в данном интервале отмечаются брекчии с угловатыми и плохо окатанными обломками пород от темно-серых до бурых. По генетическому типу похоже на аллювий, причем речка с активным водным стоком, так как перемещается крупный материал (рисунок 59,б).

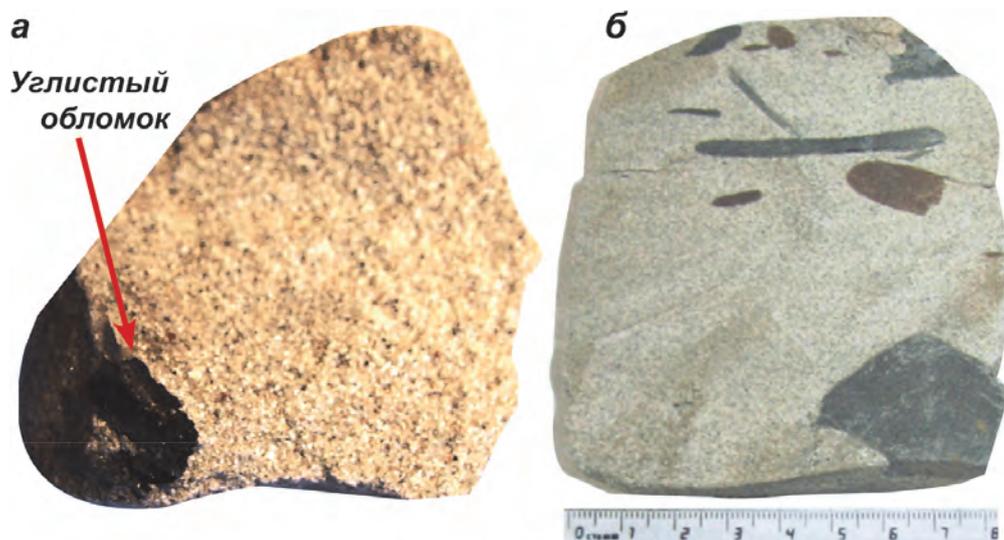


Рисунок 59. Грубые песчаники с неясной слошностью:
 а – углистый обломок в грубозернистом нижнеюрском песчанике (образец Ф-29); б – брекчия, вскрытая на глубине 1475 м Ферсмановской-1 скважиной

Причем источник сноса скорее всего располагался поблизости от места разгрузки.

По данным электронной микроскопии отмечаются ореолы каолинита вокруг зерен кварца (рисунок 60, а), каналы иногда полностью им заполнены. В то же время наблюдаются достаточно крупные открытые поры и каналы, в которых глинистых минералов выявлено не было (рисунок 60, б).

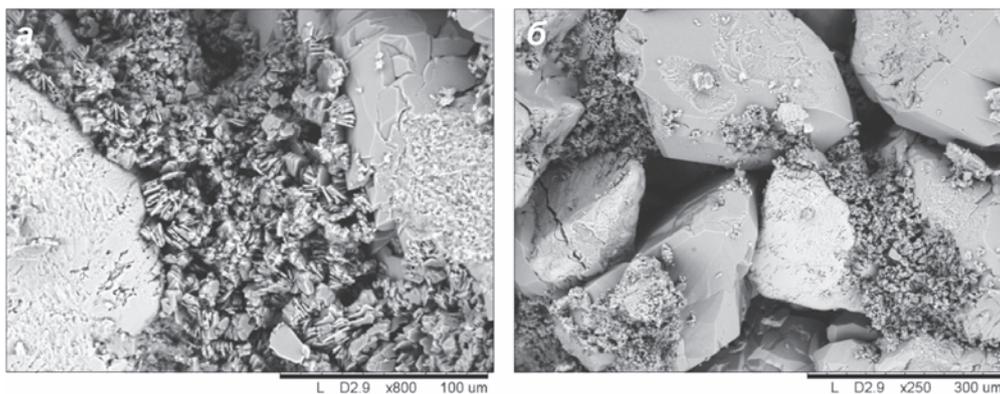


Рисунок 60. Снимок РЭМ:
 а – каолинит заполняет каналы между зерен; б – открытые поры

ФЕРСМАНОВСКАЯ-1, Ф-10, J1, 1475–1482 м

Гравелисто-крупнозернистый песчаник достаточно однородный, крепкий, плотный, хорошо сцементированный алевритоглинистым материалом. Цемент имеет красноватый оттенок, возможно порода экспонировалась. Отложения можно отнести к континентально-пролювиальным. Образец слегка комковатый, имеет включения более темно-серого цвета (рисунок 61).

В интервале 1363–1369 м Ферсмановской скважины выделяются нижнеюрские песчаники (Ф-4) средне-крупнозернистые, однородные, с неясно слоистой текстурой, которая по своему облику напоминает знаки ряби (*ripple marks*). Вероятно, порода формировалась на приглубом дне в пределах приливно-отливной равнины и могла представлять отдельный вал у канала стока.

Нижнеюрские песчаники Арктической скважины охарактеризованы образцами из интервалов 3195,5–3200,0 (А-5) и 3421–3431 (А-7) м. Первый представлен светло-серыми песчаниками, плотными, массивными, средне-крупнозернистыми с остатками углистого растительного детрита. Присутствие в песчанике включений и линз темноцветных минералов позволяет говорить о слабой сортировке обломочного материала, вероятно, образованного в пределах прибрежной равнины речными или ветвящимися водными потоками. Возможно, это неактивная лопасть дельты,



Рисунок 61. Гравелисто-крупнозернистый нижнеюрский песчаник Ф1-10



Рисунок 62. Нижнеюрские песчаники из интервала 3195,5–3200,0 м Арктической скважины (А-5)

которая периодически затапливалась (рисунок 62). Пористость песчаников составляет 10,18 %, а проницаемость достаточно низкая – 0,64 мД.

Поры песчаника (рисунок 63) забиты каолинитом (43 %), железистым хлоритом (36 %), иллитом (16 %). Результаты рентген-

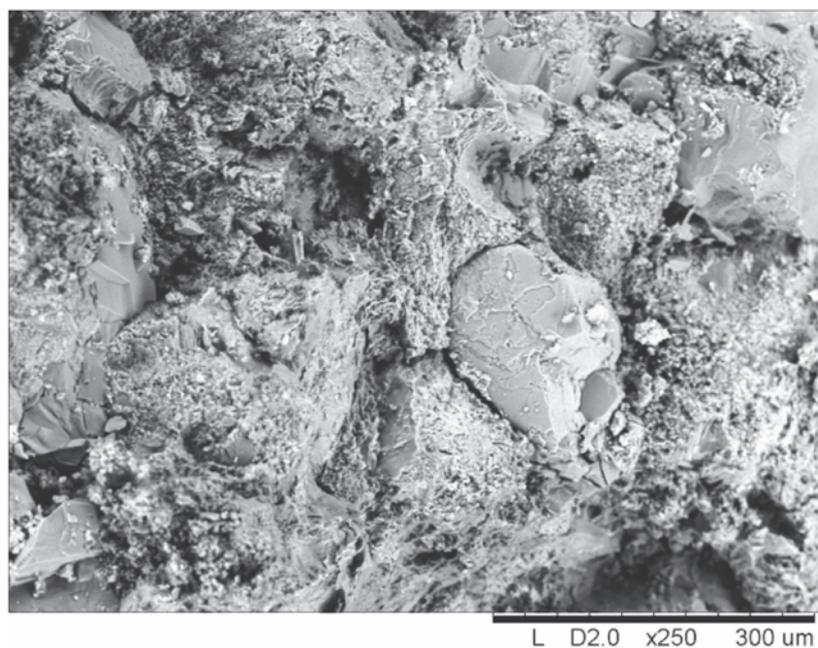


Рисунок 63. Снимок растрового электронного микроскопа. Общий вид песчаника (А-5)

фазового анализа глинистых фракций подтвердили наличие смешаннослойных образований слюды-сметита (5 %). Наблюдается коррозия зерен кварца, по образованным кавернам формируется иллит, который забивает поровые каналы и трещины. Но также наблюдаются открытые поры и трещины.

Массивные, хорошо отсортированные, крупнозернистые песчаники представлены в интервале 3195,5–3200,5 м Арктической скважины-1. Есть темные комковатые включения, похожие на комочки глины, что, скорее всего, свидетельствует о близости залегания глин. Скрытая слоистость, слойки с крутыми наклонами, а есть субгоризонтальные. Скорее всего, песчаники были образованы на валах приливно-отливных русел. В нижней части керна песок более грубый.

Данные растровой электронной микроскопии показали, что цемент хлорит-каолининовый, поры преимущественно забиты хлоритом, так как его больше (рисунок 64, а). По сравнению с образцом А-7 (который описан ниже), здесь цемента больше и он рассеян по породе, а в образце А-7 сконцентрирован отдельными ореолами. Наблюдаются отдельные скопления пирита (рисунок, 64, б).

Песчаники интервала 3421–3431 м Арктической скважины-1 светло-серого цвета, среднезернистые, однородные с неясно слоистой текстурой. В составе помимо кварца и полевых шпатов присутствуют темноцветные обломки, прихотливо разбросанные среди других зерен. В верхней части образца они концентрируются вдоль наклонной поверхности, образуя линзовидный прослойки толщиной 1–2 мм, по которому в дальнейшем развился

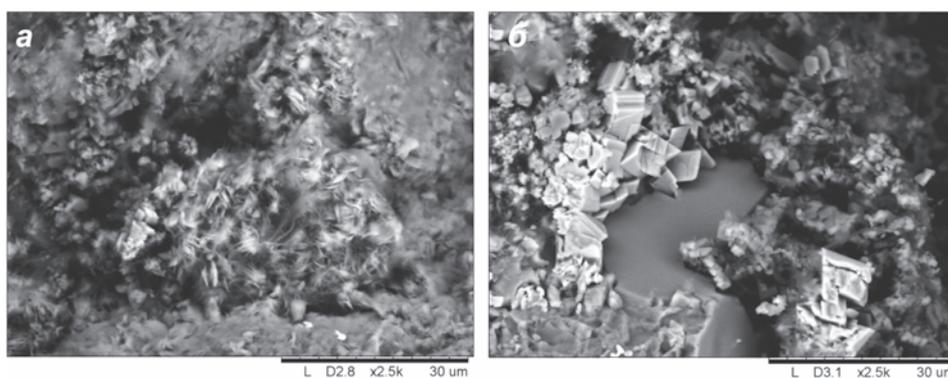


Рисунок 64. Снимки растрового электронного микроскопа:
а – хлорит; б – пирит (А-5)

стиллитовый шов (рисунок 65, а). Возможно, эта поверхность является поверхностью микроразмыва, после которого на ней остались более тяжелые компоненты. Вышележащий песчаник более светлого цвета, мелкозернистый. В нем мало темноцветных обломков. Длина линзочки около 2 см. В средней части образца видны две прослойки, сложенные более тонким и сцементированным песком. Близ основания образца выделяется еще один линзовидный слой, обогащенный темноцветными минералами (рисунок 65, б). Он расположен, казалось бы, слегка наклонно и субпараллельно верхнему. Однако в правом секторе образца заметно, что его поверхность изгибается, заворачиваясь вниз. Между ней и перекрывающей вышележащей поверхностью обра-

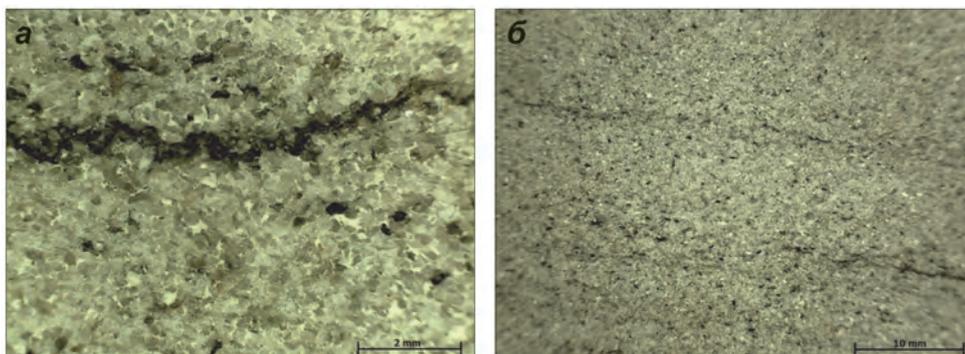


Рисунок 65. Снимок электронного микроскопа:

а – стиллитовый шов; б – косонаклонные линзовидные прослойки

Рисунок 66. Нижнеюрская конгломератобрекчия Северо-Мурманской скважины-1 с глубины 2510 м

зается небольшой «раздув» мощности. Видимо, речь идет о микроряби, сформированной сточными потоками воды вблизи ее уреза. Пористость 11,25 %, проницаемость 1,499 мД.

В Северо-Мурманской скважине-1 на глубине 2510 м была вскрыта конгломератобрекчия берегового уступа. Обломки как удлиненной формы, так и хорошо окатанные. Отложения были образованы в пределах штормового вала. Обломочный материал был сформирован в периоды ураганов и штормов в результате размывов уступов и клифов. В качестве заполнителя выступают хорошо промытые за счет волновой деятельности среднезернистые песчаники, что говорит о непосредственной близости песчаного пляжа (рисунок 66). Присутствие крупных неокатанных обломков подтверждает существование эрозионных процессов, которые могли происходить на Кольской моноклинали.

ААЛЕНСКИЕ ПЕСЧАНИКИ

Ааленские песчаники Северо-Мурманской-1 скважины охарактеризованы образцами из двух интервалов 2200 – 2206 м и 2155–2161 м. Песчаники представлены тонкозернистыми разностями неясно-слоистыми с включениями темного вещества, которое распространяется по наклонным плоскостям напластования, образуя текстуры ряби течения. Наблюдаются также элементы заполнений микродепрессий в рельефе дна, которые могли быть сформированы в условиях неактивной части дельты, либо эстуарной долины (рисунок 67). Пористость песчаников – 16,6 %, а проницаемость – 10,841 мД (рисунок 68).



Рисунок 67. Ааленский песчаник Северо-Мурманской скважины (СМ1-7)

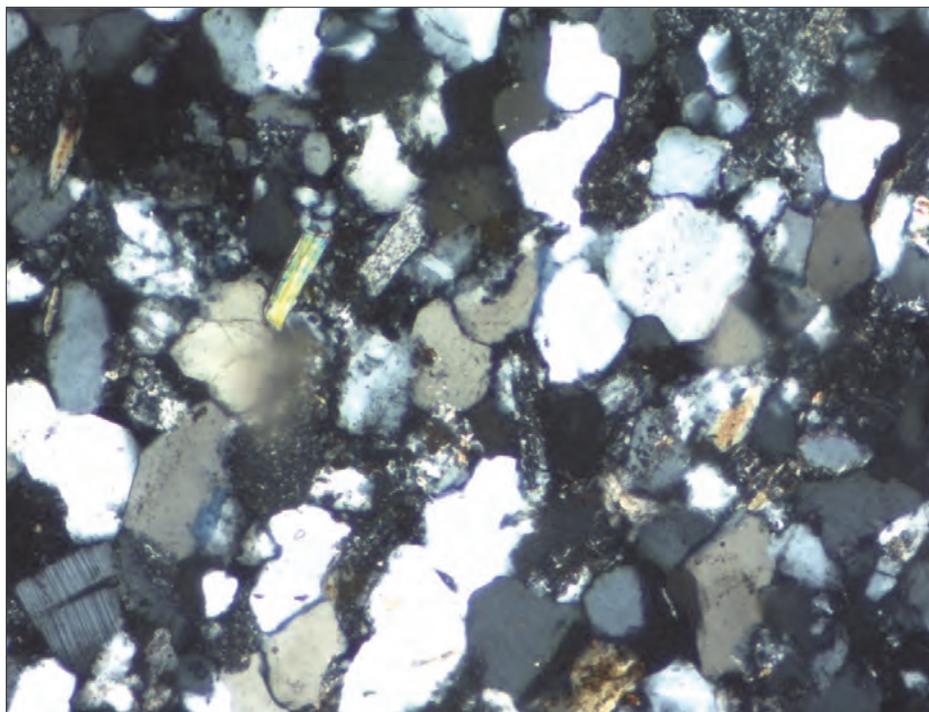


Рисунок 68. Тонкозернистые песчаники SM1-7, + ник., ув. 10

Алевро-песчаники более тонкозернистые, чем вышеописанные, наблюдаются в скважине Лудловская-1 в интервале 1872 – 1880 м. По внешнему облику они не похожи на чисто кварцевые, много включений. Текстура тонкослоистая, большинство слоёв имеет наклонное залегание, образуя микропачки, в которых слойки наклонены в одну сторону, а вышележащие имеют наклон в противоположном направлении. Толщина слоёв 0,5 – 0,6 см. Они идентифицированы благодаря присутствию более тонкого темного материала (скорее всего, глинисто-алевритового по составу), которые формировались в периоды замедления скорости осадконакопления. Когда водный режим становился более активным, происходило накопление песчаного материала. Такие обстановки могли образоваться в защищенном бассейне, также это может быть подводная часть пляжа, либо прибрежная равнина (рисунок 69).

В темных прослоях очень много слюды, то есть осаднение происходило в спокойной обстановке, скорее всего, в пределах

Рисунок 69. Тонко-слоистые алевро-песчаники ааленского возраста скважины Лудловская-1



дельтовой протоки. Волнений здесь не было, то есть это спокойное мелкое внутреннее море. Большое количество слюды также дает основание сделать предположение, что источником сноса были граниты.

Породы ааленского возраста вскрыты скважиной Ферсмановская-1 в интервале 1305 –1312 м и представлены гравелистыми плохо сцементированными песчаниками, в которых отмечаются тонкие углистые пропластки (рисунок 70). По генетическому типу данные отложения можно отнести к фациям дельтовых протоков. Песок достаточно чистый, однако отдельные слои содержат включения, характерные для приливно-отливной равнины.

По данным электронной микроскопии цемента практически нет, чем объясняется плохая цементация песчаника. Зерна часто не соприкасаются друг с другом (рисунок 71, а), наблюдаются большие поры, по краям которых иногда встречаются упаковки каолинита (рисунок 71, б).

К фациям дельтовых протоков можно также отнести ааленские песчаники интервала 2442–2452 м Штокмановской скважины, ко-



Рисунок 70. Ааленские гравелистые песчаники с тонкими углистыми пропластками (Ф1-2)

торые представлены массивными разностями. Иногда выделяются линзы и комки более темного глинистого материала. Наблюдаются углистые включения, которые, по всей видимости, были привнесены с суши. Пористость 17,13 %, проницаемость 9,815 мД.

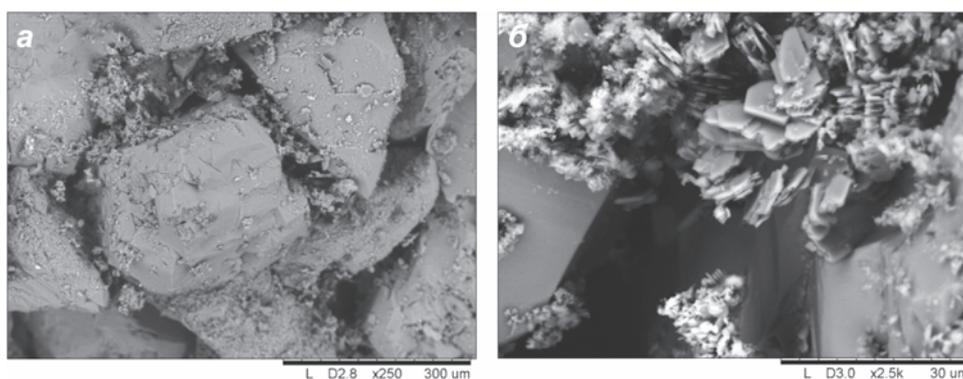


Рисунок 71. Снимок РЭМ:
а – зерна песчаника не соприкасаются с друг с другом; б – развитие каолинита в поровом пространстве

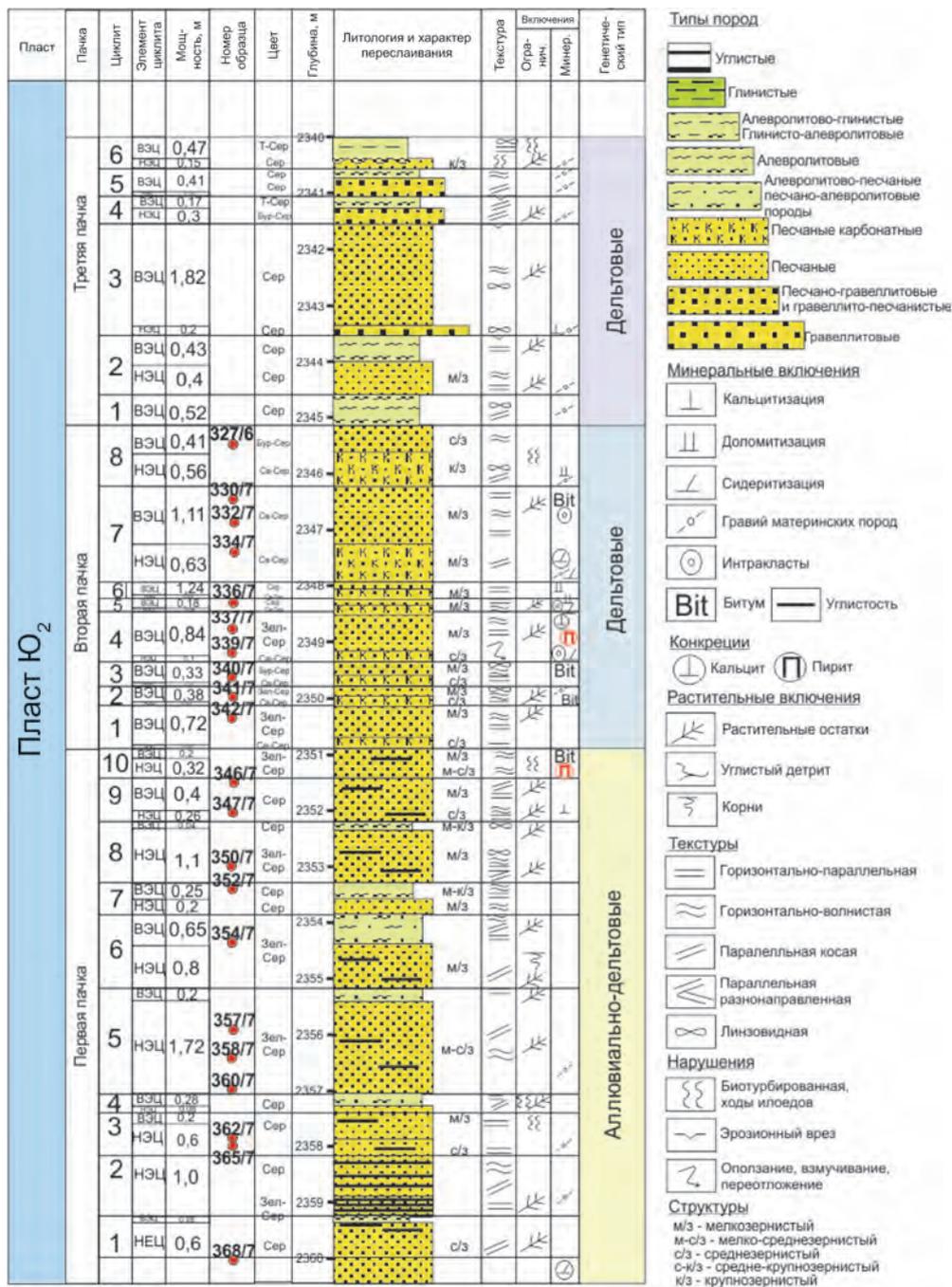


Рисунок 72. Литологическое строение продуктивного пласта Ю₂ Штокмановского месторождения, составлено по описаниям керна и шлифов

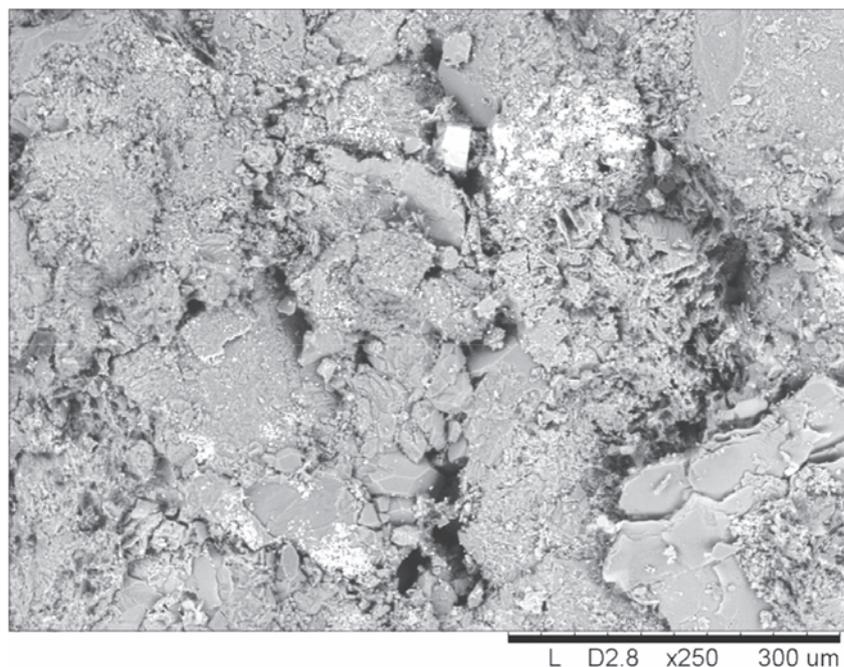


Рисунок 73. Снимок РЭМ. Скопления пирита вокруг микротрещины

К отложениям ааленского возраста приурочены песчаники пласта Ю₂ Штокмановского месторождения. Они характеризуются низкой глинистостью (0,5 – 5 %), низкой степенью сортировки, обилием растительного детрита крупнопесчаной и мелкогравийной размерности (см. рисунок 71).

Керн данного пласта был детально описан и проанализирован. Основываясь на закономерных изменениях разреза в интервале пласта Ю₂, были выделены литотипы пород, характерных для данной толщи. На основании их закономерного распределения снизу вверх были выделены три литологические пачки: аллювиально-дельтовые, дельтовые, авандельтовые, которые, в свою очередь, были разделены на циклиты (рисунок 72).

При описании керна были зафиксированы два уровня пиритизации в пределах второй пачки, которые были связаны с древними водонефтяными контактами. Наличие рассеянного пирита было отмечено и по данным, полученным с растрового электронного микроскопа (рисунок 73). По всей видимости древние уровни водонефтяных контактов могут свидетельство-

вать о первичном существовании нефтяной залежи, которая впоследствии была разрушена газовым потоком. Аналогичные результаты могут быть подтверждены и геохимическими исследованиями.

БАЙОССКИЕ ПЕСЧАНИКИ

Среди отложений байосса в Северо-Мурманской-1 скважине в интервале 2155–2261 м наблюдаются массивные, однородные тонкозернистые песчаники, образованные в обстановках нижней части пляжа, поскольку песок очень тонкий и промытый. По данным электронной микроскопии в поровом пространстве наблюдается хлорит и каолинит. Причем хлорит представлен как мелкими разностями, так и достаточно крупными листоватыми чешуйками (рисунок 74, а). Отмечаются корродированные зерна полевых шпатов с микропористостью (рисунок 74, б) и рассеянный пирит.

В Куренцовской скважине на глубине 1759–1777 м наблюдаются байосские песчаники чистые, промытые, плохо сцементированные. Песчаники отобраны из прослоев гравиллитов. Возможно, их можно отнести к пляжевой зоне, где в периоды активной волновой деятельности подмывался клиф, формируя грубый галечный материал. В периоды относительно спокойного моря волновыми течениями промывался мелкий материал, формируя прослой крупнозернистых песчаников.

По данным растровой электронной микроскопии отмечаются достаточно крупные и открытые поры между песчаными зернами

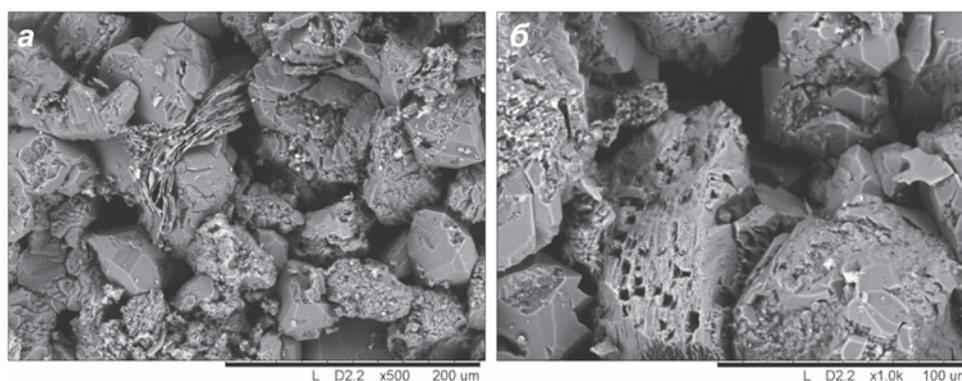


Рисунок 74. Снимок РЭМ:
а – листоватые чешуйки хлорита; б – корродированные зерна ПШ

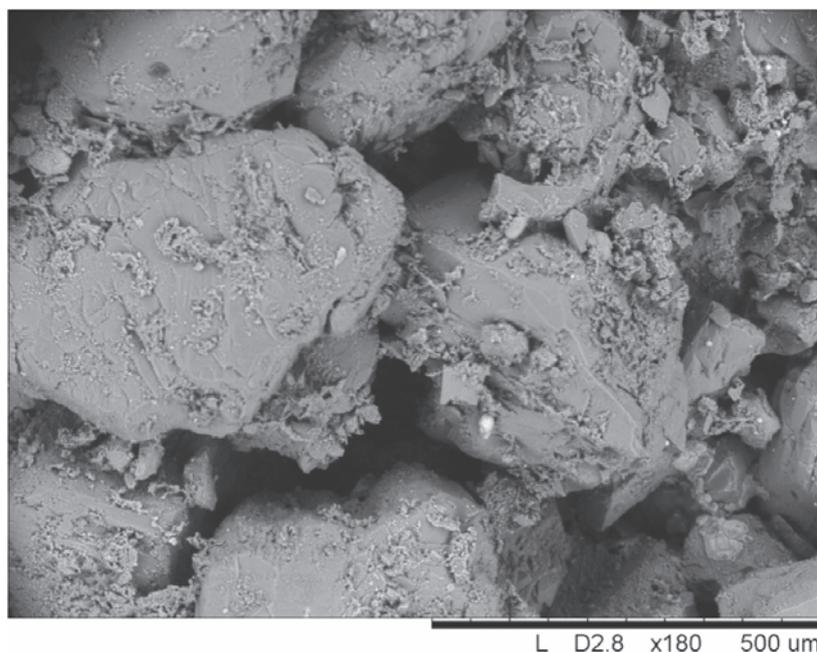


Рисунок 75. Снимок РЭМ. Межзерновое пространство байосских песчаников скважины Куренцовская-1

(рисунок 75). Цемента мало, практически нет. Глинистые минералы не наблюдаются.

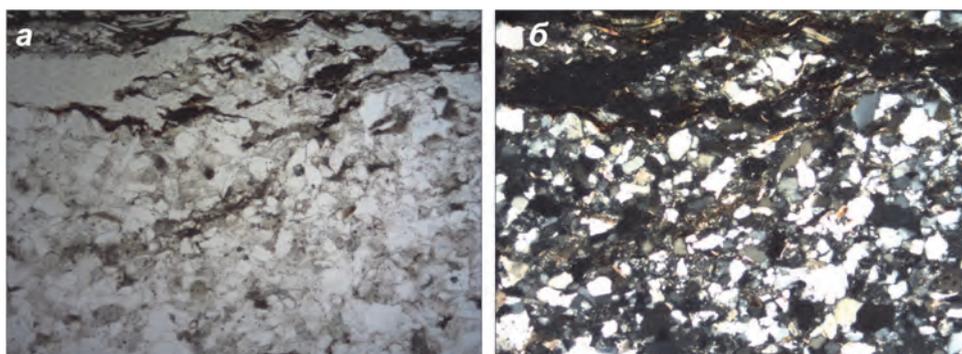
Байосские отложения вскрыты скважиной Арктической-1 в интервале 2869–2875 м, который в верхней части представлен песчаниками светло- и темносерыми глинисто-алевролитовыми прослоями. Выделяются горизонтальные и косоволнистые, реже перекрестные текстуры, подчеркнутые намывами растительного детрита (рисунок 76). Отмечаются остатки растительного детрита с различной тканевой текстурой. Ниже по разрезу выделяется другая пачка песчаников, в которой не в такой значительной степени содержатся углистые остатки. Самый верхний слой представлен серыми алевролитами, глинистыми, иногда с буроватыми оттенками. Текстуры горизонтально волнистые, перекрестно волнистые, косые, подчеркнутые намывами углистого детрита. Эти фации можно отнести к дельтовым обстановкам осадконакопления, где происходила смена режима осадконакопления (см. рисунок 72).

В шлифах наблюдается плохая сортировка материала, а также выделяется система трещин, заполненных битуминозным веществом (рисунок 77).

Рисунок 76. Пример байосских песчаников из интервала 2869–2875 м Арктической скважины



**Рисунок 77. Битумонасыщенная система трещин байосского песчаника Лудловской скважины:
а – || ник.; б – +, ув.**



Определенная пористость песчаников 9,704 %, проницаемость 0,366 мД. Низкие значения фильтрационно-емкостных свойств можно объяснить наличием большого количества глинистого цемента преимущественно каолинитового состава (57 %), также отмечаются железистый хлорит (18 %), гидрослюда (17 %) и смешаннослойные образования слюды-сметита (8 %). Сам песчаник имеет полевошпат-кварцевый состав, зерна калиевых полевых шпатов хорошо выделяются на снимках растрового электронного микроскопа (рисунки 78, 79), а также по элементному составу (рисунок 80, таблица 1).

Песчаники байосского возраста вскрыты скважиной Ледовой-2 в интервале 2092 –2102 м и представлены среднезерни-

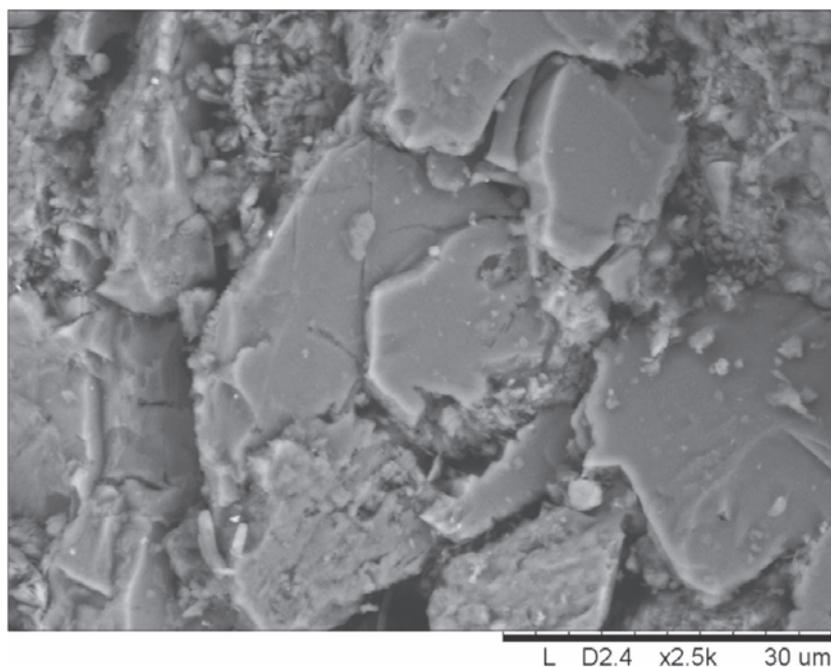


Рисунок 79. Снимок растрового электронного микроскопа. Калиевый полевой шпат

леноватым оттенком и продолговатой формы, который похож на обломок гальки кварцита. За этим обломком мы видим гравелистые разности, перемещению которых он, по-видимому, препятствовал. Сама галька на большие расстояния перенестись не могла (рисунок 81). С одной стороны, он окатан, а с другой – нет, размер его 1,5×1 см.

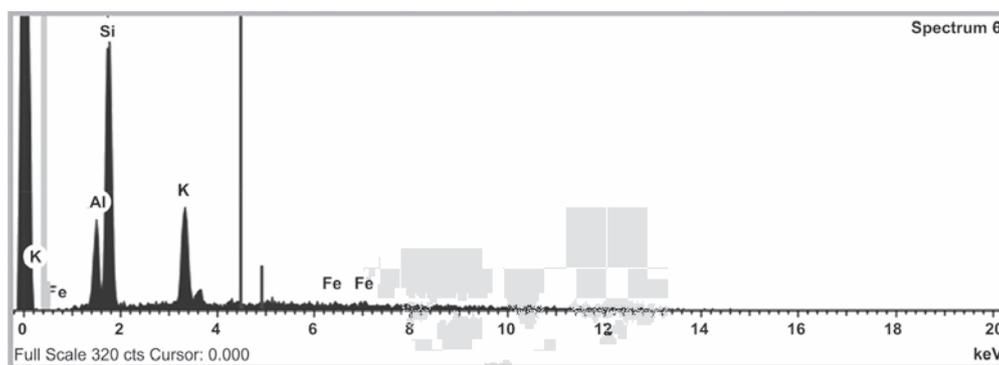


Рисунок 80. Элементный состав байосских песчаников Арктической скважины-1

Таблица 1

Процентное соотношение основных породообразующих элементов Арктической скважины

Номер спектра	Al	Si	K	Fe
1	4,5	51,9	–	43,6
2	18,4	81,6	–	–
3	27,2	72,8	–	–
4	12,8	53,5	32,1	1,6

Отложения, скорее всего, были образованы в верхней части пляжевой зоны, так как есть включения грубого материала, также могли образоваться в пределах берегового или устьевых бара. Галька, скорее всего, докембрийского возраста из берегового уступа. Пористость песчаника 20,32 %, проницаемость 491,92 мД.

По данным рентгенофазового анализа фракций больше 0,1 мм, в породе содержится примесь роговой обманки. Основная масса представлена кварцем (более 90 %). В породе также отмечается сидерит (около 3–4 %) (рисунок 82). Анализ глинистой фракции показал, что в наибольшей степени содержится каолинит – 67 %, который хорошо фиксируется на снимках растрового



Рисунок 81. Песчаник из интервала 2092–2102 м Ледовой скважины-2 байосского возраста

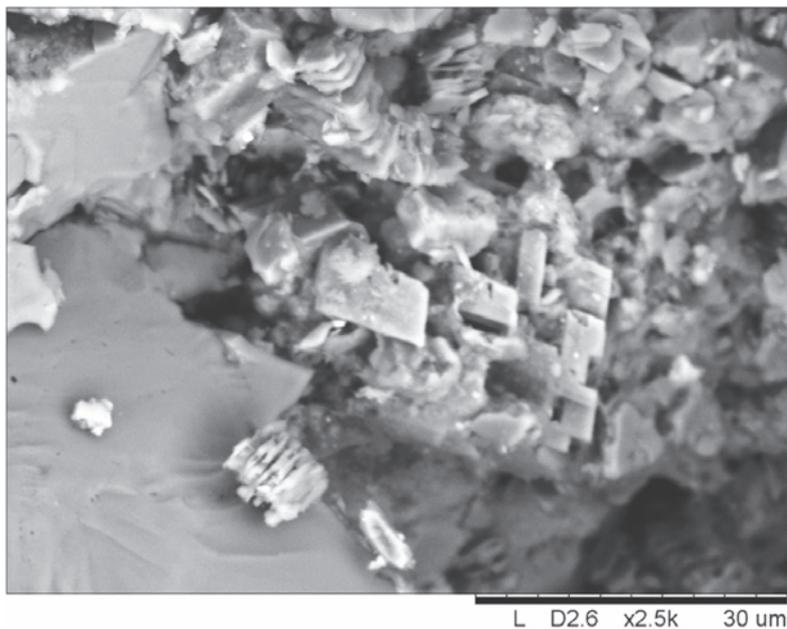


Рисунок 82. Снимок РЭМ. Каолинитовые «пакеты» и кристаллы сидерита

электронного микроскопа (рисунок 83). Также отмечается гидро-
слюда (15 %), железистый хлорит (14 %), смешаннослойные обра-
зования слюды-сметита (4 %).

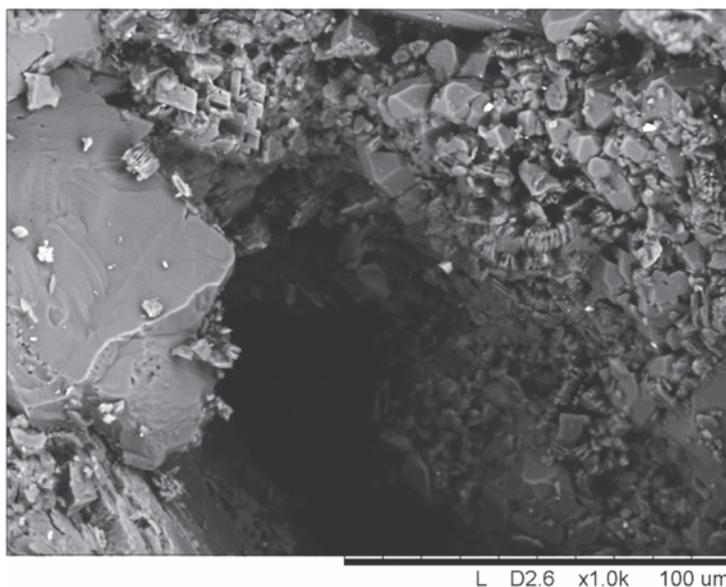


Рисунок 83. Снимок РЭМ. Каолинитовый цемент по краям поры

КЕЛЛОВЕЙСКИЕ РЕЗЕРВУАРЫ

В Штокмановской скважине в келловейском интервале разреза определены классические морские песчаники с горизонтально-волнистыми текстурами и тонкими пропластками светло-серого алевритового материала. Отмечаются включения темно-серых галек размером до 0,2 см. Отложения были образованы в условиях приглубого шельфа с возможными глубинами 10–15 м (по Барабошкину, 2005). Интервал келловейских песчаников характеризуется увеличением гранулометрической размерности зерен вверх по пласту. В совокупности эти песчаники идентифицированы баровым типом (рисунок 84).

По данным растрового электронного микроскопа некоторые поры заполнены хлоритом и каолинитом, есть также поры открытые (рисунок 85, а). Хлорит часто представлен крупными чешуйками, иллита практически нет. Отмечаются поры, заполненные битуминозным веществом (рисунок 85, б).

В Штокмановской скважине также выделяются сильно выветрелые келловейские песчаники светло-серые мелкозернистые, плотные, массивные. На общем фоне отмечены отдельные



Рисунок 84. Келловейские баровые песчаники Штокмановской скважины

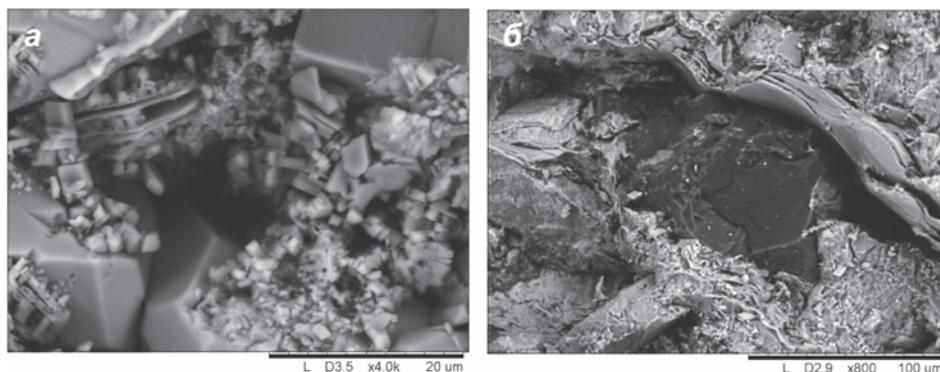


Рисунок 85. Снимок РЭМ:
 а – заполнение пор хлоритом и каолинитом; б – битумное пятно

включения темных мелких зерен, местами поблескивают отдельные чешуйки слюды. Среди глинистых минералов определены каолинит и гидрослюда с процентным содержанием 45 и 30 %, соответственно. Отмечаются железистый хлорит – 17 % и смешаннослойные образования слюды-сметита – 8 %.

Скважиной Лудловская келловейские песчаники вскрыты в интервале 1414–1431 м и представлены тонкозернистыми алевритовыми разностями. Текстура породы сильно нарушена за счет микроползневых процессов или биотурбации. Проявляются следы неоднородности в строении осадка, выраженные резко наклонными контактами (рисунок 86). Причем с двух сторон от этих границ осадок даже имеет разные оттенки. Есть крупные линзовидные включения светло-серого цвета. Линзы небольшого размера, диаметром до 0,5 см, расположены довольно хаотично. Внутри линзовидной массы видны отдельные комки разного цвета и разной массы, наложенные друг на друга. Комки аргиллитового состава темно-серого цвета, размером 0,5–0,7 см. Оползание береговых отложений такого характера могло происходить после сильных штормов или ураганов. Возможно, что это штормовая гряда. Пористость 21,49 %, проницаемость – 14,887 мД.

Келловейские песчаники Ледовой скважины – мелкозернистые светло-серые, плотные, крепкие (рисунок 87). Слоистость субгоризонтальная, связанная с микроперемычками, по поверхностям напластования рассеян более темный материал (по-видимому, более глинистый), иногда он образует мелкие линзочки. Видны налегания мелких слоев к поверхности размыва. На поверхностях напластования очень много слюды (мусковита) свет-



Рисунок 86. Келловейские алевро-песчаники Лудловской скважины

лого цвета песчаной размерности. Обстановки, скорее всего, спокойные эстуарные или приливно-отливной равнины.

Наблюдаются линзы оползневого осадка различного состава, есть песчаные линзы, а есть глинистые с тонкими включениями песка (см. рисунок 87). Темные глинистые образования, скорее всего, имеют пойменный генезис. Пористость 18,72 %, проницаемость – 12,954 мД.

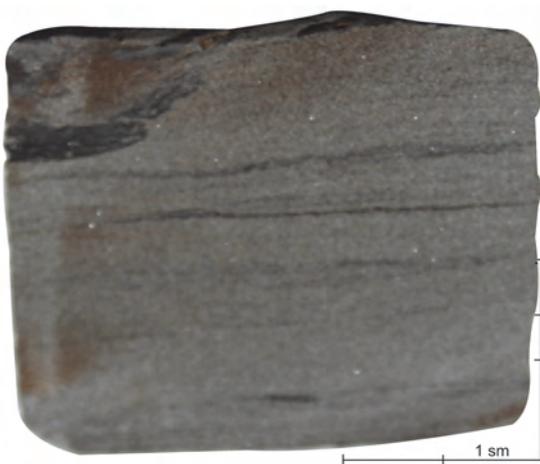


Рисунок 87. Келловейские алевро-песчаные породы Ледовой скважины

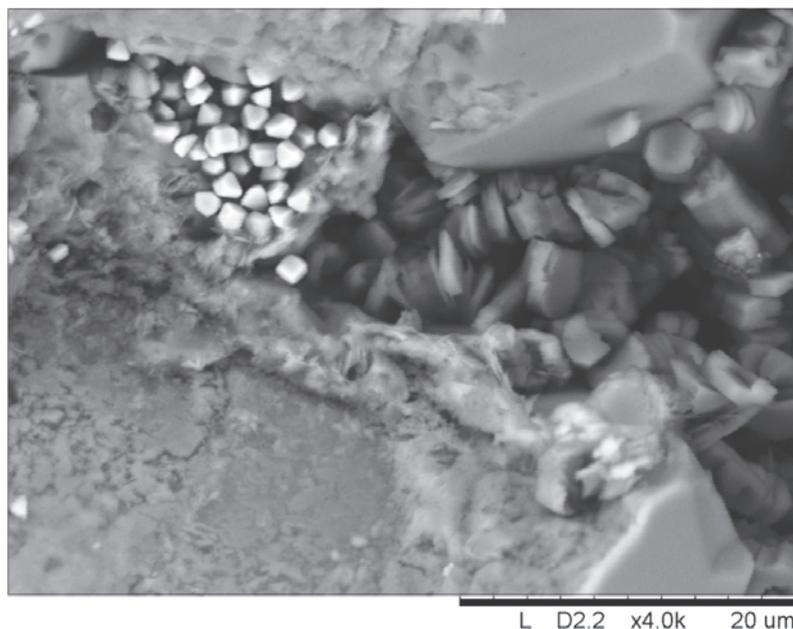


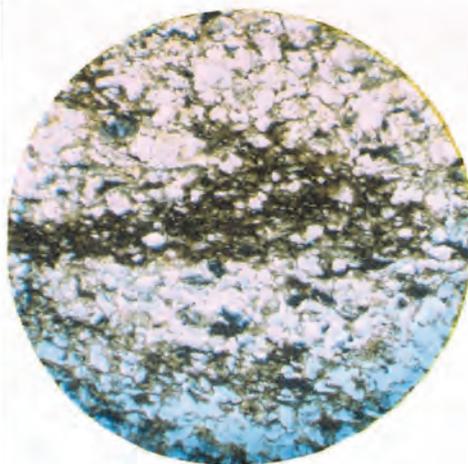
Рисунок 88. Снимок РЭМ. Каолинит и пирит в келловейских песчаниках скважины Ледовой

По данным рентгенофазового анализа в цементе присутствуют каолинит (35 %), хлорит (32 %), гидрослюда (19 %), смешаннослойные образования слюды-сметита (14 %). Электронная микроскопия подтверждает наличие каолинита и хлорита. Причем хлорит представлен достаточно крупными чешуйками. В некоторых порах наблюдаются ромбические кристаллы пирита (рисунок 88).

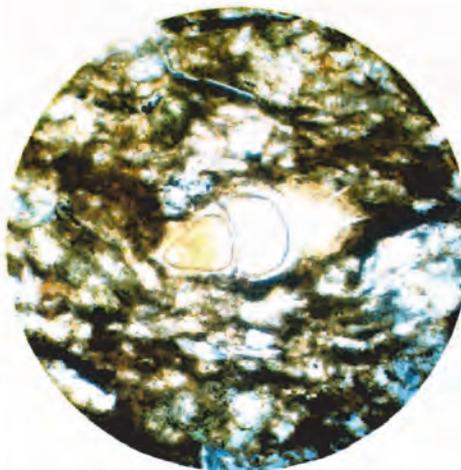
Переход от дельтовых к морским обстановкам осадконакопления был зафиксирован в интервале 2658,2 –2665,6 м Арктической скважины. Интервал вскрыл пачку алевро-глинистых отложений, которые на схеме корреляции приурочены к основанию раннекелловейского цикла, образованному в трансгрессивный период. Керн представлен двумя пачками алевролитов, разделенными глинами. Причем в нижней пачке алевролитов отмечаются остатки высшей наземной растительности, обугленные остатки листьев с сохранившейся клеточной тканью, также наблюдаются редкие остатки раковинной фауны плохой сохранности. Пропласток глин представлен темно-серыми разностями, неясно слоистыми. Текстура подчеркивается тонкими намывами углистого детрита. Верхняя пачка глинистых алевролитов имеет

Арктическая-1
(Интервал 2658,2-2665,6 м)
Вынос керна 6,8 м - 92%

Глубина м	Слой	Литология	Включения	Описание керна
2659	Слой-3 (3,9 м)		< V ⊕ ⊕ <	Алевролит серый, глинистый, слабослюдистый. Текстура однородная, иногда слоисто-линзовидная. Скол горизонтальный, слегка волнистый, иногда "занозистый". В 0,1 м и в 1,75 м от начала слоя встречены изометрично-округлые стяжения глинистого сидерита желто-коричневого цвета, размером около 1,5 см.
2660				В слое встречены редкие отпечатки аммонитов плохой сохранности, раковин двусторок и онихитов размером 2-3 мм, выполненные витринитоподобным веществом.
2661				
2662	Слой-2 (1,15 м)		γ γ K	Глина темно-серая, алевритистая до алевритовой, крепкая. Текстура неясно слоистая, участками тонкослоистая, подчеркивается намывами слюды, углистого детрита и алевритового материала. Размеры слоев составляют 1-2 мм. Излом горизонтальный, слабоволнистый. Встречаются редкие антракониты размером около 1 см, темно-коричневого цвета.
2663				
2664	Слой-1 (1,75 м)		⊕ ⊕ ⊕ ⊕ K ⊕ 8	Алевролит серый, темно-серый, глинистый, слабослюдистый. Распределение глинистого и слюдяного материала равномерное, в начале слоя (0,15 м от в.) неясно слоистое. Ближе к средней части слоя содержание глинистого материала уменьшается. Распределение его в прослое горизонтально-линзовидное. Линзочки мощностью 0,5-1,5 мм. Толщина прослоя 0,25 м. В 1,6 м от начала керна отмечен прослой известкового алевролита (0,07 м). В слое встречаются редкие отпечатки раковинной фауны плохой сохранности и обугленные остатки листьев с сохранившейся клеточной тканью.



Алевролит битуминозный (J,d.)
Шлиф с гл. 2658,2+2,85 м, параллельные николи,
диаметр поля зрения 1,3 мм



Аргиллит алевролитовый, битуминозный (J,d.)
Раковина фораминиферы р. *Nodosaria*?
(реликт тельца с усиками).
Шлиф с гл. 2665,5 м, параллельные николи,
диаметр поля зрения 0,5 мм

Рисунок 89. Колонка раннекембрийских отложений, составленная по описаниям интервала керна 2658,2–2665,6 м Арктической скважины (по данным АМНГР, 2009).

Условные обозначения на рисунке 72

серый цвет и слоисто-однородную текстуру. В слое встречены редкие отпечатки аммонитов плохой сохранности, раковин двустворок и онихитов размером 2–3 мм, выполненные витринитоподобным веществом (рисунок 89).

Выводы:

1. Нижнеюрские песчаники были образованы преимущественно в обстановках развития аллювиально-дельтовых потоков. Фильтрационно-емкостные свойства в Арктической скважине значительно ниже, чем в Ферсмановской. Скорее всего это связано с активным развитием иллита в поровых каналах Арктической скважины, что значительно ухудшает емкостные свойства со значениями пористости 10–11 %, проницаемости – до 0,64 мД. В отдельных интервалах проницаемость увеличивается до 1,5 мД за счет развития стиллолитовых трещин.

2. Ааленские песчаники часто характеризуются дельтовым генезисом. У сходных тонкозернистых разностей Северо-Мурманской и Лудловской скважин наблюдаются значительные различия в фильтрационно-емкостных свойствах, значения пористости – 16,6 и 10,96 %, а проницаемости – 10,841 и 0,108, соответственно. Это можно связать с наличием карбонатного цемента в порах песчаников из Лудловской скважины, который значительно ухудшает фильтрационно-емкостные свойства породы.

3. Выявлена смена обстановок осадконакопления келловейских песчаников от Штокмановской структуры на северо-восток к Ледовой и Лудловской. Баровые обстановки приглубого шельфа с глубинами 10–15 м отмечаются на Штокмановской структуре. Песчаники Ледовой скважины образованы в пределах приливно-отливной равнины или эстуария с глубинами бассейна 25–30 м. К северу эти обстановки сменяются более глубоководными. Песчаники Лудловской скважины накопились в условиях штормовой гряды с глубинами 40–50 м. Данные закономерности выражены также и в смене размерности материала, чем ближе к северо-востоку, тем тоньше материал.

7.2. МИНЕРАЛЬНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЮРСКИХ АЛЕВРО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

В составе юрских песчаников Баренцевоморского шельфа преобладающую роль имеет кварц. Особенно хорошо выделяются мезомиктовые и олигомиктовые песчаники келловея. Песчаники батского возраста тяготеют больше к олигомиктовым, а байосса –

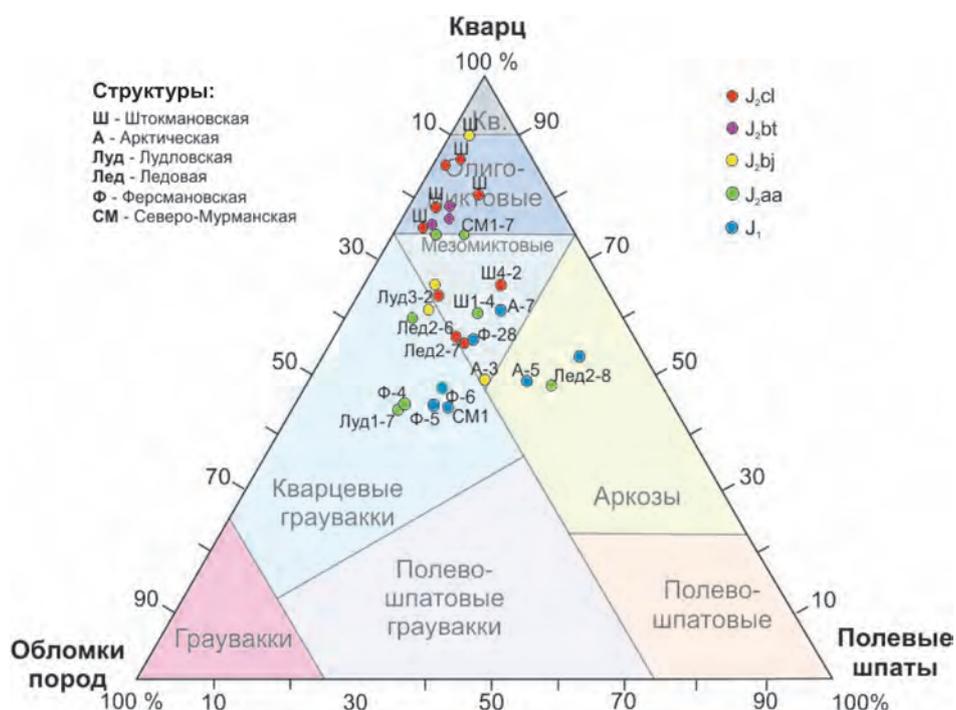


Рисунок 90. Минерально-петрографический состав юрских пород Баренцево-морского бассейна

к мезомиктовым. В ааленских и нижнеюрских породах такого четкого распределения не наблюдается. На треугольнике они практически в равных долях попадают как в зону мезомиктовых пород, так и кварцевых граувакк, реже аркоз (рисунок 90).

В минерально-петрографическом составе алевро-песчаных пород разного возраста намечается общая тенденция увеличения кварцевой составляющей вверх по разрезу (рисунок 91). Для классификации пород центральной части Южно-Баренцевской впадины была использована диаграмма В.Н. Шванова, по которой нижнеюрские ааленские и байосские песчаники отнесены к олигомиктовому классу с небольшими вариациями между кварцевыми граувакками и аркозами. Келловейские песчаники преимущественно относятся к олигомиктовым породам с преобладающей долей кварца (более 70 %).

По минеральному составу келловейские песчаники Штокмановской скважины представлены преимущественно олигомиктовыми полевошпат-кварцевыми разностями. Содержание кварца

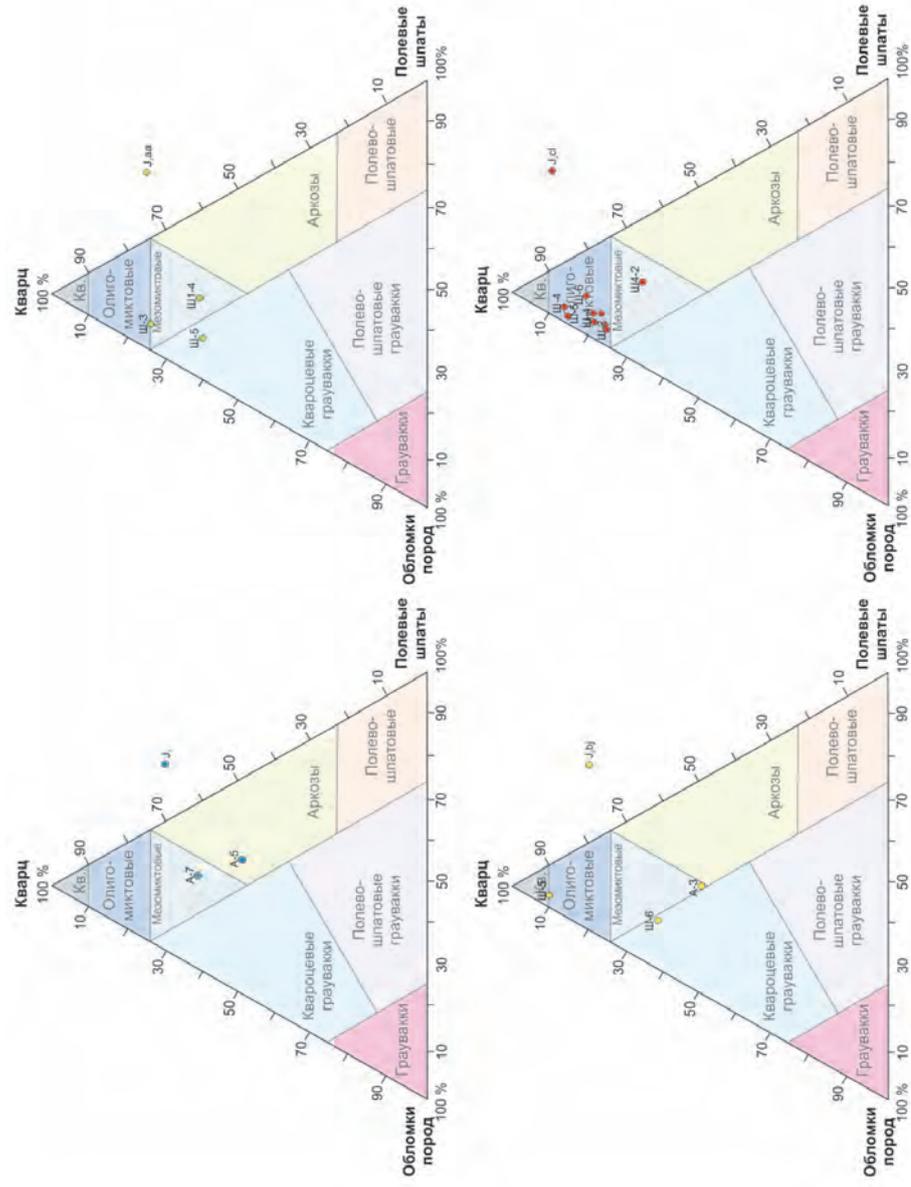


Рисунок 91. Минерально-петрографический состав юрских песчано-алевритовых пород центральной части Южно-Баренцевской впадины (по Шванову, 1987).
 Легенду см. на рисунке 90

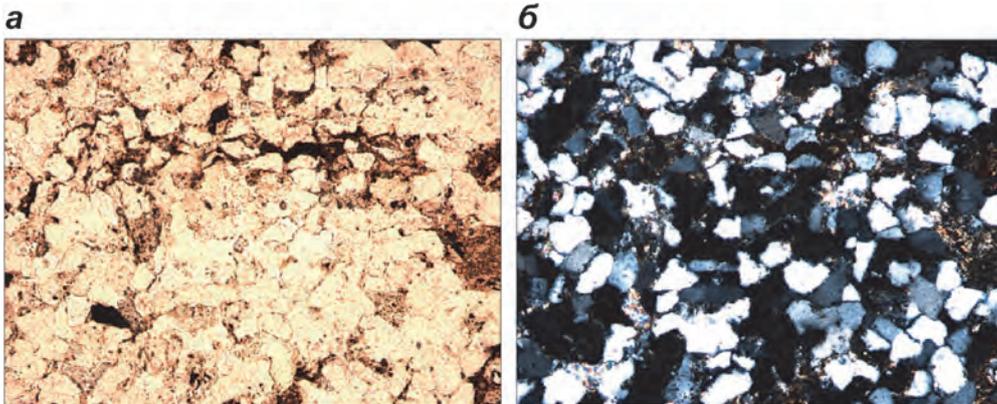


Рисунок 92. Штокмановская скважина-5.

Шлиф 1954+1,9/1. Возраст – J2cl. Алевролит (Md = 0,1 мм) преим уществено кварцевый – 75 %, обломки пород – 15 %, слюда – 7 %, ПШ – 3 %. Цемент глинистый – 15 %, пленочный. Зерна хорошо окатаны и хорошо отсортированы. Есть трещины и поры, заполненные битумом: а – || ник., б – + ник., ув. 10

составляет более 70–89 %, полевых шпатов – 5–20 %, обломков пород 5–15 % (рисунки 92, 93). Среди обломков пород преобладают микрокварциты. Глинистый цемент полиминеральный, он сложен иллитом, каолинитом и смешаннослойными (иллит-сметитовыми) минералами. Цемент образует тонкие (менее 0,01 мм)

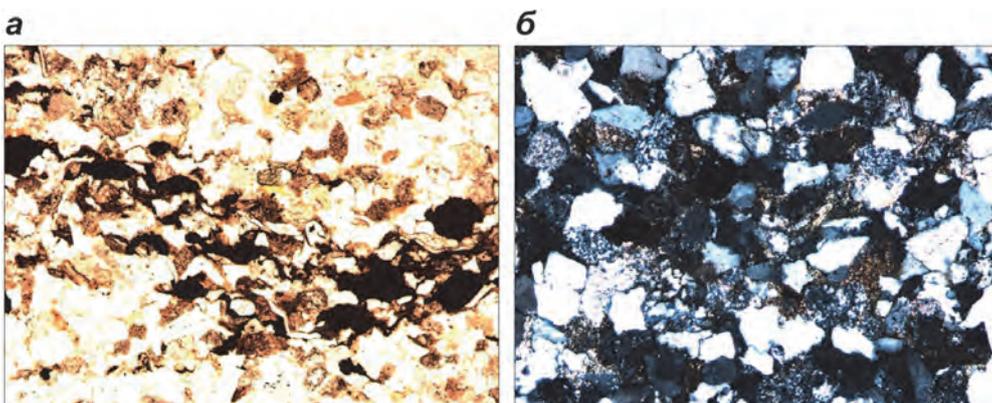


Рисунок 93. Штокмановская скважина-6.

Шлиф 1854+12,3. Возраст – J2cl. М елкозернистый песчаник. Отмечаются трещины, заполненные битуминозным материалом. Цемент пленочный. Кварц – 60 %, обломки пород – 25 %, ПШ – 10 %, слюда – 7 %. Контакты неровные, интеркорпорационные: а – || ник., б – + ник., ув. 5

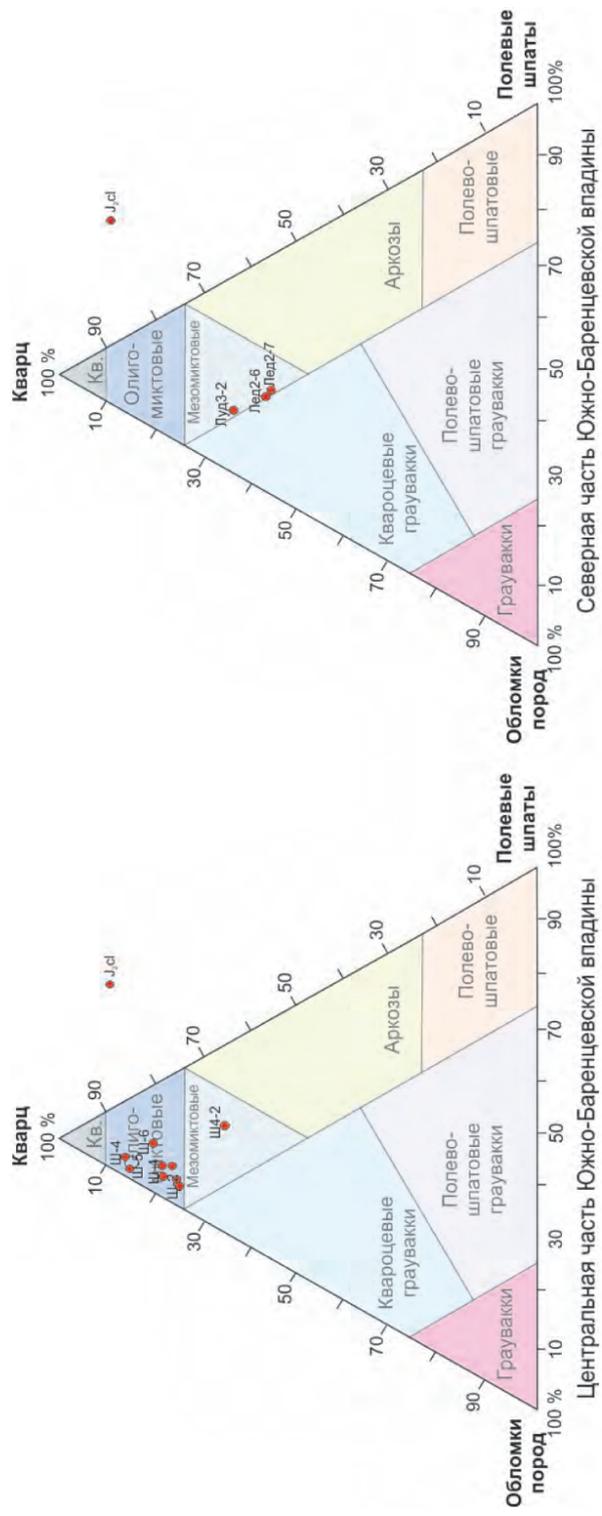


Рисунок 94. Минерально-петрографический состав келловейских алевро-песчаных пород центральной и северной частей Южно-Баренцевоморской впадины (по Шванову, 1987).
 Легенду см. на рисунке 90

прерывистые пленки вокруг терригенных зерен. Часто наблюдается бесцементное соприкосновение или вдавливание более плотных зерен кварца в пластичные обломки пород (инкорпорация). На контактах кварцевых зерен, при отсутствии глинистого материала, формируется контактовый цемент регенерации.

Аналогичный олигомиктовый состав келловейских песчаников наблюдается в Тимано-Печорском регионе. Судя по характеру осадков, нижнеюрские песчаники мало отличны от вышележающих аален-байосских как в Тимано-Печорском (Дедеев, 1997) регионе, так и в Баренцевоморском. В целом, такое сходство дает основание предполагать, что раннеюрские и аален-байосские песчаники в этих районах имели одни и те же источники сноса.

В северном направлении минерально-петрографический состав меняется, доля кварцевой составляющей снижается и алевро-песчаники представлены мезомиктовыми породами, порой ближе к кварцевым грауваккам (рисунки 94, 95, 96). Возможно, смену состава можно объяснить за счет дополнительного источника сноса, который активизировался в келловейское время. Такой областью могли быть сопредельные районы Карского бассейна и Новоземельского поднятия, особенно если учитывать тот факт, что в келловейское время Новоземельское поднятие стало затапливаться морем, что усилило процессы де-

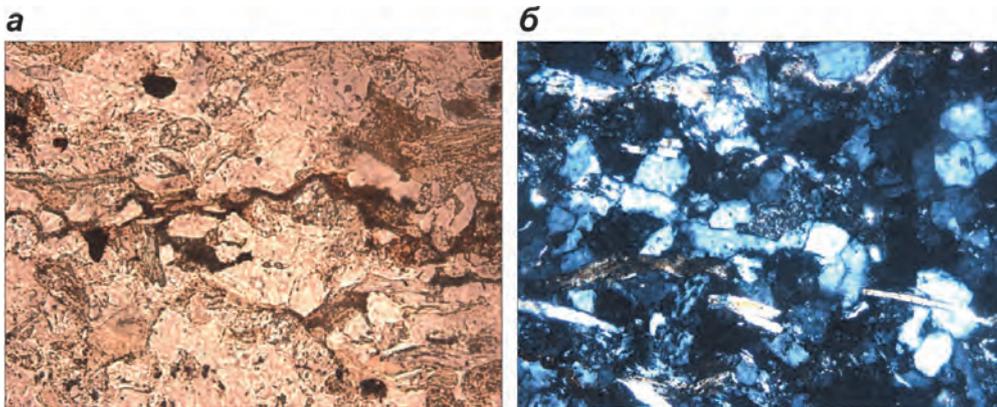


Рисунок 95. Ледовая скважина-2. Шлиф 1844+11,35/1.

Возраст – J2c3. Алевролит ($Md = 0,04$ мм) глинистый. Кварц – 55 %, слюда – 30 %, обломки пород – 15 %. Слюдистый, слоистый, слоистость подчеркнута распределением битума по слоям. Много глинистого цемента, около 20 %. Слю дистые чешуйки ориентированы в одном направлении. Есть зеленые чешуйки хлорита, а также изометричные зеленые зерна глауконита. В целом порода сильно уплотнена, видны волнистые контакты между зернами, а также контакты интеркорпорационные. Отмечаются трещины, насыщенные остаточным битумом и углем. В межзерновом пространстве видны многочисленные битумные пятна, а также небольшие зоны скопления пирита: а – || ник., б – + ник., ув. 20

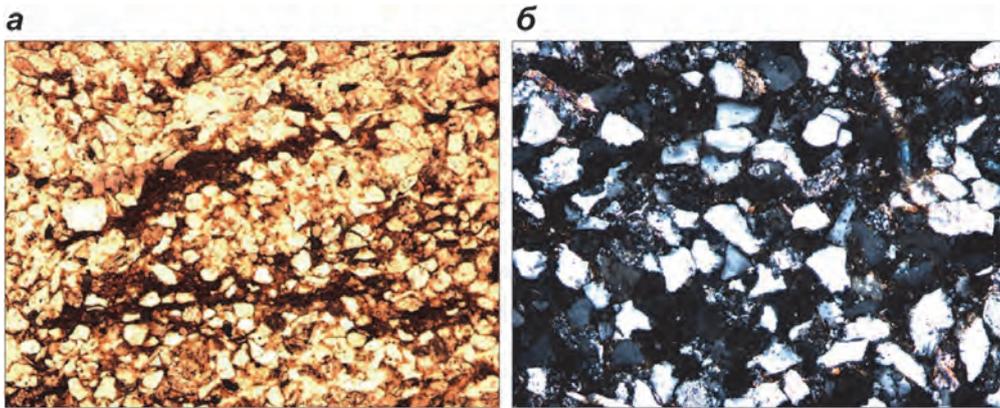


Рисунок 96. Ледовая скважина-2. Шлиф 1844+5,9.

Возраст – J2c13. Мелкозернистый алевритистый песчаник ($Md = 0,12$ мм). Отмечаются многочисленные трещины, заполненные битуминозным материалом. По составу кварц преобладает, также присутствуют обломки пород – 10 %, слюда – 15 %, которая представлена хлоритом и мусковитом. Мусковит преобладает и имеет более крупные чешуйки. Есть единичные зерна глауконита. Контакты протяженные. В целом песчаник содержит много примесей глинистого материала: а – || ник., б – + ник., ув. 10

нудации за счет эрозии, спровоцированной водными потоками со стороны Карского моря.

Разные источники сноса для келловейских отложений Штокмановской площади и находящихся севернее (Лудловской и Ледовой) подтверждаются методом изучения изотопного состава детритовых цирконов (рисунок 97), который был

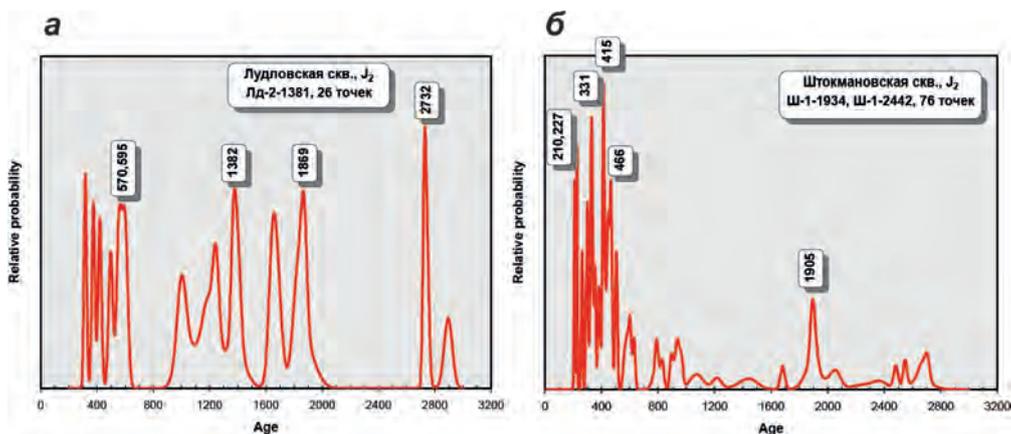


Рисунок 97. Диаграммы относительной вероятности распределения возрастов обломочных цирконов в среднеюрских песчаниках (а) Лудловской скважины, (б) Штокмановской скважины (Петров Е.О., ВСЕГЕИ, 2010)

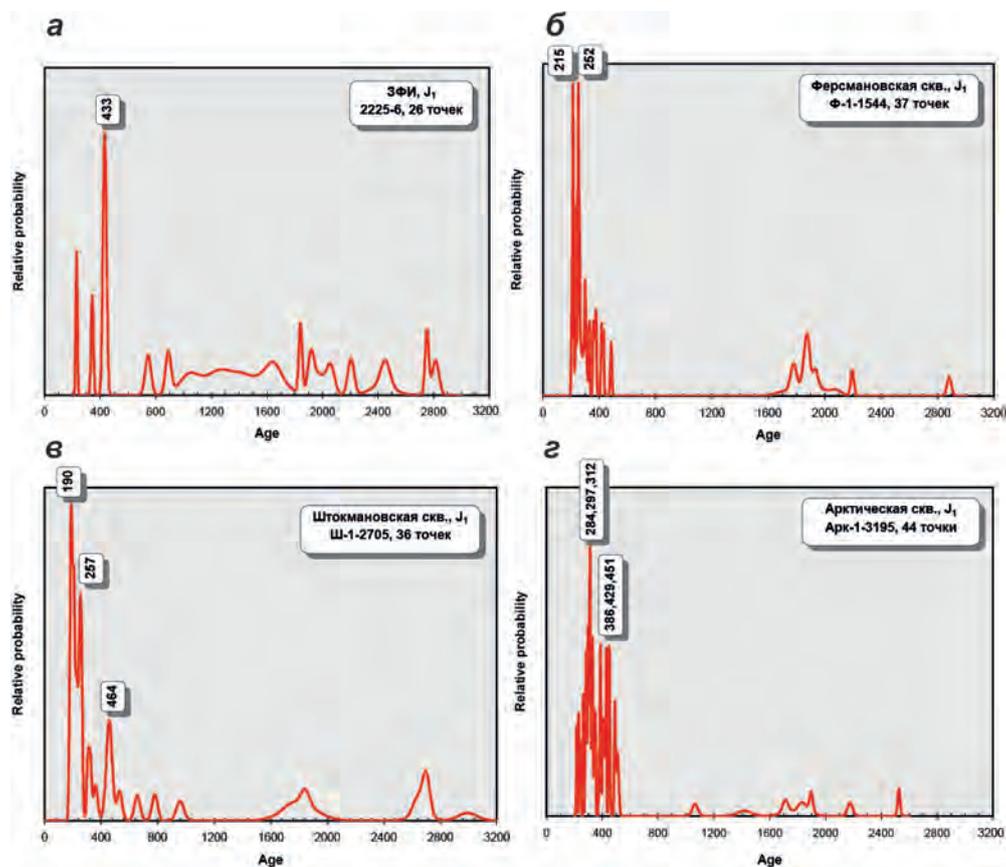


Рисунок 98. Диаграмма относительной вероятности распределения возрастов обломочных цирконов в нижнеюрских песчаниках Земли Франца-Иосифа (а), Ферсмановской скважины (б), Штокмановской скважины (в), Арктической скважины (г) (Петров Е.О., ВСЕГЕИ, 2010)

выполнен в лаборатории института ВСЕГЕИ (Петров Е.О., ВСЕГЕИ, 2010).

Для нижнеюрских отложений диаграммы относительной вероятности распределения возрастов обломочных цирконов отображают сходство в источниках сноса для Ферсмановской, Штокмановской и Арктической областей (Петров Е.О., ВСЕГЕИ, 2010). В основном, в качестве источника сноса выступали герциниды, хотя в Арктической скважине заметную роль имеют цирконы каледонского возраста (рисунок 98).

Минерально-петрографический состав подтверждает сходство нижнеюрских, ааленских и байосских источников сноса для южной и центральной частей Южно-Баренцевоморской впадины (рисунки 99, 100).

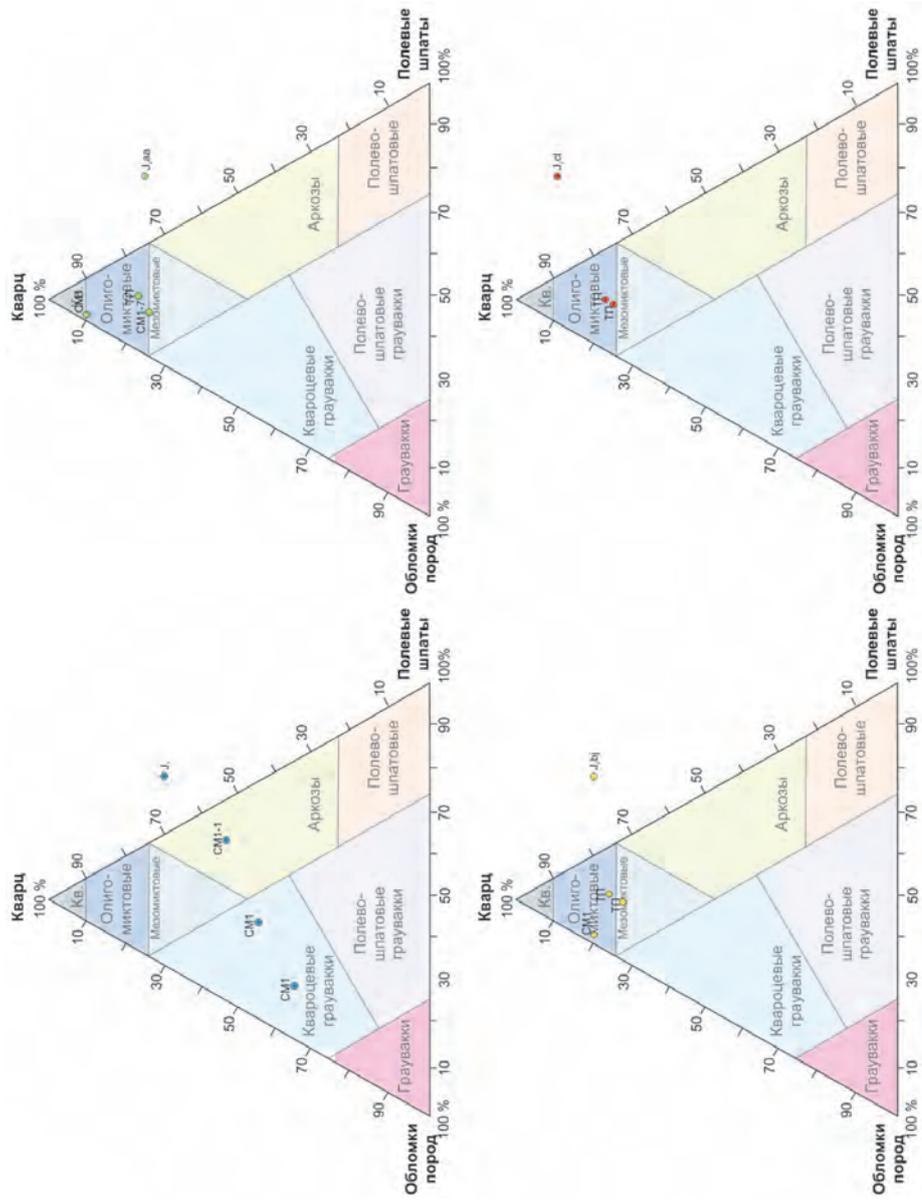


Рисунок 99. Минерально-петрографический состав южной части Южно-Баренцевоморской впадины вблизи Кольской моноклинали (по Шванову, 1987).
 Легенду см. на рисунке 90

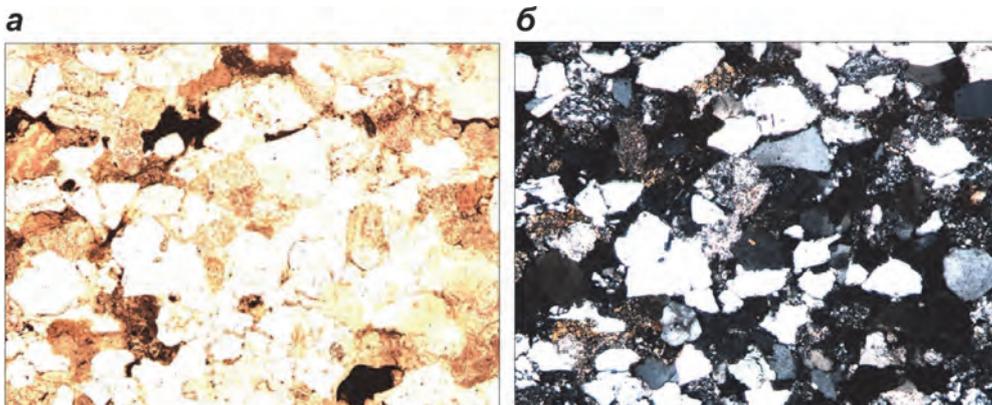


Рисунок 100. Северо-Мурманская-1. Шлиф 2565+0,8.

Возраст – J₁. Мелкозернистый песчаник (0,1–0,2 мм). Сортировка хорошая, окатанность зерен средняя. Поры заполнены битумом. 40 % – кварц, 30 % – обломки пород, 20 % – плагиоклазы, 10 % – слюда, мусковит преимущественно. Цемент поровый г линисты:
а – || ник., б – + ник., ув. 5

В северной части Южно-Баренцевоморской впадины состав алевро-песчаников несколько отличается. Нижнеюрские и ааленские породы относятся, преимущественно, к кварцевым грауваккам и реже к аркозам, а байосские и келловейские – к мезомиктовым (рисунок 101).

Нижнеюрские песчаники, вскрытые Ферсмановской-1 скважиной, представлены кварцевыми граувакками и реже мезомиктовыми породами. В шлифах обломочная часть составляет 65–75 %, где преобладают обломки кварца до 65 %, также отмечаются зерна полевых шпатов (10–25 %), кремни и микрокварциты (25 %), реже кристаллические сланцы – 5 %, слюды и хлориты – 1–3 %. Песчаники разнозернистые, с преимущественно каолинитовым типом цемента. Отсутствие глауконита позволяет говорить о преимущественно континентальном осадко-накоплении, с развитием обширной речной системы.

Байосские песчаники Ферсмановской скважины представлены кварцевыми граувакками и мезомиктовыми разностями. Обломочная часть составляет от 65 до 75 %, среди которой выделяется кварц (50–67 %), микрокварциты (16–40 %), полевой шпат (до 20 %). По описаниям АМНГР в составе выделяются также слюдистые сланцы и эффузивы (кварцевые альбитофиры и андезиты).

В келловейских песчаниках Штокмановских скважин и в ааленских Лудловской скважины встречаются прослой, представленные сильно преобразованным метаморфическим квар-

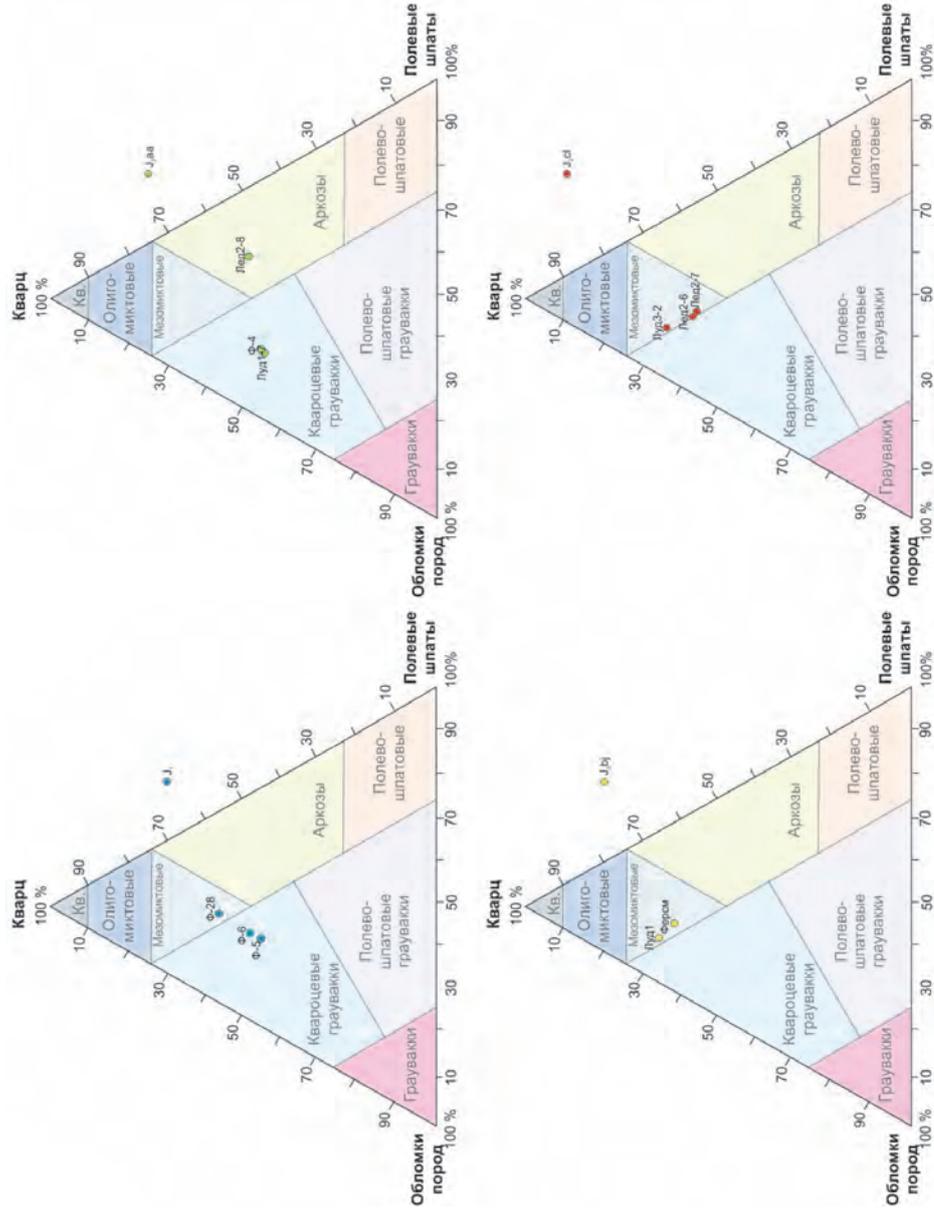


Рисунок 101. Минерально-петрографический состав юрских алевро-песчаных пород северной части Южно-Байкальской впадины (по Шванову, 1987).
 Легенду см. на рисунке 90

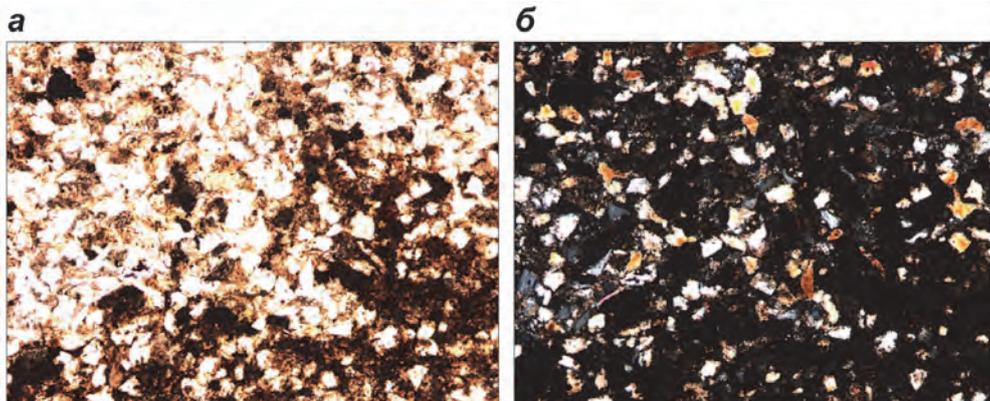


Рисунок 102. Штокмановская скважина-3. Шлиф 2050+5,3.

Возраст – J2c1. Алевролит зонально битумонасыщенный. Цемент глинистый пленочный, иногда почти базальный. Кварц местами приобретает желтые интерференционные окраски – сильно метаморфизован: а – || ник., б – + ник., ув. 5

цем, который в скрещенных николях дает ярко желто-рыжие окраски (рисунки 102, 103). Как правило, с метаморфическими породами связаны такие характерные минералы, как сфен, рутил и флюорит. Эти минералы образуются под действием растворов, генерируемых при метаморфических процессах или связанных с вулканической деятельностью.

Общность состава раннеюрских и аален-келловейских песчаников Тимано-Печорского бассейна и центральной части Южно-Баренцевоморской впадины позволяет сделать вывод, что у этих двух районов был общий источник сноса (рисунок 104).

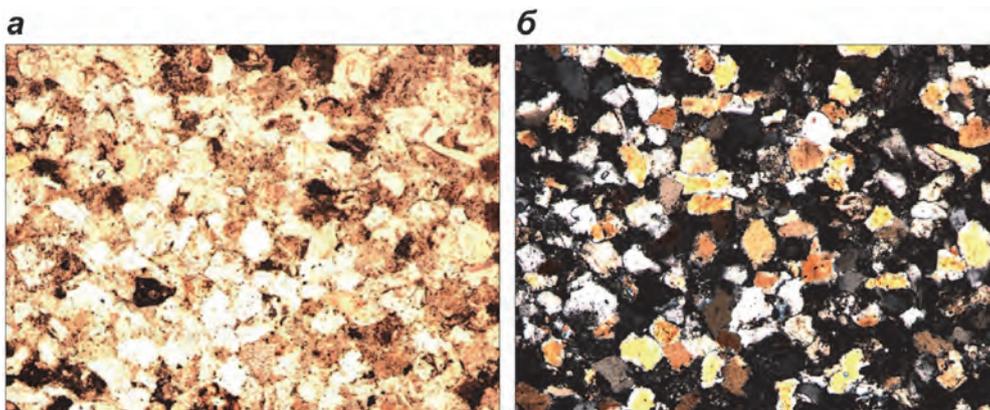


Рисунок 103. Лудловская скважина-1. Шлиф 1872+5,5.

Возраст J2aa. Песчаник мелко-среднезернистый. Хорошо отсортированный, зерна окатаны. Трещины заполнены битумом, раскрытость до 3х мм: а – || ник., б – + ник., ув. 2,5

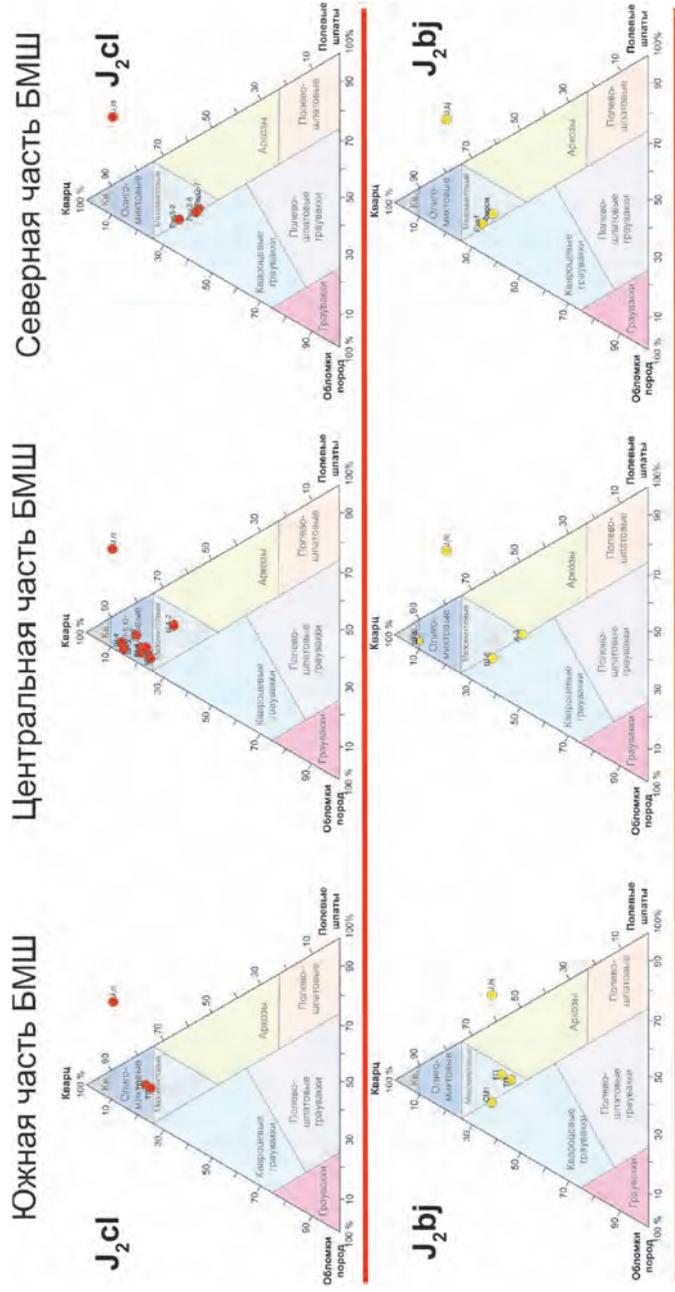


Рисунок 104. Схема сравнения минерально-петрографических составов пород различного возраста и районов (по Шванову, 1987).
 Легенду на см. на рисунке 90

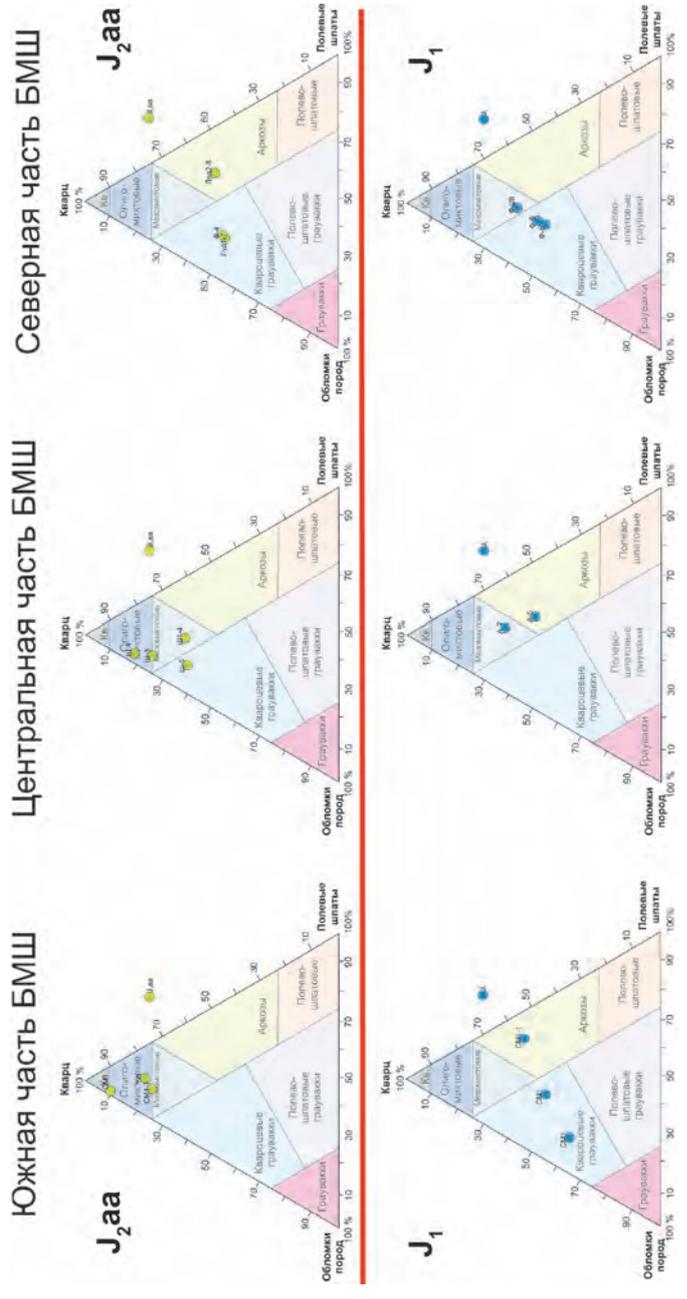


Рисунок 104. Продолжение

В северной части в районе Ледовой и Лудловской скважин отмечается другой состав келловейских песчаников, что может быть объяснено дополнительным источником сноса с Новоземельской денудационной равнины, помимо основного – с Русской платформы.

В формировании нижнеюрских песчаников принимали участие несколько денудационных равнин, что объясняется характерным полимиктовым составом пород.

7.3. ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ И ИХ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА

Поскольку открытая пористость и проницаемость алевро-песчаных пород продуктивных отложений зависит от условий седиментации и постседиментационных процессов, то восстановление обстановок осадконакопления и изучение порового пространства коллектора представляется очень значимым для определения его возможности содержать в себе флюиды углеводородов.

Основываясь на аналитических данных, полученных в лабораториях кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, был построен график изменения коэффициента пористости от глубины. В юрских породах наблюдается ухудшение пористости с глубиной. Например, сравнивая данные пористости келловейских песчаников Штокмановской и Арктических структур, отмечается резкое ухудшение коллекторских свойств. Келловейские песчаники Штокмановской скважины находятся на глубине 1930 м и имеют значения пористости до 23 %. Одновозрастные им песчаники Арктической скважины, находясь на глубине 2800 м, имеют пористость до 10 % и достаточно низкие значения проницаемости – до 0,4 мД. В то же время на Штокмановском месторождении средние значения проницаемости составляют 0,5–1,0 Д. Изменение пористости с глубиной также фиксируется в юрских песчаниках (1400–2800 м) бассейна Тромсё в норвежской части Баренцева моря, где фильтрационные свойства их резко ухудшаются.

Значения пористости келловейских песчаников Штокмановской и Ледовой скважин практически не различаются и в среднем составляют 20 %, оба резервуара находятся на практически равных глубинах (рисунок 105). Однако проницаемость их сильно разнится. Если у песчаников Ледовой структуры она составляет

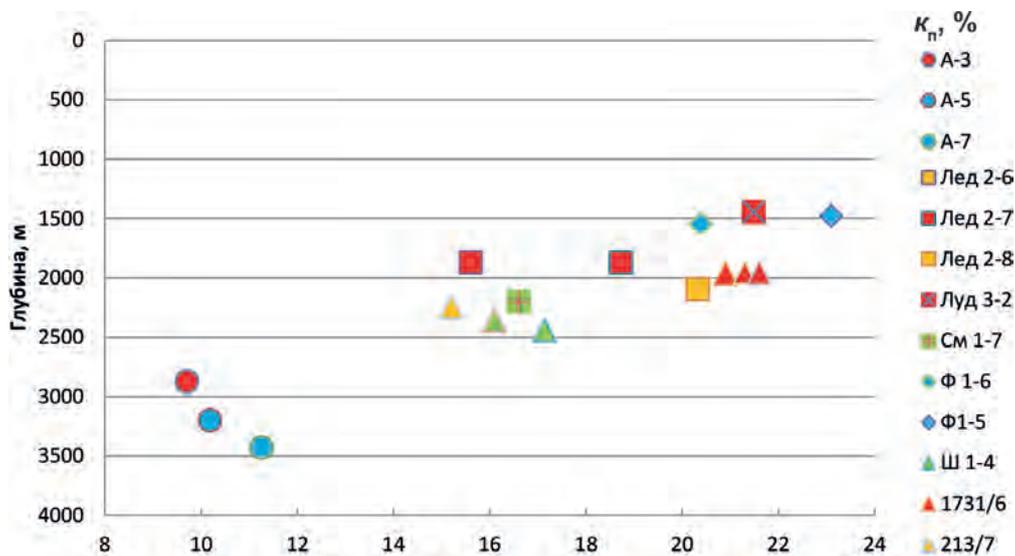


Рисунок 105. Результаты распределения коэффициента пористости с глубиной

порядка 10 мД, то у песчаников Штокмановской – от 100 мД до 1 Д. Такая значительная разница при схожих показателях пористости, скорее всего, может быть обоснована большим количеством глинистых прослоев между тонкими песчаными пачками.

Высокий фильтрационно-емкостной потенциал келловейских алевро-песчаных пород Штокмановской скважины предопределяется преимущественно мономинеральным составом. В келловейских песчаниках Штокмановской скважины отмечаются открытые каверны и трещины со следами битумов. По всей видимости, первоначально они способствовали фильтрационным процессам и были заполнены битуминозным веществом (рисунок 106). В шлифах отмечаются трещины стилолитового облика. Первоначальная пористость достаточно высокая, что хорошо видно на прокрашенных шлифах (рисунок 107).

Наблюдается зависимость между пористостью и проницаемостью для юрских отложений (рисунок 108).

Пористость келловейских песчаников в Штокмановской и Лудловской скважинах достаточно высокая, но проницаемость различна. Для Штокмановский баровых песчаников она почти в два раза выше. По каротажным данным в Лудловской скважине также выделяется песчаный пласт, но он менее мощный и, в целом, келловейский разрез более глинистый.

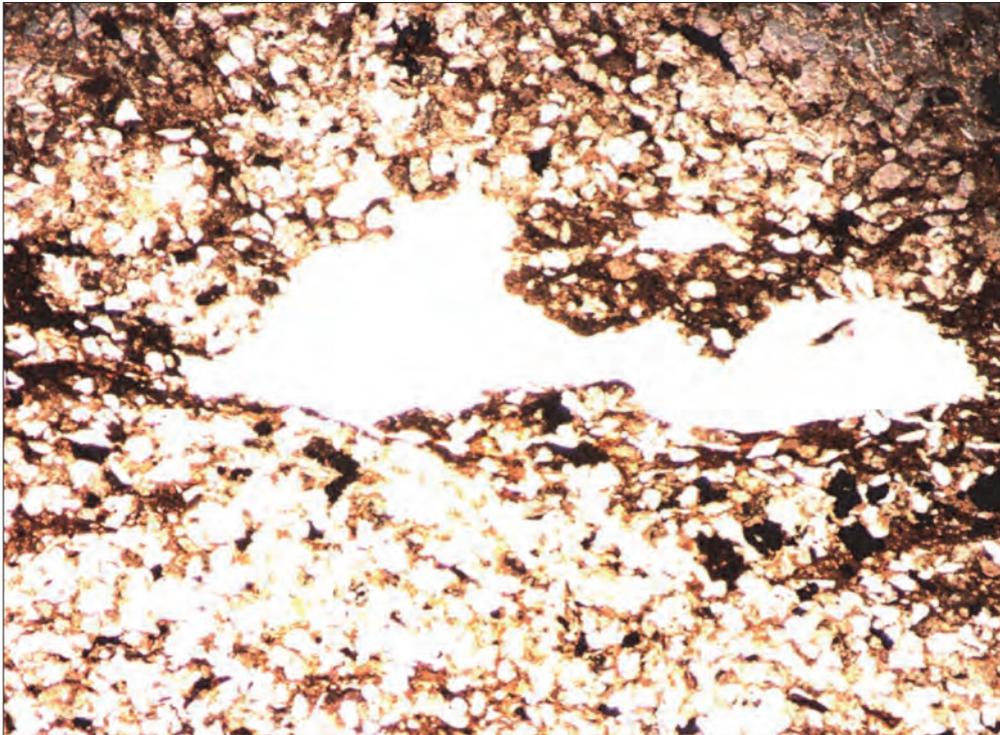


Рисунок 106. Штокмановская скважина-6. Шлиф 1879+5,9. J2c12.
 Песчаник мелкозернистый. Выделяются отдельные зоны трещиноватости, насыщенные битуминозным и углистым веществом. Также отмечены каверны размером от 0,12x0,08 мм до 0,4x0,16 мм. Кварц – 70 %, обломки пород – 10 %, слюда – 10 %, ПШ – 5–7 %. || ник., ув. 2,5

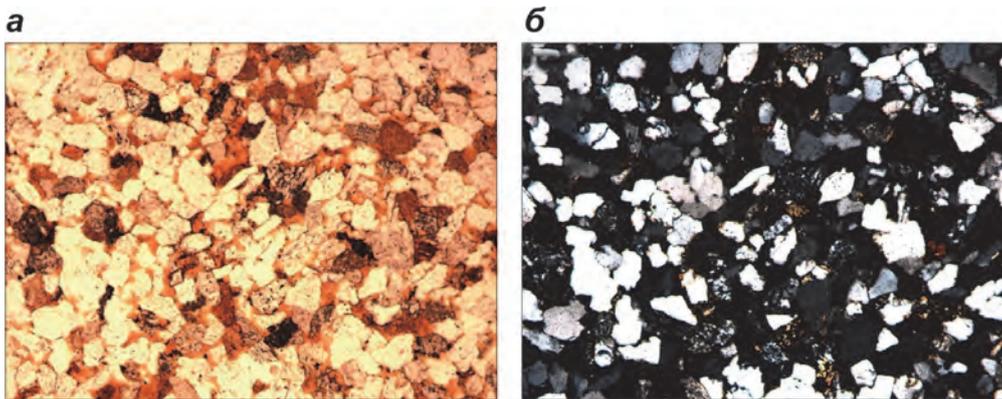


Рисунок 107. Штокмановская скважина-6. Шлиф 1942+11,3.
 Алевролит. Кварц – 60 %, обломки пород – 25 %, ПШ – 10 %, слюда – 5 %. Прокрашенный шлиф, на котором хорошо видно поровое пространство: а – || ник., б – + ник., ув. 5

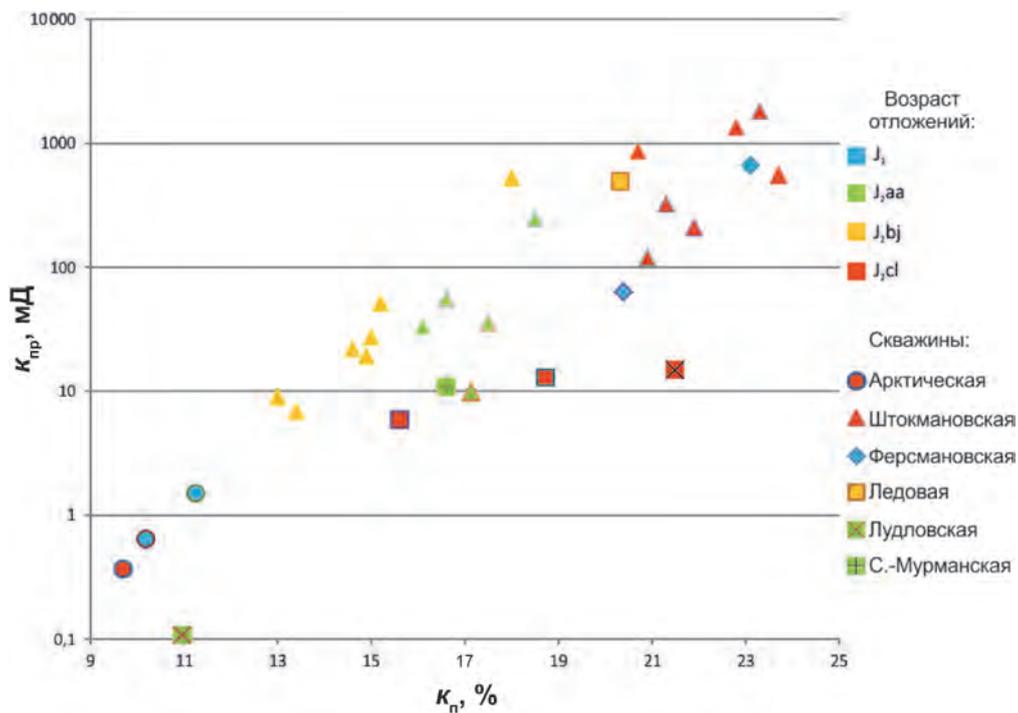


Рисунок 108. Результаты распределения проницаемости от пористости по основным скважинам восточной части Баренцевоморского шельфа

Проницаемость юрских песчаников прямо пропорционально зависит от размера зерен. В разностях с карбонатизированным цементом наблюдается резкое снижение значений проницаемости.

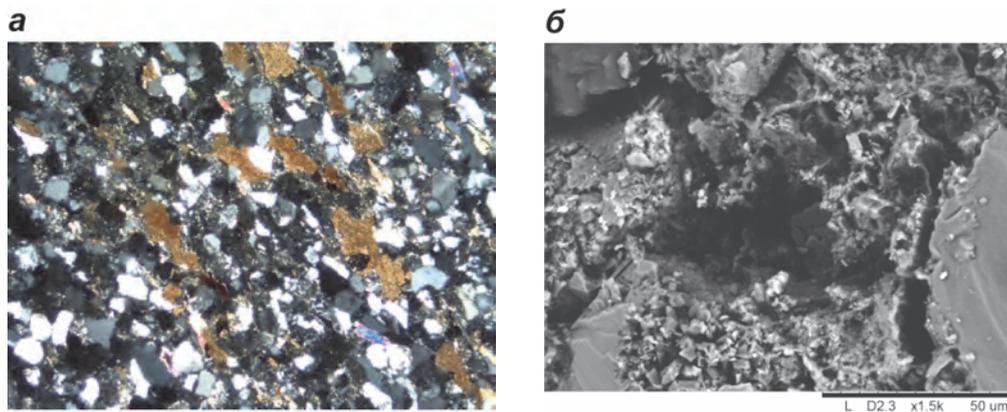


Рисунок 109. Лудловская скважина:
 а – карбонатные прослой в шлифе ааленского песчаника, скрещенные николи; б – снимок РЭМ, карбонатный цемент в порах

Пористость ааленских песчаников Лудловской скважины – 10,96 %, проницаемость – 0,108 мД. Эти показатели значительно ниже, чем в аналогичных породах Северо-Мурманской скважины, причем, скорее всего, это связано как с более тонкими фракциями, определенными по гранулометрическому составу, так и с наличием карбонатного цемента, забивающего поры ааленских песчаников из Лудловской скважины (рисунок 109).

Наличие большого количества глинистых минералов, а в особенности каолинита (57 %), присутствие в цементе других глинистых минералов, таких как железистый хлорит (17 %), смешаннослойных образований слюд-сметитов (5 %), а в особенности гидрослюды – иллита нарушает связанность пор и каналов между собой (рисунок 110).

При изучении глинистых элементов коллекторов на растровом электронном микроскопе (РЭМ) было обнаружено присутствие тонких нитей иллита в межзерновом пространстве байосских песчаников Арктической скважины (рисунок 111). Результаты рентгенофазового анализа показали наличие гидрослюды в составе глинистой фракции до 17 %. В байосских

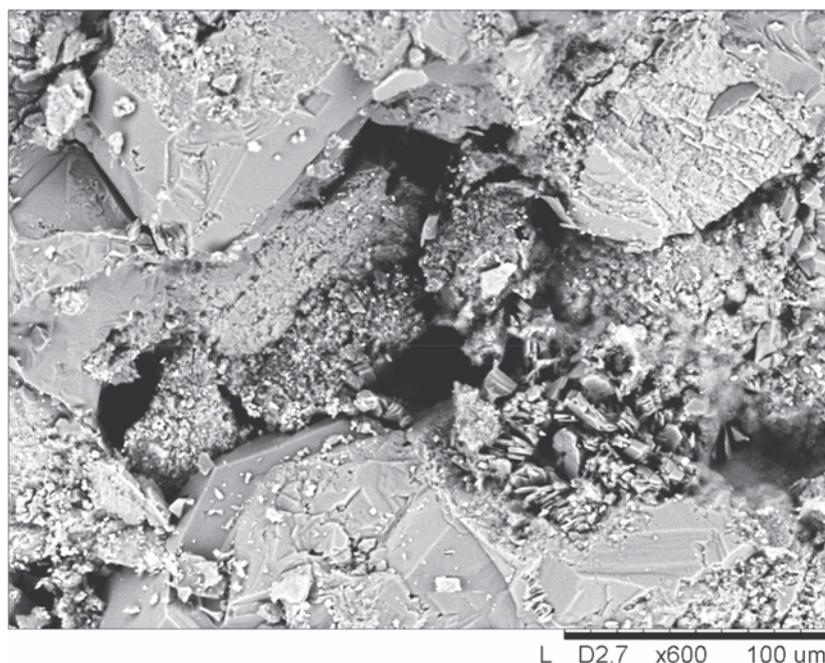


Рисунок 110. Глинистые минералы в поровом пространстве песчаника Ледовой скважины

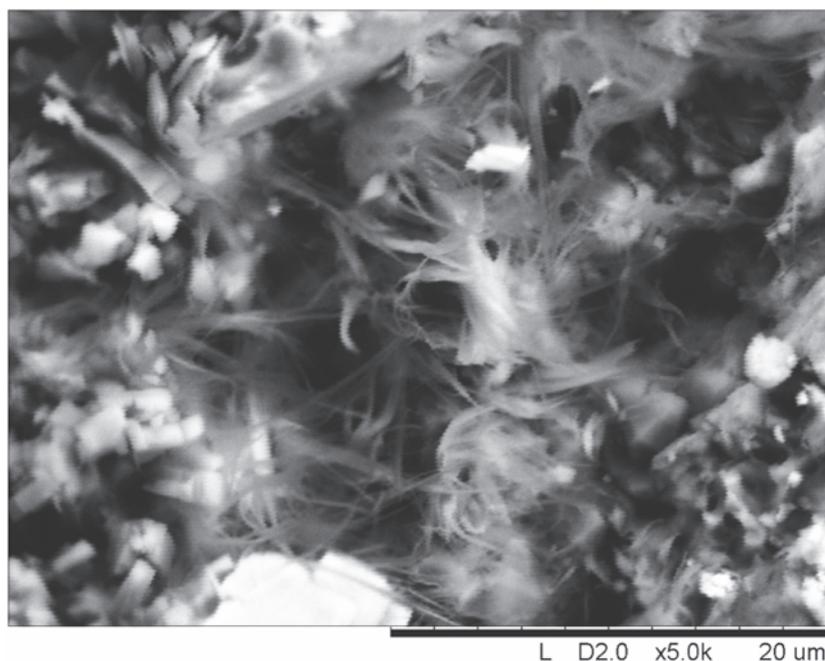


Рисунок 111. Иллит в порах байосского песчаника Арктической скважины

песчаниках Штокмановской скважины иллита замечено не было, в них отмечают так называемые каолинитовые «стопки монет» (рисунок 112). Этот факт можно связать с большей степенью преобразования отложений в пределах Арктической площади, чем Штокмановской, что подтверждается степенью зрелости органического вещества в породе, определенной по степени отражательной способности витринита. Для байосских песчаников Арктической площади – $R_0 = 0,82$, а для Штокмановской $R_0 = 0,6$. Помимо иллита, в песчаниках Арктической скважины отмечается достаточно большое количество хлорита (до 18 %), который также способствует ухудшению фильтрационно-емкостных свойств. Считается, что присутствие хлорита в количестве 10 – 15 % и более резко ухудшает коллекторские свойства.

Низкая пористость юрских алевро-песчаных пород Арктической площади по сравнению с другими скважинами может быть также объяснена плохой окатанностью и сортировкой материала, а также за счет процессов окварцевания (рисунок 113).

Келловейские, байосские и нижнеюрские песчаники Арктической скважины имеют низкие значения проницаемости как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Прони-

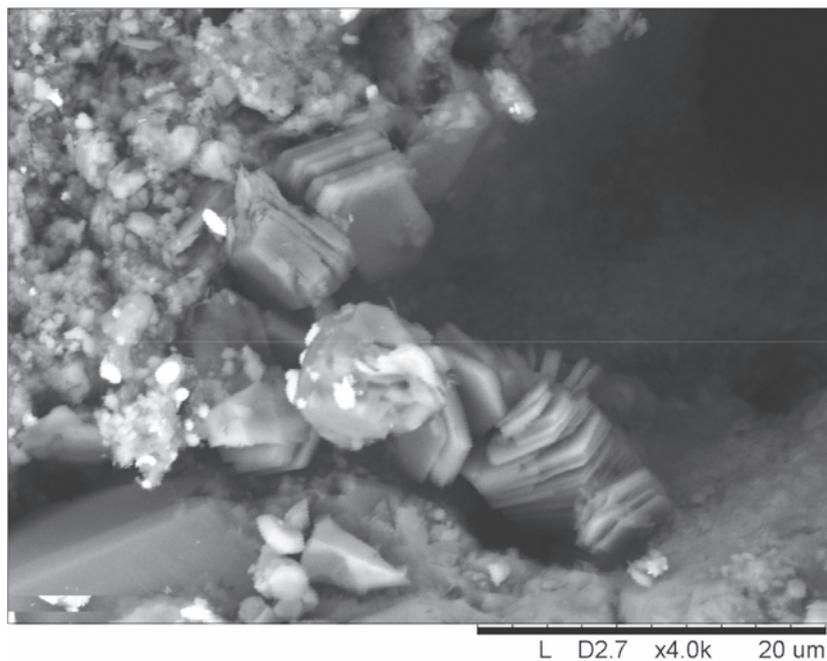
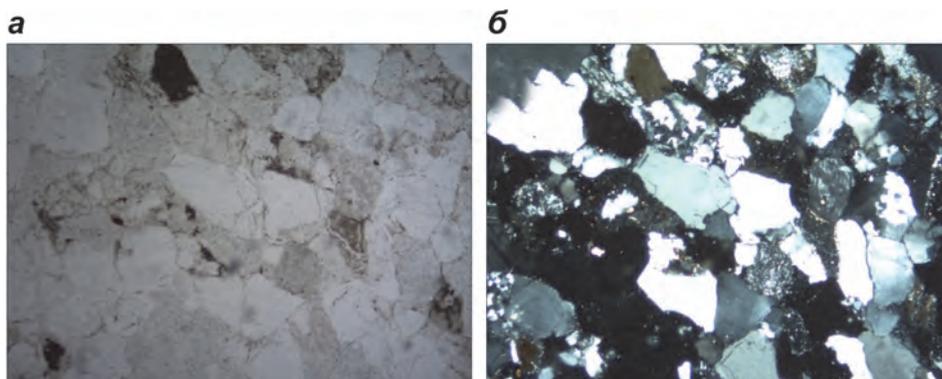


Рисунок 112. Аутигенный каолинит в байосских песчаниках Штокмановской площади

цаемость нижнеюрских пород несколько выше, чем среднеюрских и варьирует от 0,03 до 4,85 мД.

Для юрских песчаников характерны регенерации зерен кварца с образованием кварцевых каемок, которые могут небла-



**Рисунок 113. Ухудшение фильтрационно-емкостных свойств из-за плохой сортировки и окатанности материала:
а – апараллельные николи; б – скрещенные николи**

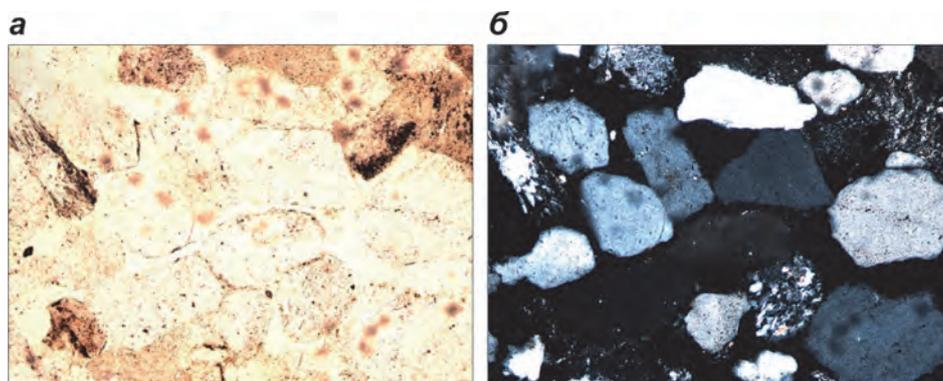


Рисунок 114. Штокмановская скважина-5. 1954+1,9. J2c12.
 Среднезернистый песчаник ($Md = 0,4$ мм). Кв арц – 75 %, обломки пород – 20 %, ПШ – 5 %, слюда – 5 %. Есть интеркорпорационные зерна, наблюдаются протяженные, неровные и точечные контакты. Между зернами наблюдаются поры и достаточно протяженные трещины: а – || ник., б – + ник., ув. 10

гоприятно влиять на коллекторские свойства. Помимо Арктической, такие образования наблюдаются в пластах Штокмановской и Северо-Мурманской скважин (рисунки 114, 115).

Цемент байосских песчаников Ферсмановской скважины лишь частично заполняет полости и пустоты (рисунок 116). Состав цемента преимущественно глинистый каолиновый (до 65 %), также в его составе присутствуют гидрослюда, хлорит и смектит.

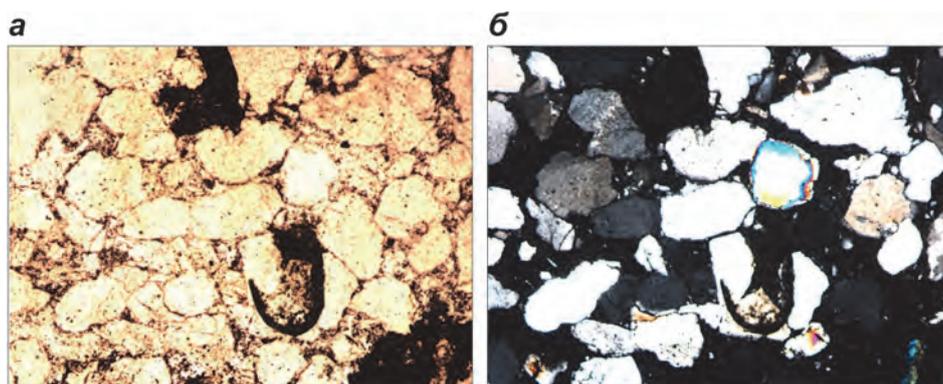


Рисунок 115. Северо-Мурманская-1. Шлиф 2307+1,3. J1-J2аа.
 Песчаник преимущественно кварцевый средне отсортированный. Кварц имеет лучистое погасание, сильно измененный, много газождких и минеральных включений. Песчаник среднезернистый (0,1–0,4 мм). Отмечаются полости, из которых зерна были выщелочены, а также поры и трещины, заполненные битумом: а – || ник., б – + ник., ув. 5

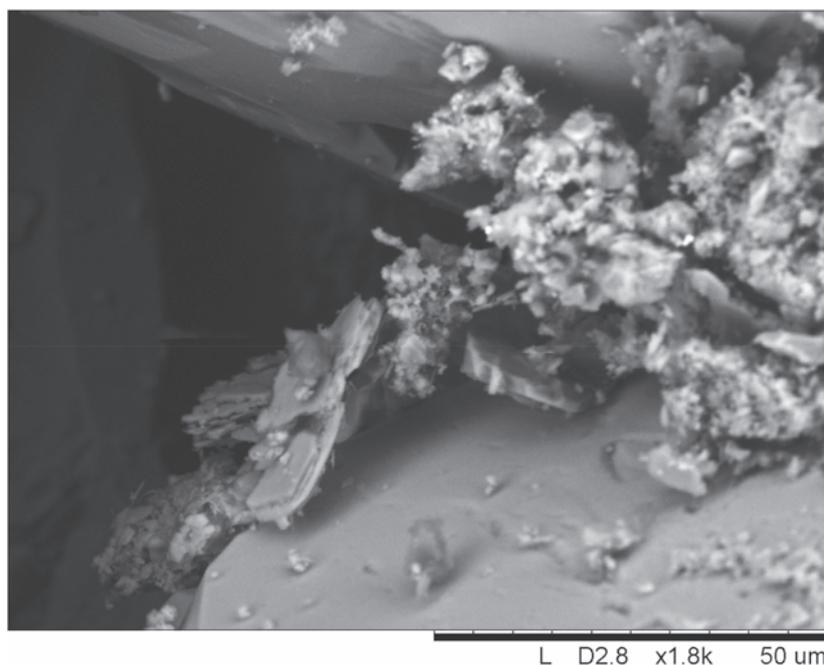


Рисунок 116. Снимок растрового электронного микроскопа. Цемент в порах

Высокая пористость юрских песчаников Ферсмановской площади обусловлена неполным развитием цемента, который лишь частично заполняет пустоты между зернами. Также влияние на величину пористости имеет и гранулометрический состав. Так, например, нижнеюрские среднезернистые песчаники отличаются по показателям пористости. Те, в которых преобладает фракция 0,45–0,315 мм, имеют значения пористости 23,1 %, а которые сложены в большей степени обломками размером 0,2 мм, – 20 %.

В целом цемент юрских песчаников преимущественно глинистый, в составе которого преобладает каолинит (от 35 до 80 %). Совершенные кристаллические формы каолинита указывают на его аутигенное происхождение (рисунок 117). Самые низкие содержания аутигенного каолинита приурочены к Ледовой, Лудловской площадям, при этом в данных скважинах отмечается повышенное содержание гидрослюд (в среднем, до 20 %). Как правило, каолинит образуется при эпигенетической каолинитизации гидрослюдистых и хлоритовых элементов. В ходе этого процесса происходит растворение и вынос из пород катионов SiO_2 , а открытая пористость возрастает. Вторичное образование каолинитов может быть связано с разложением полевых шпатов.

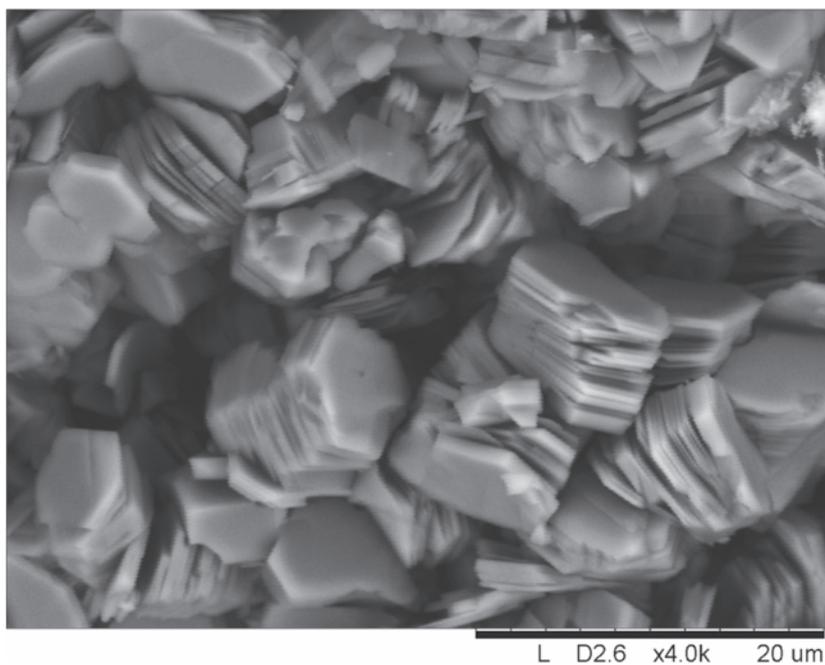


Рисунок 117. Аутигенный каолинит в поровом пространстве нижнеюрских песчаников Арктической скважины

В нижнеюрских песчаниках Арктической площади в порах и трещинах отмечаются большие скопления каолинита и хлорита, что неблагоприятно влияет на связанность каналов, поэтому при значениях пористости 10–11 % проницаемость их не превышает

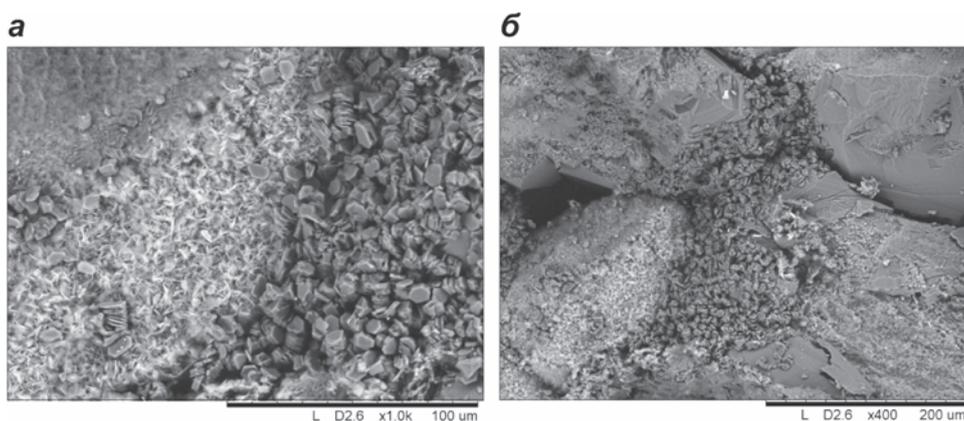


Рисунок 118. Каолинит (а) и хлорит (б), развитые по трещинам и полостям в нижнеюрских песчаниках Арктической площади

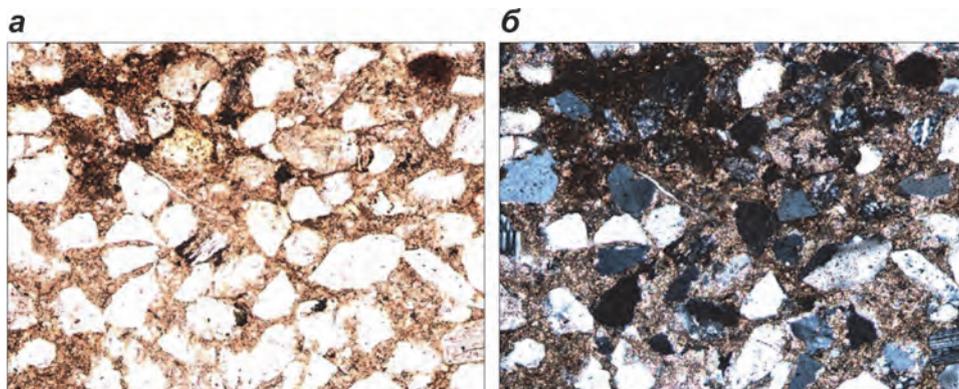


Рисунок 119. Штокмановская скважина-6. Шлиф 1879+0,7:
 а – параллельные николи; б – скрещенные николи. Увеличение 2,5

1,5 мД (рисунок 118). Скорее всего, связанность каналов обеспечивается за счет развития серий стиллолитовых трещин. Результаты рентгенографического анализа показали, что среди всех глинистых минералов доминируют каолинит (43 %) и хлорит (36 %), также отмечается гидрослюда (16 %) и в меньшей степени смешаннослойные образования слюды-сметита (5 %).

На некоторых уровнях келловейского пласта Ю₀ Штокмановского месторождения отмечаются карбонатизированные (рисунок 119) и доломитизированные (рисунок 120) прослои мелкозернистых песчаников. Карбонатный цемент базального типа. Он

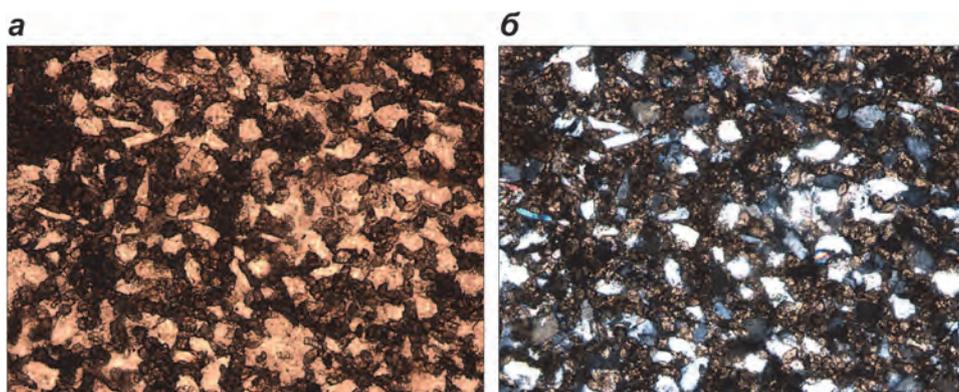


Рисунок 120. Штокмановская скважина-4. Шлиф 2188,7+10,35:
 а – параллельные николи; б – скрещенные николи. Увеличение 10. Алеврит (Md = 0,06 мм) зерна преимущественно кварцевые. Присутствуют аксессуарные минералы в виде темно-коричневых кристаллов ромбической формы – 50 %. J2bj

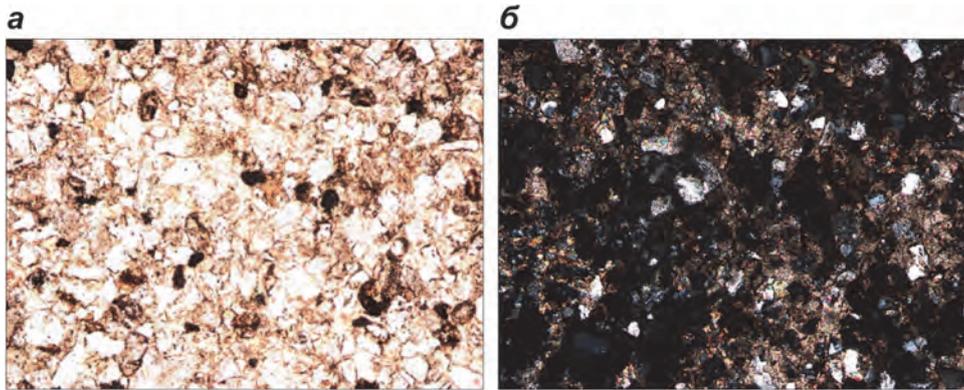


Рисунок 121. Скважина Северо-Мурманская-1. Шлиф 2095+2,2/2:
 а – параллельные николи; б – скрещенные николи. Увеличение 10. Алевролит (0,04 мм).
 Зерна – 60 %, цемент карбонатно-глинистый 30–40 %. Кварц – 50 %, полевые шпаты –
 40 %, обломки пород – 10 %. J2bj

также был отмечен в разрезе байосского пласта Ю₁ Штокмановского и Северо-Мурманского месторождений (рисунок 121).

Песчаник мелкозернистый (Md = 0,1 мм). Кварц – 77 %, обломки пород – 15 %, ПШ – 5 %, слюда – 2 %. Зерна окатаны плохо. Отмечаются трещины и линзы, заполненные битумом. Также отмечаются трещины, заполненные углистым материалом желтого цвета.

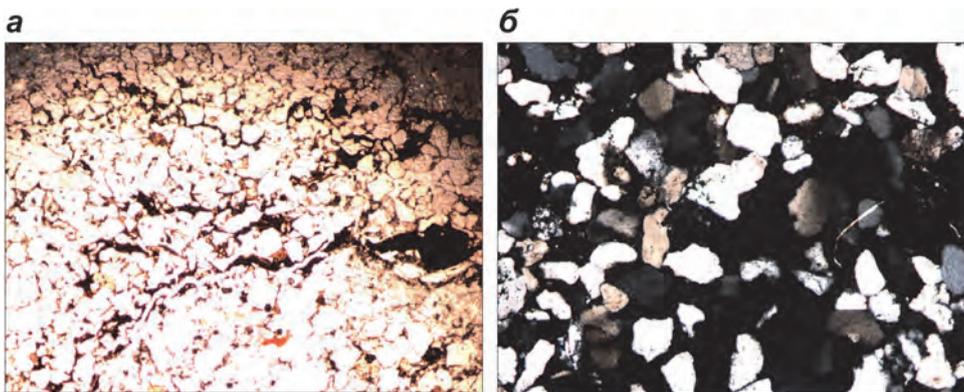


Рисунок 122. Скважина Северо-Мурманская-1. Шлиф 2019+3,25:
 а – параллельные николи; б – скрещенные николи. Увеличение 5. Песчаник среднезернистый преимущественно кварцевый, сортировка и окатанность средняя. Стиллолитовые трещины расположены хаотично, разнонаправлены, заполнены битумом. Цемент поровый глинистый. J2bj

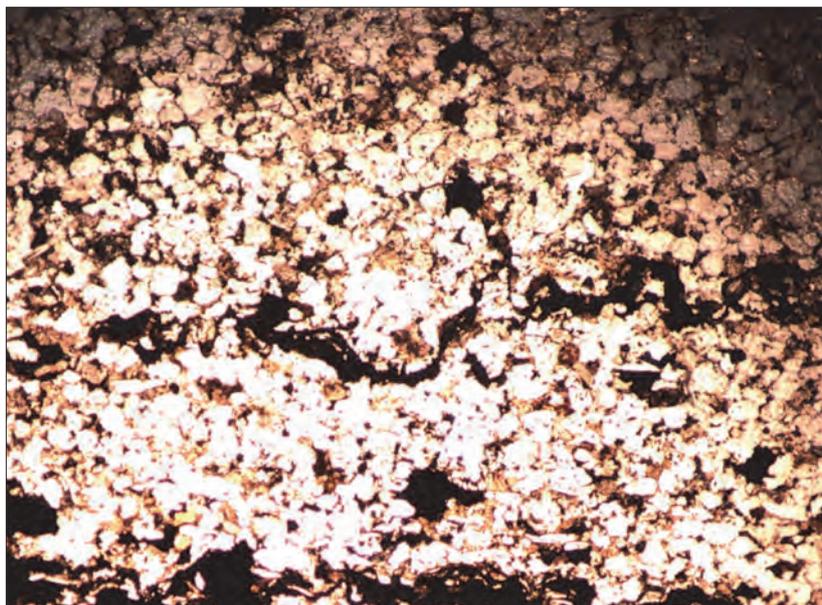


Рисунок 123. Штокмановская скважина-4. Шлиф 2224+4,4.
Параллельные николи, увеличение 2,5. Песчаник мелкозернистый, преимущественно кварцевый с трещинами, заполненными битумом. J2bj

Нижне-среднеюрские отложения бассейна Тромсё норвежской части БМШ представлены преимущественно зрелыми кварцевыми аренитами (P. Riches, 1986). Пористость и проницаемость песчаников контролируются степенью и соотношением окварцевания и растворения. В песчаниках активно развита стиллолитизация, что, как правило, не характерно для столь незначительных глубин (2–2,7 км).

В российской части в среднеюрских алевро-песчаных пластах Штокмановской, Арктической и Северо-Мурманской площадей отмечаются зоны трещиноватости, подобные стиллолитам, которые значительно улучшают коллекторские свойства пород (рисунки 122, 123). Часто в трещинах отмечается наличие остаточного битума.

Глава 8

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

С раннеюрского времени начинается общая региональная трансгрессия морского бассейна с запада, со стороны Северной Атлантики и, возможно, с северо-востока, со стороны Северного Ледовитого океана. Морские условия в пределах изучаемого региона существовали только на крайнем западе, на месте современной Западно-Баренцевоморской континентальной окраины.

Во впадинах западной части Баренцевоморского шельфа господствовали условия дельтовой равнины, занимающей акваторию прогибов Хаммерфест, Тромсё, Бьерная. Восточнее, в пределах современной Южно-Баренцевской впадины, в пределах прогиба Нордкап и седловин, их обрамляющих, существовали условия аллювиальной равнины. Крупная и протяженная река, по всей видимости, сформировала обширную аллювиальную равнину с мощностями нижнеюрских отложений до 450–500 м. На картах мощностей выделяются эпицентры наиболее интенсивного осадконакопления (рисунки 124, 125). В качестве таких зон выступает центральная часть Южно-Баренцевской впадины, а также зона, к которой приурочены Штокмановская и Лудловская седловины. Мощности, вскрытые скважинами, составляют, соответственно, 462 и 464 м. Отложения представлены толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин с прослоями углей.

Основной снос материала происходил с Восточно-Европейской платформы через территорию Печорской плиты и со Свальбардской антеклизы. В качестве локальных источников сноса могли выступать поднятия в норвежской части Баренцева моря, на которых юрские отложения не выделены. Это поднятие Лопша, Бьярмаланд и моноклиналь Финнмарк (рисунок 126). Речные и дельтовые пески и песчаники с редкими тонкими прослоями ал-

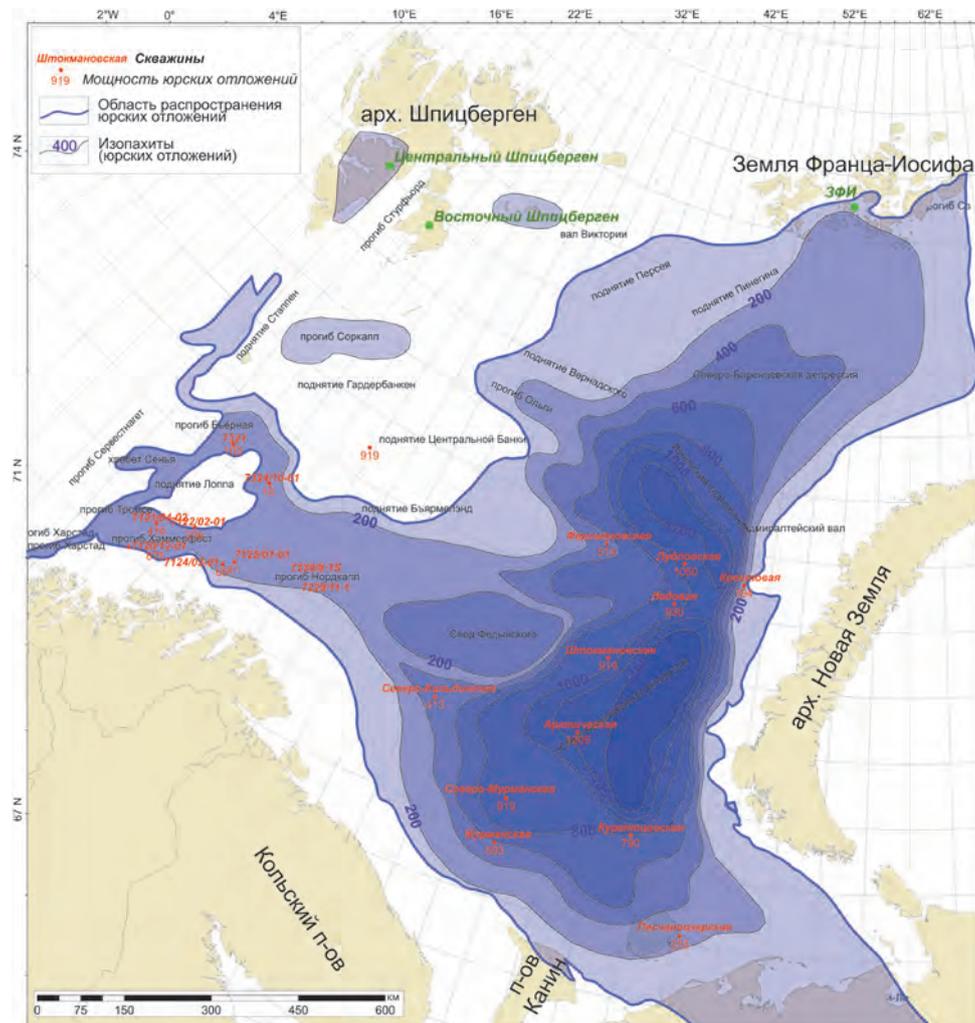


Рисунок 124. Карта мощностей юрских отложений Баренцевоморского шельфа

лювиальных глин на юго-востоке Баренцева моря указывают на прибрежно-равнинные условия осадконакопления (рисунок 127).

К северу от обширной аллювиальной равнины располагалась аллювиально-озерная равнина, где накапливались угленосные алевро-глинистые осадки с примесью песчаного, а иногда карбонатного материала.

В геттангское время преимущественно песчаные последовательности (свита тубоен) откладывались в западной части Барен-

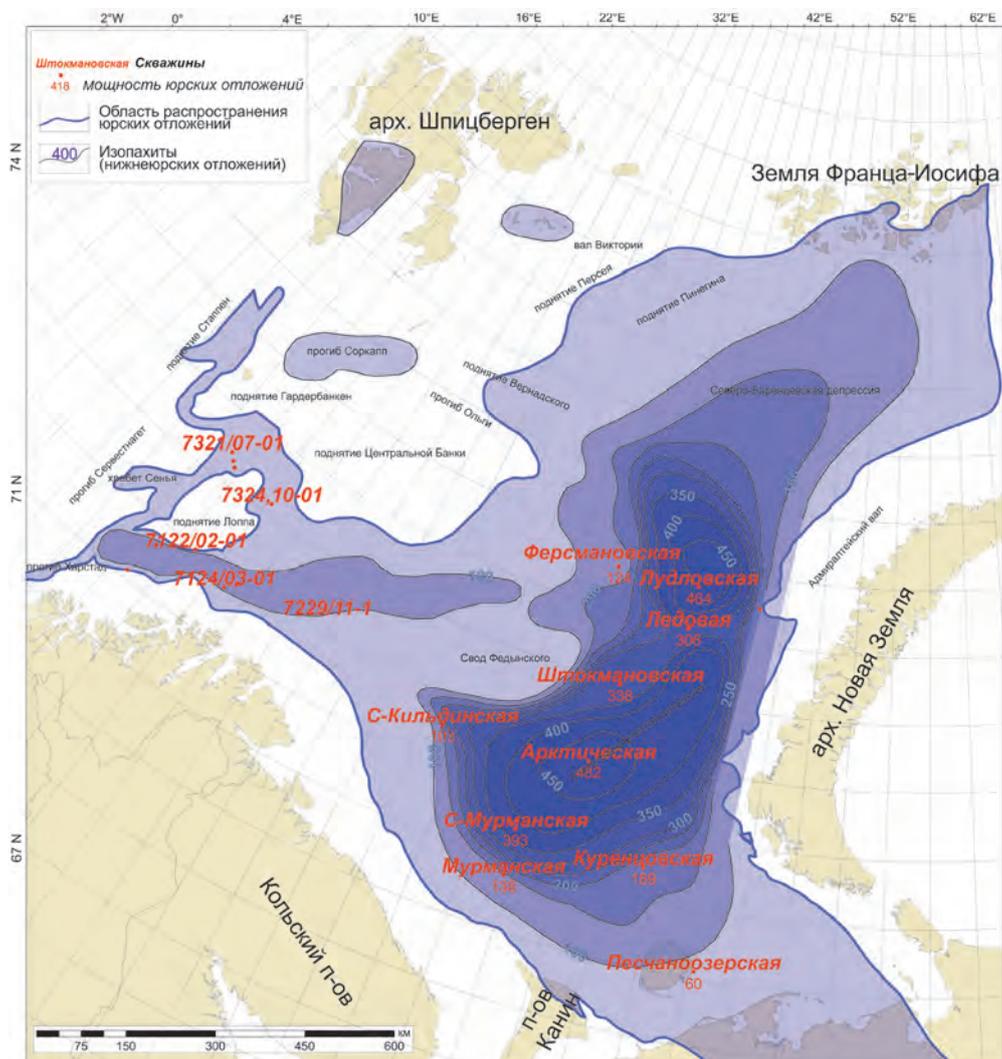


Рисунок 125. Карта мощностей раннеюрских отложений Баренцевоморского шельфа

цевоморского шельфа. Свита представляет отложения приливных протоков, эстуариев и лагун, с углями, она типична для бассейнов Тромсё, Хаммерфест и Нордкап. Угли наиболее распространены вблизи юго-восточных окраин бассейна и выклиниваются к северо-западу. В этом же направлении возрастает число глинистых прослоев. В западном направлении прибрежная равнина претерпела кратковременную ингрессию моря, результатом

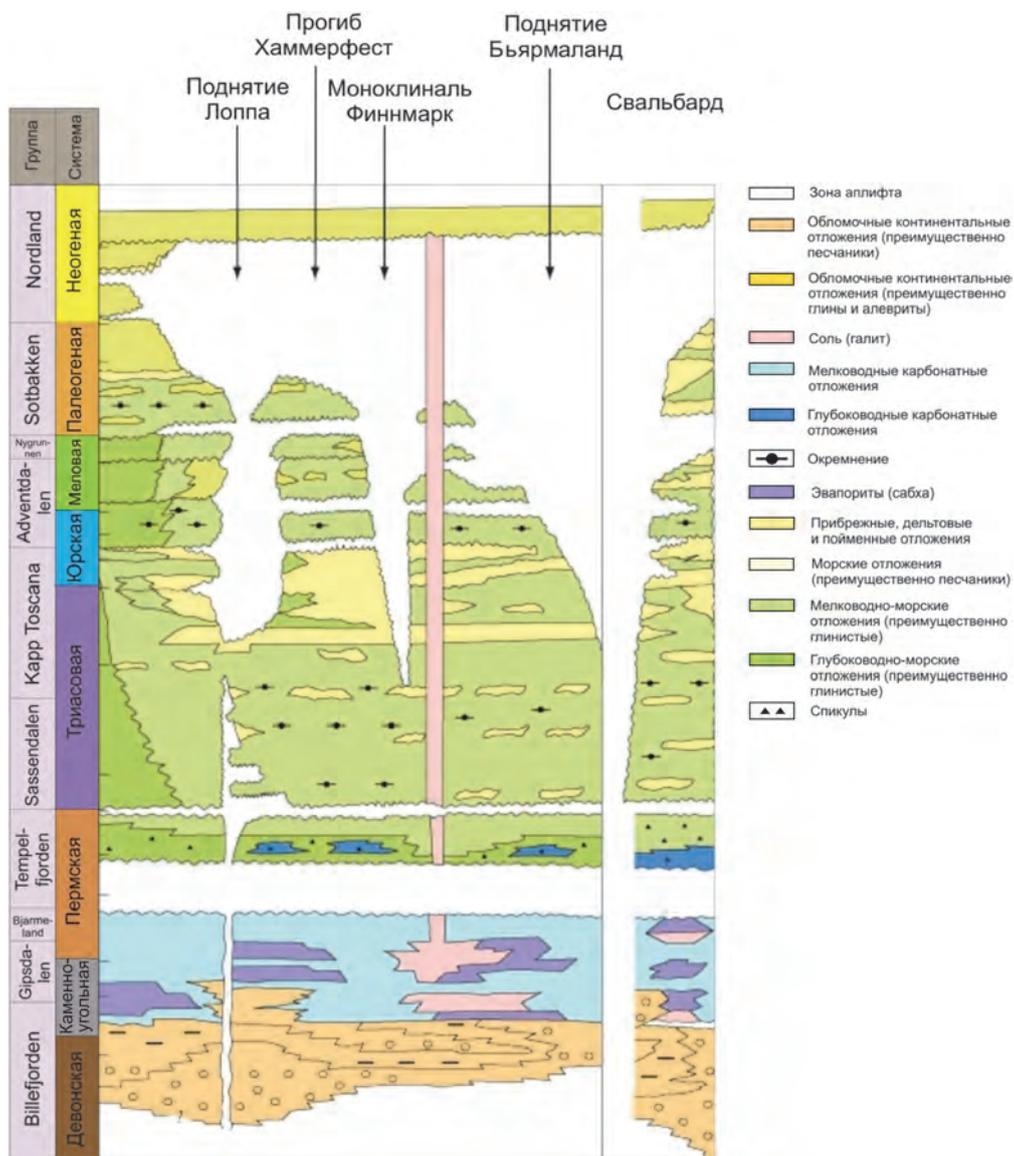


Рисунок 126. Обобщенная литолого-стратиграфическая схема западной части Баренцева моря с привязкой к местным формационным единицам (по данным Norwegian Petroleum Directorate)

которой стало накопление песков в приливно-отливных каналах. Юг бассейна Хаммерфест был крупным депоцентром, источником сноса обломочного материала, для которого служил Балтийский щит.

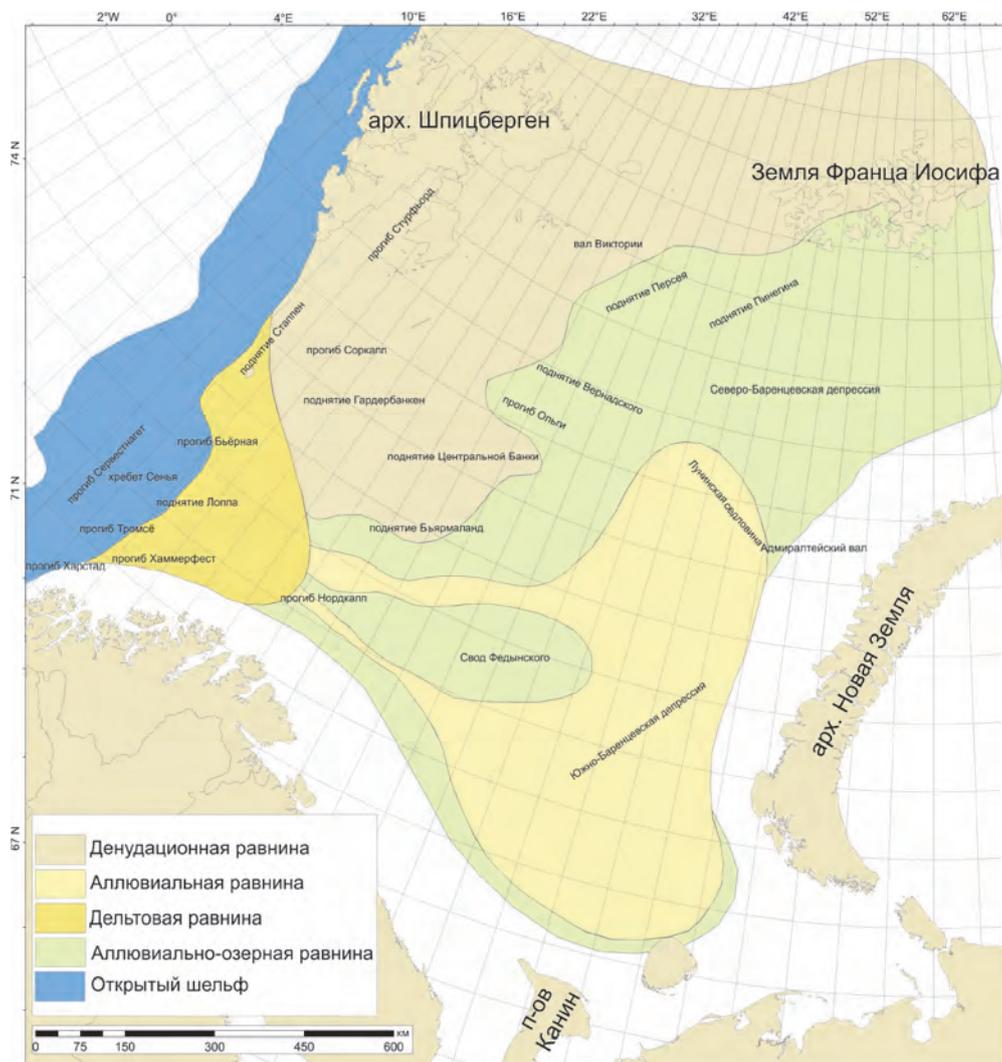


Рисунок 127. Палеогеографическая карта раннеюрского времени Баренцево-морского шельфа

На архипелаге Шпицберген геттангские отложения представлены свитой Свенской. В свите преобладают песчаники, которые были накоплены в условиях приливно-отливной отмели, приливно-отливного канала и прибрежной равнины, о чем свидетельствуют характерные перекрестные косослоистые текстуры (рисунок 128).

К геттанг-синемюрскому возрасту относят нижнюю часть тегтофской свиты архипелага Земля Франца-Иосифа, представ-



Рисунок 128. Нижнеюрские песчаники восточной части архипелага Шпицберген (о. Конгсойя), образованные в результате приливно-отливных течений (фото D. Worsley)

ленную континентальными и прибрежно-морскими светлыми и красно-бурыми песками и песчаниками с угольной крошкой, содержащими линзовидные прослои конгломератов и глин. В Фермановской скважине также отмечаются песчаники с буроватым оттенком.

Частичный снос материала был с Новой Земли, которая имела приподнятый облик в раннеюрское время. Данный вывод подтверждается данными, полученными при изучении изотопного состава детритовых цирконов. В Штокмановской скважине наибольший пик соответствует возрасту 190 млн лет (ранняя юра)

(Петров Е.О., 2010). Единый источник сноса для раннеюрских отложений установить достаточно сложно, скорее всего, раннеюрская толща была сформирована за счет сноса материала с различных локальных областей денудации.

В течение *среднеюрского времени* площадь морского осадконакопления постепенно расширяется, при этом дельтовая равнина перемещается на восток и занимает в средней юре большую часть Южно-Баренцевской впадины и сопредельные территории, а озерно-аллювиальные отложения постепенно замещаются прибрежно- и мелководно-морскими терригенными осадками. Мощность дельтовых отложений составляет 500–600 м и представлены они хорошо окатанными кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин (рисунок 129). Основной материал, как и прежде, поступал, преимущественно, с востока и с юго-востока. Трансгрессивная направленность развития морского бассейна периодически прерывалась краткими регрессиями, в результате чего наблюдаются многочисленные внутриформационные перерывы. Максимум трансгрессии среднеюрского морского бассейна приходится на батское время, в течение которого на всей площади Баренцевоморского шельфа формировались глинистые и алевроито-глинистые осадки.

Байосский век демонстрирует обстановку, соответствующую максимуму среднеюрской регрессии. Наличие байосских мелководно-морских отложений в бассейнах Хаммерфест и Нордкап, а также в самых западных частях Южно-Баренцевоморской впадины говорит о существовании пролива, соединяющего западные и восточные морские бассейны. В среднеюрское время, частично в начале поздней юры, отдельные наиболее приподнятые области вблизи мегаседловины подвергались размыву, продукты которого транспортировались в окружающие депрессии, занятые морскими бассейнами. Следы этих процессов видны на сейсмических разрезах в виде клиноформ бокового наращивания. Судя по размеру и направлению падения клиноформ, наиболее интенсивный снос был со стороны Ферсмановского поднятия, расположенного к западу от мегаседловины. Продукты выноса, отлагаясь на палеосклонах, формировали высокопористые песчаные коллекторы, латерально экранированные трансгрессивными юрскими глинами.

Континентальные обстановки осадконакопления реконструируются на территории Тимано-Печорского бассейна. На о-ве Колгуев сырьевая свита (103,5 м) сложена песками и песчаниками с маломощными прослоями глин и алевролитов.

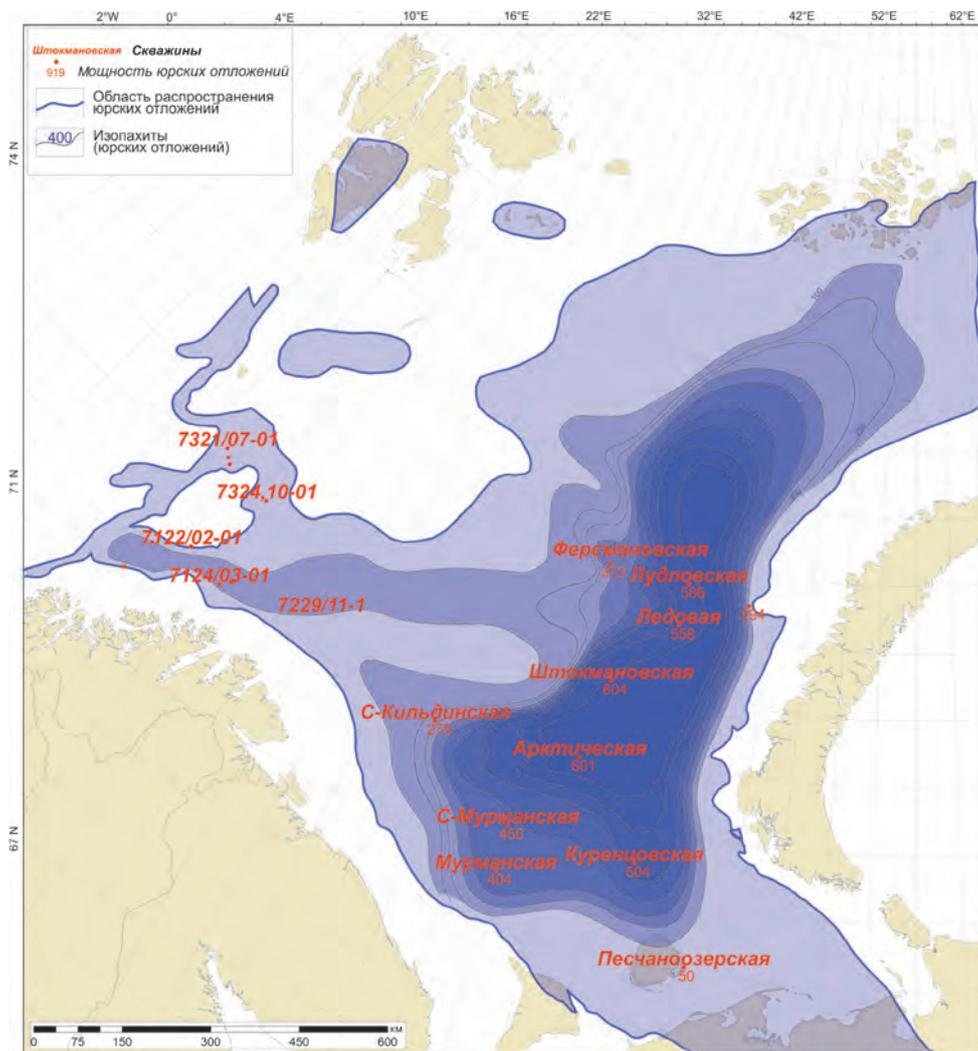


Рисунок 129. Карта мощностей среднеюрских отложений Баренцевоморского шельфа

На арх. Земля Франца-Иосифа в байосское время существовал морской бассейн, в пределах которого отлагались преимущественно алевро-глинистые осадки, содержащие фауну фораминифер, двустворок, белемнитов, аммонитов. Установлена определенная фациальная зональность в распространении основных литофаций. На юге и юго-западе архипелага (о-ва Нордбрук, Гукера, Чамп) преобладают глины, а восточнее (о-ва Алджера, Мак-Клинттока, Земля Вильчека) – алевролиты.

На большей части Восточно-Баренцевского прогиба реконструируются обстановки мелкого моря (рисунок 130). Здесь в средней юре сформировался глинисто-песчаный циклически построенный разрез мощностью до 604 м. Он состоит из четырех-шести трансгрессивно-регрессивных циклов, мощностью от 40 до 130 м. В нижней части циклов залегают литоральные алевритоглинистые осадки, выше их сменяют баровые пески. Мощность

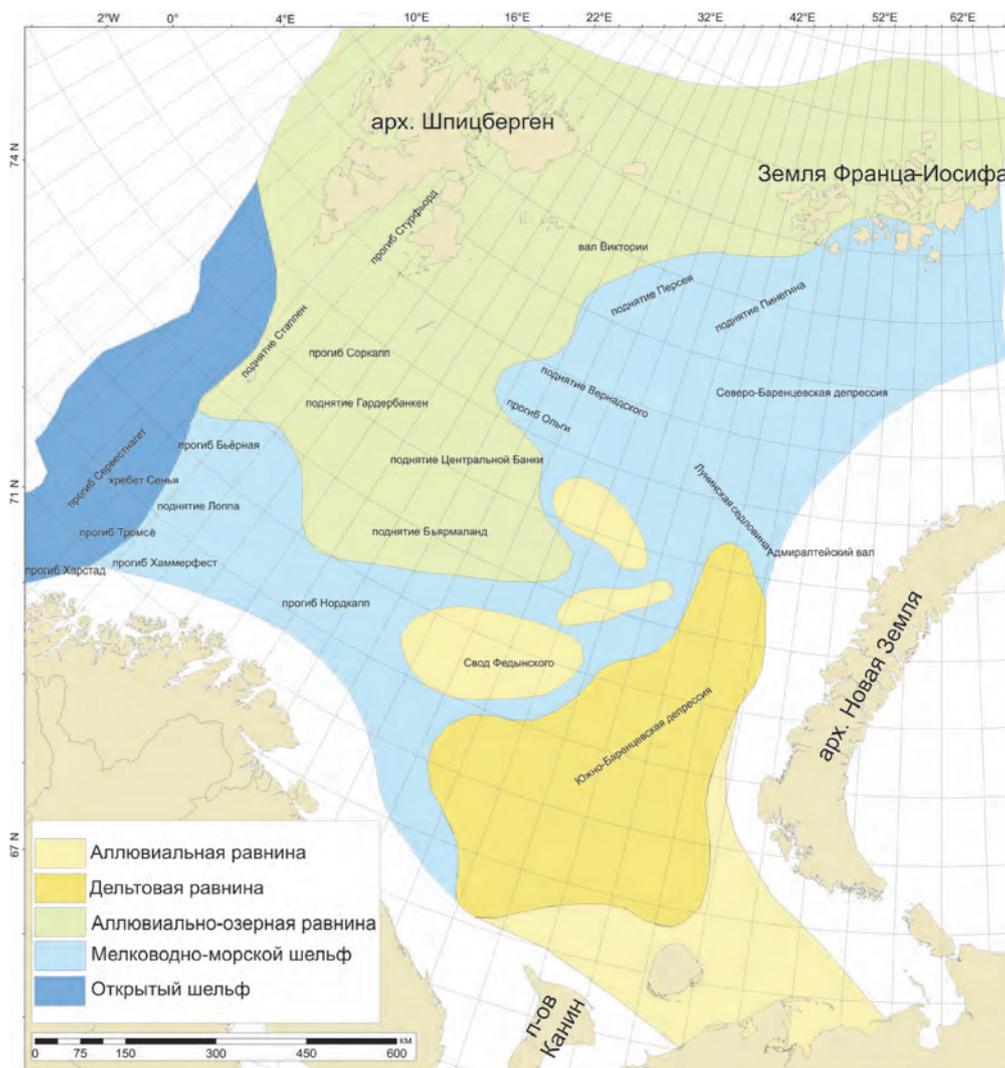


Рисунок 130. Палеогеографическая карта среднеюрского времени Баренцево-морского шельфа

песчаных слоев варьируется от 25 до 70 м, к ним приурочены продуктивные газоносные горизонты Ю₁, Ю₂, Ю₃ на месторождениях Штокмановское, Лудловское, Ледовое.

В *позднеюрское время* морской режим осадконакопления существовал на всей площади Баренцевского шельфа. Для позднеюрского комплекса характерно широкое распространение глинистых отложений, содержащих большое количество органического вещества ($C_{\text{орг}}$ от 2–5 до 22–23 %). Позднеюрское осадконакопление характеризуется низкой скоростью и частыми перерывами, фиксируемыми в непрерывном и однородном разрезе только по палеонтологическим данным, в низах раннеоксфордской, среднеоксфордской и ранневолжской эпох. В относительно погруженных замкнутых прогибах, ограниченных разломами (прогиб Хаммерфест), в позднеюрское время откладывались глинистые осадки. К этому времени относится начало прогибания прогибов Тромсё и Бьорнойя.

В волжское время юрская трансгрессия достигла максимума, обширный морской бассейн занимал большую часть Баренцевского региона. В его пределах отлагались преимущественно глинистые осадки, иногда с тонкими прослоями известняков, алевролитов и песчаников. Условия осадконакопления варьировали от мелководных до глубоководных морских, с глубинами 200–300 м на значительных площадях (рисунки 131, 132). Низкая скорость осадконакопления и, преимущественно, мелкозернистый состав кластических осадков совместно с относительно высокой биологической продуктивностью в вышележащих водных массах привели к интенсивному накоплению органического вещества в донных осадках.

На архипелаге Шпицберген волжские отложения представлены темно-серыми – черными алевролитистыми аргиллитами и в меньшей степени алевролитовыми и мелкозернистыми песчаниками свиты Агардфьеллет. Наиболее алевролитистые и песчанистые подразделения относятся к средневолжской пачке Опддалсета. Она представляет собой мелководные шельфовые отложения, связанные с песчаными валами, и лучше всего развита в центральной части Шпицбергена. Пачку Опддалсета перекрывает пачка Слоттсмиа, включающая преимущественно черные сланцы, общее содержание органического вещества в которых обычно составляет 1,5–3 %, в некоторых пластах оно достигает 5 %.

В западной и северо-западной частях Баренцевоморского региона волжские отложения включают темные сланцы свиты Хеккинген, обычно представляющие обстановку осадконакопления



Рисунок 131. Карта мощностей верхнеюрских отложений Баренцево-мурского шельфа

открытого морского шельфа с ограниченной (бескислородной или слабо оксидной) циркуляцией придонной воды.

Обстановки глубокого шельфа с застойным режимом придонных вод занимали обширные площади на востоке Баренцево-мурского региона. На юге Баренцево-мурского региона (Северо-Кильдинская, Мурманская и Северо-Мурманская площади) с ними связано образование черных алевритистых, богатых орга-

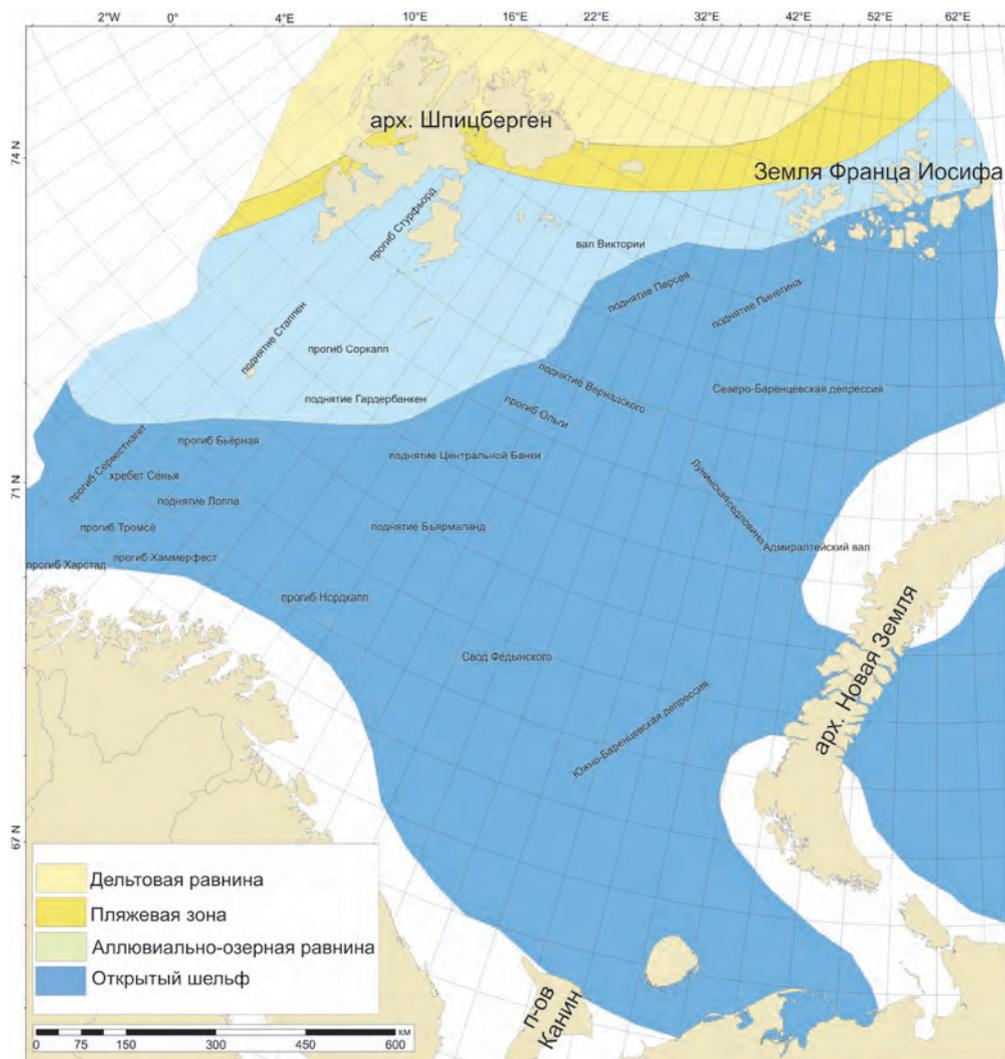


Рисунок 132. Палеогеографическая карта позднеюрского времени Баренцево-морского шельфа

никовой глин ($C_{орг}$ до 16,6 %). В северном направлении (Арктическая, Штокмановская, Лудловская и Ферсмановская площади) разновозрастные отложения представлены черными углистыми сланцами ($C_{орг} = 12-16,5$ %), которые выше по разрезу замещаются аргиллитами ($C_{орг}$ менее 2,5 %). Мощность волжских отложений в Восточно-Баренцевском мегапрогибе составляет 100 м, при этом на высокоуглеродистые и углеродистые глины

приходится до 70 м. Органическое вещество преимущественно сапропелевое. По данным пиролиза ОВ относится к керогену II и II/III типов. В области Центрально-Баренцевских поднятий мощность волжских отложений резко сокращается до 0 – 18 м (скв. Ферсмановская-1), по-видимому, как вследствие конседиментационного роста поднятий, так и вследствие берриасской эрозии.

В средне-поздневолжское время зона прибрежного мелководья была развита на о-ве Колгуев. Средне-верхневолжские отложения представлены паромесской свитой, сложенной глинами, в средней части с прослоями алевролитов. В основании свиты присутствует пачка черных битуминозных глин мощностью 8 м.

Мелководно-морские условия распространены на севере Баренцевского региона. На арх. Земля Франца-Иосифа волжские отложения установлены на островах Земля Вильчека, Грэм-Белл, Бергхауз, Мак-Клинтока и представлены темно-серыми и черными аргиллитами, выше алевролитами и песчаниками с прослоями органогенных известняков.

На границе юрского и мелового периодов происходит поднятие краевых частей Западно-Баренцевоморской впадины и формирование крупных внутренних поднятий. В прогибание вовлекаются только структуры, открывающиеся в Атлантический океан. Это прогибы Харстад, Тромсё, Бьорна и Сервестнагет, где мощность осадков составляет 5–6 км.

В Баренцевом море тектонические движения на границе юры и мела обусловили возникновение регионального (позднекиммерийского) несогласия, возникшего на значительных пространствах этого региона, вероятно, в подводных условиях. Раннемеловые глины начали заполнять впадины. На западе Баренцева моря киммерийские тектонические движения инициировали продолжительный подъем возвышенностей Лоппа и Стаппен. Кроме того, возможно, в этот период поднялась и была частично эродирована платформа Бьярмаланд.

Глава 9

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

В юрских отложениях разведана основная часть запасов углеводородов Баренцевоморского шельфа. На территории российской части шельфа в них открыты месторождения Ледовое, Лудловское и уникальное Штокмановское месторождение с запасами 3,9 трлн м³ газа.

По подсчетам в ловушках юрского возраста содержатся ресурсы углеводородов, многократно превышающие разведанные запасы открытых месторождений. Такая оценка подтверждается как ходом поисково-разведочных работ, так и результатами более углубленных исследований геологического строения Баренцевоморского шельфа и формирования нефтяных и газовых месторождений.

Преимущественно в песчано-глинистом разрезе пород юрского возраста песчаные разности сосредоточены в ранне-среднеюрских отложениях и могут служить резервуарами для миграции и аккумуляции углеводородов в ловушках различного типа. Вышележащие толщи позднеюрского возраста, преимущественно глинистые, и образуют региональный флюидоупор для большей части Баренцевоморского шельфа.

Результаты анализа геологического строения, истории формирования и нефтегазоносности Баренцевоморского шельфа позволяют спрогнозировать зоны нефтегазонакопления (ЗНГН), в пределах которых действуют единые механизмы генерации, аккумуляции и консервации УВ.

Анализ условий формирования юрских отложений показывает, что формирование ЗНГН и перспективы юрских отложений – это результат всей истории развития бассейна.

Распределение и размеры нефтяных и газовых скоплений в акватории Баренцевоморского шельфа – результат сложных, длительных геологических процессов: генерации УВ, миграции

и аккумуляции. Богатые органикой толщи юрского возраста в ходе геологической истории выделили в гидросистему бассейна жидких и газообразных УВ в объемах, достаточных для заполнения всех сформировавшихся в то время ловушек. Их заполнению способствовала миграция УВ по водонасыщенным пластам или проводящим тектоническим нарушениям. Этому благоприятствовало и наличие в нижне-среднеюрском разрезе проницаемых песчаных горизонтов, образующих обширные резервуары, выявленные в юрском осадочном комплексе БМШ.

Важнейшим фактором, повлиявшим на распределение залежей нефти и газа в Баренцевом море, является современное тектоническое устройство акватории, наличие крупных положительных структур, прогибов и их сопровождающих разного размера и типа ловушек как антиклинального, так и неантиклинального типа.

Активную роль в распределении залежей нефти и газа в юрском комплексе, помимо латеральной миграции углеводородов, играла миграция по разрывным нарушениям. В регионе установлены зоны разломов, ограничивающие региональные структурные элементы бассейна. Тектонически активные структурные элементы бассейна сохранили свою подвижность и на современном геологическом этапе. Несомненно, неотектонические знакопеременные подвижки повлияли на распределение современных скоплений нефти и газа. Однако пространственное размещение тектонических блоков остается унаследованным, и они определяют положение неотектонически активных районов, с которыми и связываются высокие перспективы нефтегазоносности. По данными АМНГР (Тронов Ю.А., 1989), все известные нефтегазоносные структуры Баренцевоморского шельфа являлись неотектонически активными.

По результатам анализа процессов формирования нефтяных и газовых месторождений, с учетом особенностей тектонического строения, по степени вероятности открытий (перспективности) БМШ разделяют на три зоны: высокоперспективная, перспективная, малоперспективная.

Характер строения юрского комплекса отложений и структурный план региона определили формирование ловушек различного типа и распределение УВ по площади и разрезу. Так как в юрском комплексе максимальная песчанистость связана с нижне-среднеюрскими отложениями, а верхнеюрские породы представлены черными битуминозными глинами, в которых практически не развиты песчаные пласты, то карта перспектив строилась только для отложений нижней-средней юры.

- перспективные зоны;
- малоперспективные.

В пределах первых двух зон выделены участки, перспективные на поиски УВ в ловушках различного типа: структурных, стратиграфических, литологических.

Выделены зоны развития соляных куполов и связанных с ними тектонически экранированных ловушек.

Крупной **высокоперспективной зоной нефтегазонакопления** является зона Центрально-Баренцевской депрессии. Она занимает центральную часть всего Баренцевоморского бассейна и средняя мощность осадочного чехла в пределах этой области составляет от 10 до 15–18 км, в том числе до 1500 м юрских отложений. В пределах этой зоны создавались благоприятные условия для формирования линейных инверсионных структур. Время формирования антиклинальных поднятий приходится на конец палеозоя (раннюю – позднюю пермь). Впоследствии развивались унаследованные структуры, которые испытывали погружение в течение всего мезозойского этапа развития бассейна. К моменту формирования скоплений в юрских отложениях структуры существовали и являлись наиболее благоприятными для аккумуляции УВ. Эта зона испытывала максимальное погружение в юрское время, и в ее пределах шло накопление отложений в обширной дельтовой равнине, вытянутой с востока на запад. Активное формирование дельтовых отложений смещалось по времени с ранней юры на западе Центрально-Баренцевской депрессии до средней юры в восточном ее секторе. В результате в условиях благоприятного структурного плана сформировались ниже-среднеюрские резервуары, характеризующиеся высокими коллекторскими свойствами. Песчаники регионально выдержаны по мощности (суммарная мощность их может достигать 50–100 и более метров).

Область развития ловушек структурного типа, в пределах которых юрские резервуары выдержаны и обладают высокими коллекторскими свойствами, связана с локальными структурами инверсионных валов, к которым относятся Штокмановская, Лудловская, Демидовская седловины, поднятие Центральной Банки. На западе зоны линейные инверсионные поднятия будут связаны с антиклинальными структурами прогибов Нордкап, Хаммерфест. В пределах этой зоны будут сосредоточены, преимущественно, газовые месторождения, так как мощность осадочного чехла и тектоническое развитие зоны обусловили формирование углеводородов, преимущественно, в главной зоне газообразования (ГЗГ).

Области развития стратиграфически экранированных ловушек в пределах высокоперспективной зоны НГН связаны со стратиграфическим срезанием юрского комплекса отложений в бортовых частях поднятий Ферсмана и Федынского. В пределах этих инверсионных структур, испытавших максимальную инверсию, верхние интервалы разреза сокращены в мощности. В своде продуктивные горизонты связаны с триасовыми и с более древними горизонтами, а на бортах могут быть развиты стратиграфически экранированные ловушки.

В пределах свода Федынского и поднятия Ферсмана могли существовать условия, благоприятные для аккумуляции УВ, на протяжении длительного периода геологического времени за счет латеральной миграции УВ из глубокопогруженных участков прилегающих впадин. В пределах этой области могут быть спрогнозированы и нефтяные скопления, помимо газовых. Газ, сформировавшийся в течение геологической истории бассейна, как правило, рассеивался в пределах этих зон из-за отсутствия надежной покрышки.

Высокоперспективной является и область развития соляной тектоники, установленной в прогибах Нордкап, прогибе Ольги, Демидовском грабене, Малыгинском грабене. Ловушки, экранированные соляными штоками, широко распространены в юрском и триасовом НГК.

На остальной части высокоперспективной зоны НГН формировались литологические ловушки дельтового комплекса. Песчаные тела дельтового генезиса обладают высокими емкостно-фильтрационными свойствами, занимают значительные площади и могут рассматриваться как самостоятельный объект поиска УВ.

К перспективным зонам НГН относятся области развития озерно-аллювиальных отложений юрского возраста, широко представленные в Северо- и Южно-Баренцевских впадинах и сопредельных структурах, их обрамляющих.

В пределах Северо-Баренцевской впадины юрские отложения формировались в условиях аллювиально-озерной равнины. По аналогии с разрезом ЗФИ, они предположительно содержат больше глинистого материала, менее выдержаны по площади. Их перспективы, несмотря на слабую изученность, высоко оцениваются. В пределах Северо-Баренцевской впадины будут широко представлены ловушки неантиклинального типа. Область их распространения контролируется флювиальными потоками ранне-среднеюрского возраста. Песчаники не выдержаны. Их мощность может составлять около 50 м и более.

Ловушки антиклинального типа будут связаны с положительными структурами, обрамляющими Северо-Баренцевскую впадину. Однако мощность юрского комплекса в их пределах несколько сокращена как за счет нижне-среднеюрских, так и за счет верхнеюрских отложений.

В Южно-Баренцевской впадине не наблюдается широкое развитие антиклинальных структур, однако хорошие коллекторские свойства юрских резервуаров, сформировавшихся в условиях дельтовой равнины, делают эту зону перспективной на поиски УВ в ловушках неантиклинального типа.

К малоперспективным зонам НГН относятся области эрозионного срезания юрского комплекса на Свальбардской антеклизе, Адмиралтейском поднятии и на моноклиналиях, обрамляющих Баренцевоморский шельф. Формирование залежей нефти и газа может происходить в этих зонах только за счет латеральной миграции УВ из сопредельных глубокопогруженных впадин и качество верхнеюрской покрышки в этих зонах резко ухудшается в силу сокращения ее мощности и неглубокого залегания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный комплекс исследований данной работы был посвящен восстановлению условий осадконакопления и формирования резервуаров юрского возраста Баренцевоморского бассейна. Анализ и сопоставление сейсмического, каротажного, кернового и каменного материала как российской, так и норвежской частей Баренцева моря позволил:

- закартировать область распространения юрских отложений Баренцева моря и их мощность;
- показать строение разреза в пределах различных структурно-тектонических зон и смоделировать условия их формирования;
- дать прогноз зон развития коллекторов высокого качества и перспективных зон на поиски неантиклинальных ловушек нефти и газа.

В результате проделанной работы были сделаны следующие выводы:

1. В Баренцевоморском бассейне юрский комплекс имеет региональное распространение за исключением тех зон, где он был размыв вследствие эрозионных процессов. Наибольшей эрозии подверглась Свальбардская антеклиза и крайняя северо-восточная часть Баренцевоморского бассейна, сопряженная с Северо-Карской впадиной. Юго-западная норвежская часть БМШ была подвержена влиянию разнонаправленных тектонических движений, в результате которых юрские отложения значительно изменяются в мощности в пределах сопредельных структурных элементов до полного их срезания на отдельных приподнятых блоках. В среднем, мощность юрских отложений в западной части бассейна составляет около 300 м. В восточном секторе Баренцева моря юрские отложения выдержаны по площади и их мощность достигает 1500 м в наиболее погруженных частях Южно-Баренцевской впадины.

2. Область распространения раннеюрских отложений, в основном, приурочена к прогибам субширотной Центрально-Баренцевской депрессии, рифтогенной структуре более древнего

заложения. Среднеюрские отложения распространены широко, но общий тренд максимальных мощностей связан с наиболее погруженными областями бассейна, с прогибом Хаммерфест, Южно-Баренцевской впадиной и грабенами, разделяющими седловины центральной части Баренцева моря.

3. За пределами Центрально-Баренцевской депрессии мощность юрских отложений сокращается, что хорошо видно даже в пределах двух на первый взгляд единых по мезозойскому структурному плану впадин, Южно- и Северо-Баренцевских. В Южно-Баренцевской впадине мощности юрского комплекса составляют 1200–1400 м, а в Северо-Баренцевской не превышают 500 м. Это различие подтверждает формирование таких впадин в разных тектонических условиях. Южно-Баренцевская впадина наложена на структуры Центрально-Баренцевской депрессии, а Северо-Баренцевская впадина заложилась в пределах относительно стабильного платформенного блока, существовавшего в палеозое на севере Баренцевоморского бассейна.

4. Отложения юрского комплекса представлены толщей переслаивания песчаных и алевро-глинистых пачек. Формировались они в условиях региональной трансгрессии морского бассейна с периодическими трансгрессивно-регрессивными периодами более мелкого порядка. Основные этапы трансгрессий происходили на рубеже ааленского и байосского веков, а также в конце батского – начале келловейского времени, когда были сформированы регионально выдержанные глинистые толщи. В их основании фиксируются яркие несогласия, которые прослежены по всей восточной части Баренцевоморского бассейна.

5. Юрские отложения изменяются от аллювиально-дельтовых до прибрежно-морских, мелководно-морских и относительно глубоководно-морских. Цикличное строение юрского разреза и внутривпадинные перерывы являются следствием эвстатических колебаний уровня моря и трансгрессивно-регрессивных циклов. Песчаные резервуары приурочены к верхним частям циклов, флюидоупорами для которых выступают регионально выдержанные глинистые горизонты в основании вышележащих циклов.

6. Значительная часть осадочного материала поступала в бассейн с юга, со стороны Русской платформы. Аллювиально-дельтовая равнина Баренцева моря являлась частью или продолжением аналогичной литофациальной зоны прилегающей акватории Карского моря и севера западной Сибири. Дополнительными источниками сноса для северных частей бассейна являлись Новоземельское поднятие, архипелаг Земля Франца-Иосифа и Свальбардская антеклиза.

7. Наилучшие коллекторские свойства пород связаны с баровыми отложениями дельтовой системы, которая существовала в раннеюрское время в западной части, а в среднеюрское – в восточной. Основные нижнеюрские залежи месторождения Сновит и среднеюрские Штокмановского месторождения приурочены к области развития дельтовых отложений. Спокойные морские обстановки сформировали в северной части восточного сектора БМШ конденсированный алевро-глинистый разрез, с меньшей долей песчаного материала.

8. Региональной покрывкой для юрских залежей углеводородов служат битуминозные «черные глины» верхнеюрского, оксфорд-киммеридж-титонского возраста.

9. Оценка юрских резервуаров с точки зрения их качества и литофациальных особенностей позволила выделить три зоны разной степени продуктивности. Высокоперспективные зоны прогнозируются в областях развития дельтовых песчаников, наложенных на современный структурный план. Первоочередными объектами для поисков являются антиклинальные структуры Штокмановско-Лудловской седловины, Демидовской седловины и антиклинальных структур Центрально-Баренцевской депрессии. Перспективными являются зоны развития неантиклинальных и стратиграфических ловушек, например, в бортовых частях инверсионных поднятий Центрально-Баренцевской депрессии, где юрские отложения выклиниваются и частично срезаются. В прогибах Тромсё, Нордкап и, возможно, в сопредельных с ними прогибах центральной части Баренцева моря можно ожидать залежи, экранированные соляными диапирами (бассейны Нордкап и Тромсё). Малоперспективные зоны ожидаются на Свальбардской антеклизе и моноклиналях, обрамляющих Баренцевоморский шельф. Формирование залежей здесь может быть связано только с латеральной миграцией углеводородов из сопредельных глубоко погруженных впадин.

Юрский комплекс, несомненно, является перспективным на акватории Баренцевоморского бассейна, обладая хорошими высокочемскими коллекторами и региональной глинистой покрывкой. Разведка и открытие новых месторождений в юрском комплексе Баренцевоморского шельфа является стратегически важным положением для Российской Федерации, несмотря на трудоемкость и значительные затраты на разработку новых высокотехнологичных подходов для его освоения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П., Погребницкий Ю.Е.* Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона/Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и природных ресурсов Мирового океана. – СПб.: ВНИИОкеаногология, 2000. – Вып. 3. – 190 с.
2. *Аксенова В.М.* Заключение по результатам гидродинамических исследований по скважине 1-Арктической. – КТЭ ПО АМНГР. – Мурманск. – 1989.
3. *Аксенова В.М.* Заключение по результатам гидродинамических исследований по скважине 1-Куренцовской. – КТЭ ПО АМНГР. – Мурманск. – 1989.
4. *Ампилов Ю.П. и др.* Опыт построения геологической модели Штокмановского газоконденсатного месторождения с использованием данных 3D-сейсморазведки//Геонауки – от новых идей к новым открытиям. – SEG-EAGE. – СПб. – 2008. – С. 14–22.
5. *Ампилов Ю.П. и др.* Технология подготовки запасов углеводородов промышленных категорий на примере Штокмановского ГКМ//Тезисы докладов международн. конф. «Путь инноваций и новые технологии в газовой промышленности». – ВНИИГАЗ. – 2008.
6. *Ампилов Ю.П.* От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. – М.: Спектр. – 2008. – 384 с.
7. *Аплонов С.А., Шмелёв Г.Б., Краснов Д.К., Трунин А.А.* Новая геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши//ДАН. – 1996. – Т. 351. – № 5. – С. 652–655.
8. *Аплонов С.В., Шмелёв Г.Б., Краснов Д.К.* Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным)//Геотектоника, 1996. – № 4. – С. 58–76.
9. *Арктика на пороге третьего тысячелетия: (ресурсный потенциал и проблемы экологии)*/Гл. ред.: И.С. Грамберг, Н.П. Лаверов; отв. ред. Д.А. Додин. – СПб.: Наука, 2000. – 247 с.: ил.
10. *Артюшков Е.В.* Механизм образования Баренцевского прогиба//Геология и геофизика. 2005. – Т. 46. – № 7. – С. 698–711.
11. *Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Геология и геохимия нефти и газа: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 415 с.
12. *Барабошкин Е.Ю.* Методические указания по работе с керном. Часть 1. Терригенные коллекторы. – Томск: ЦППС НД ТПУ (Томский политехнический университет). – 2005. – 154 с.
13. *Баренцевская шельфовая плита*/Под ред. Грамберга И.С. – Л.: Недра. – Т. 196. – 1988. – 263 с.

14. Басов В.А., Василевская Н.Д., Короткевич В.Д. и др. Палеобиогеография мезозоя Баренцевоморского шельфа//Верхний палеозой и мезозой островов и побережья Арктических морей СССР/Под ред. Н.И. Шульгиной. – Л.: НИИГА, 1979. – С. 73–109.
15. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое/В.А. Басов, Л.В. Василенко, К.Г. Вискунова и др./Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2009 (4). – С. 1–3.
16. Басов В.А., Никитенко Б.Л., Куприянова Н.В. Стратиграфия и микрофауна (фораминиферы и остракоды) нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа//Геология и геофизика, 2009. – Т. 50 (5). – С. 529–549.
17. Обоснование границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря/В.А. Басов, Т.М. Пчелина, Л.В. Василенко и др.//Сб. научных статей. Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. – СПб.: ВНИИ-Океанология, 1997. – С. 35–48.
18. Богоявленский В.И. Решение актуальных проблем разработки месторождений нефти и газа//Нефть. Газ. Новации. – № 10. – 2012. – С. 30–33.
19. Богоявленский В.И., Полякова И.Д., Будагова Т.А. и др. Геолого-геофизические исследования нефтегазоносности акваторий Циркумарктического сегмента Земли//Геология нефти и газа. – 2011. – № 6. – С. 45–58.
20. Большакова М., Кирюхина Т. Газоконденсаты Штокмановского месторождения//Геология нефти и газа. – 2007. – № 3. – С. 39–48.
21. Бро Е.Г. Нефтегазоносные комплексы в палеозойских и мезозойских отложениях на шельфе Баренцева моря/Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа. – СПб.: ВНИИОкеанология, 1992. – С. 17–37.
22. Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного чехла на шельфе Баренцева моря/Е.Г. Бро, Ю.В. Устинов, В.И. Устрицкий и др.//ВНИИОкеанология (фондовые материалы). – СПб., 1993.
23. Булатова Л.Д. Опытнo-производственные геофизические исследования в зимний период на акватории Баренцева моря. Отчет по теме 13/86. – СМНГ ВШПО «Союзморгео». – Мурманск, 1988.
24. Булыгин Д.В., Шамгунов Р.Н., Ганиев Р.Р. Технология построения модели баровых отложений для оценки эффективности заводнения пласта БС10 Конитлорского месторождения//Нефть. Газ. Новации. – № 7. – 2009. – С. 6–12.
25. Бурлин Ю.К., Ступакова А.В. Нефтегазоперспективные акватории и объекты в российском секторе Северного Ледовитого океана. – СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 2008. – 24 с.
26. Бурлин Ю.К., Ступакова А.В. Природные резервуары бассейнов Арктики и их нефтегазоносность//Разработка месторождений Арктического шельфа. – Тронхейм. – Норвегия. – 2000. – С. 15–35.
27. Бурлин Ю.К., Ступакова А.В. Геологические предпосылки перспектив нефтегазоносности шельфа Российского сектора Северного Ледовитого океана//Геология нефти и газа. – № 4. – 2008. – С. 13–23.
28. Вакуленко Л.Г., Предтеченская Е.А., Чернова Л.С. Опыт применения гранулометрического анализа для реконструкции условий формирования песчаников продуктивных пластов васюганского горизонта (Западная Сибирь)//Литосфера. – № 3. – 2003. – С. 99–108.
29. Состояние ресурсной базы и проблемы освоения континентального шельфа Российской Федерации/А.И. Варламов, В.Д. Каминский, А.П. Афанасенков и др.//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 3–12.

30. Вебер В.В. Фации отложений, благоприятные для образования нефти//Генезис нефти и газа. – М., 1967.
31. Вепрева М.В. Детализационные сейсморазведочные работы МОВ ОГТ на Северо-Кильдинской площади. Отчет по теме 04/38. СМНГ ВМНПО «Союзморгео». – Мурманск, 1988.
32. Верба М.Л. Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа//Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеаногеология, 1994. – С. 63–66.
33. Верба М.Л. Коллекторные свойства пород осадочного чехла архипелага Шпицберген//Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2013. – Т. 8. – № 1. – С. 1–45.
34. Верба М.Л. Проявления природных углеводородов в осадочном чехле Шпицбергена//Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т. 2. – С. 1–22.
35. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях/М.Л. Верба, Н.М. Иванова, В.А. Кацев и др.//Разведка и охрана недр, 2001. – № 10. – С. 3–7.
36. Верба М.Л., Матвеев Ю., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С. Литосфера Карско-Баренцевой шельфовой плиты и арктического побережья Европейского севера (по результатам исследований на опорном профиле 2-АР)//Строение литосферы российской части Баренцевского региона/Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. – С. 182–216.
37. Вовк В.С., Карнаухов С.М., Скоробогатов В.А. Соотношение газа и нефти в недрах арктических и дальневосточных морей России//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 13–20.
38. Биостратиграфия и литофация нефтегазоносных отложений Баренцево-Карского региона/В.П. Гаврилов, Н.Б. Тибшман, С.М. Карнаухов и др. – М.: ООО «Издательский дом Недр», 2010. – 255 с.
39. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики/Под ред. В.П. Гаврилова. – М.: Недр, 1993. – 322 с.
40. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. – Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря/Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 468 с. (МПР РФ, РАН, ВНИИОкеаногеология).
41. Геология Южного острова Новой Земли: Сб. науч. тр./ЛГО «Севморгеология». – Л., 1982. – 139 с.
42. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П. Основные проблемы изучения и освоения углеводородных ресурсов арктического шельфа//Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. – Т. 3. – СПб., 1999. – С. 315–316.
43. Нефть и природный газ на континентальном склоне Европы/П.Ф. Гожик, В.А. Краюшкин, В.П. Ключко и др.//Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. – № 1. – С. 460–484.
44. Грамберг И.С., Школа И.В., Преображенская Э.Н., Бро Е.Г. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей//Советская геология. – № 1. – 1985. – С. 95–98.
45. Грамберг И.С., Кулаков Ю.Н., Погребницкий Ю.Е., Сороков Д.С. Арктический нефтегазоносный супербассейн//Нефтегазоносность Мирового океана. – Л., ЛГО Севморгеология, 1984. – С. 7–21.

46. *Грамберг И.С., Погребницкий Ю.Е.* Геодинамическая система, глубинное строение и структурная эволюция Северного Ледовитого океана// Эволюция геологических процессов в истории Земли. – М.: Наука, 1993. – С. 146–158.
47. *Параметрические* скважины на островах Баренцева и Карского морей//И.С. Грамберг, И.В. Школа, Е.Г. Бро и др.//Советская геология. – 1985. – № 1. – С. 95–98.
48. *Григоренко Ю.Н., Маргулис Е.А., Новиков Ю.Н., Соболев В.С.* Морская база углеводородного сырья России и перспективы ее развития//Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т. 2. – С. 1–33. <http://www.ngtp.ru/rub/5/003.pdf>
49. *Григоренко Ю.Н., Мирчинк И.М., Белонин М.Д. и др.* Зоны нефтегазоаккумуляции окраин континентов. – М.: ООО «Геоинформ центр». – 2002. – 432 с.
50. *Григоренко Ю.Н., Прищепина О.М., Соболев В.С., Жукова Л.И.* Ареалы углеводородоаккумуляции как основа развития нефтедобычи в Российской Арктике//Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2012. – Т. 7. – № 2. – С. 1–18. http://www.ngtp.ru/rub/6/34_2012.pdf
51. *Григоренко Ю.Н., Соболев В.С.* Детальный прогноз – основа эффективных нефте- и газопоисков в акваториях морей России//Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2013. – Т. 8. – № 1. – С. 1–15. http://www.ngtp.ru/rub/6/7_2013.pdf
52. *Григоренко Ю.Н., Соболев В.С., Жукова Л.И.* Морские районы нефтегазоаккумуляции Западной Арктики//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 31–44.
53. *Прогнозирование* нефтяных и газовых залежтей и АВДД на локальных структурах/Ф.Л. Грузер и др. Отчет по теме 6/84. Трест СМНГ. – Мурманск, 1985.
54. *Перспективы* нефтегазоносности и ресурсная оценка мелководных зон Печорского моря/Е.Б. Грунис, В.Ф. Мазанов, И.Е. Мишина и др.//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 84–89.
55. *Гудкова А.К.* Анализ и обобщение материалов по изучению физико-химических свойств нефтей, газов, пластовых вод и РОВ по акваториям Арктикморнефтегазразведка за 1988 –1990 гг./ А.К. Гудкова, Е.Ю. Еременко, Л.В. Белоусова и др. – Мурманск, 1990.
56. *Дараган-Сущева Л.А., Павленкин А.Д., Поселов В.А., Буценко В.В.* Строение допермских осадочных бассейнов Баренцево-Карской шельфовой мегаплиты//Труды 3-й Международной конф. Освоение шельфа Арктических морей России. – Ч. 1. – СПб., 1998. – С. 249–246.
57. *Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И.* Юрская песчаная толща европейского севера России. – Сыктывкар, 1997. – 80 с. (Институт геологии Коми научного центра УрО РАН).
58. *Дзюбло А.Д.* Результаты применения современных технологий поиска и разведки углеводородов на арктическом шельфе//Нефть, Газ и Бизнес. – № 4. – 2006. – С. 18–23.
59. *Дзюбло А.Д.* Удельная поверхность пород-коллекторов в нефтегазовой геологии//Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – № 12. – 2006. – С. 60–66.
60. *Дибнер В.Д.* Земля Франца-Иосифа//Труды Инст. геол. Арктики. – Т. 91. – 1959. – С. 9–19.

61. Дибнер В.Д. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа//Сборн. стат. по палеонтологии и биостратиграфии. – Вып. 7. – Изд-во Инст. геол. Арктики. – Л., 1958.

62. Дмитриевский А.Н. Решение актуальных проблем разработки месторождений нефти и газа//Нефть. Газ. Новации. – № 10. – 2012. – С. 30–33.

63. Долгунов К.А., Мартиросян В.Н., Васильева Е.А., Сапожников Б.Г. Структурно-тектонические особенности строения и перспективы нефтегазоносности северной части Баренцево-Карского региона//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 70–83.

64. Дьяченко Л.П., Кораблинова Т.А. Проект поискового бурения на Арктической площади (шельф Баренцева моря). – КТЭ ПО АМНГР. – Мурманск, 1985.

65. Дьяченко Л.П., Васильева Н.С. Геологический проект поискового бурения на Куренцовской площади в пределах Баренцевоморского шельфа. – КТЭ ПО АМНГР. – Мурманск, 1983.

66. Евдокимова Э.В., Макарьева Е.М., Школа И.В. Архипелаг Земля Франца-Иосифа. Баренцево-Северокарский седиментационный бассейн //Геология и полезные ископаемые России. – Т. 5. – Кн. 1. Арктические моря. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2004. – С. 227–233.

67. Евсюков В.Г., Винниковский В.С. Анализ и обобщение результатов геологоразведочных работ по региону деятельности объединения «Арктикоморнефтегазразведка» с целью выработки ежегодных рекомендаций по размещению полевых геофизических исследований и бурения. Отчет по теме 4/87-89. – КТЭ ПО АМНГР. – Мурманск. – 1989.

68. Ермаков В.И., Захаров Е.В., Буш Э.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западного шельфа Северного Ледовитого океана//Сб. трудов ВНИИГАЗ. – М., 1984. – С. 9–26.

69. Ершова Е.С., Репин Ю.С. Тоарские и ааленские аммониты архипелага Шпицберген//Геология Шпицбергена. – Л.: Севморгеология, 1983. – С. 150–170.

70. Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. – М.: Наука, 1981. – 367 с.

71. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири/В.А. Захаров, Ю.И. Богомоллов, В.И. Ильина и др. //Геология и геофизика, 1997. – Т. 38 (5). – С. 927–956.

72. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства/ В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин, Н.И. Курушин и др.//Геология и геофизика, 2002. – Т. 43 (2). – С. 155–181.

73. Бореальный зональный стандарт юры: обсуждение новой версии/ В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин, С.В. Меледина и др.//Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Первого Всероссийского совещания/Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, О.С. Дзюба. – М.: ГИН РАН, 2005. – С. 89–96.

74. Эвстатические сигналы в юрских и нижнемеловых (неокомских) отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна/В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин, М.А. Левчук и др.//Геология и геофизика. – Т. 39 (11). – С. 1492–1504.

75. Захаров Е.В., Холодилов В.А., Толстиков А.В. Перспективы нефтегазоносности нижне-среднетриасовых и среднеюрских отложений Баренцева моря//Геология, геофизика и разработка нефтегазовых месторождений. – М.: ВНИИОЭНГ, 2004. – № 9. – 69 с.

76. *Захаров Е.В., Юнонов А.Ю.* Направления поисков залежей УВ в юрских отложениях на Российском шельфе Баренцева моря//Геология нефти и газа. – № 2. – 1994. – С. 13–15.

77. *Региональные сейсморазведочные работы в арктических морях – основные результаты нового этапа и дальнейшие перспективы*/Г.С. Казанин, И.В. Заяц, С.И. Шкарубо и др.//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 90–98.

78. *Сейсмо-геологическое строение Печорского и юго-восточной части Баренцева морей на основе интерпретации каркасной сети сейсмических профилей* МОВ ОГТ 2Д/Г.С. Казанин, С.П. Павлов, В.В. Шлыкова и др.//Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. – Вып. 3. Специальное издание, посвященное 40-летию МАГЭ. – М.: ГЕОС, 2011. – С. 59–81.

79. *Калантар И.З., Удовиченко Л.А., Ильина Л.П.* Отчет по теме «Детальная корреляция каменноугольных, пермских и мезозойских отложений Тимано-Печорской провинции с целью уточнения строения нефтегазоносных комплексов». – ТПО ВНИГРИ. – Ухта, 1984.

80. *Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения*/А.П. Каленич, В.В. Орго, Н.Н. Соболев и др./Под ред. Ю.Е. Погребницкого. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. – 174 с.

81. *Осадочный чехол моря Лаптевых и его нефтегазовый потенциал*/Б.И. Ким, Н.К. Евдокимова, Л.Я. Харитоновна и др.//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 116–131.

82. *Кирюхина Т.А., Ступакова А.В.* Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа/Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзор. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. – Вып. 6. – 60 с. Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики, 2008. – 203 с.

83. *Клещёв К.А., Шейн В.С.* Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики. – М., 2008. – 203 с.

84. *Клубов Б.А., Багдасарян Л.Л., Безруков В.М.* О возрасте продуктивных толщ – возможного источника нефтепроявлений на архипелаге Земля Франца-Иосифа//Геология нефти и газа. – № 1. – 2001. – С. 17–23.

85. *Клубов Б.А., Безруков В.М., Гарибьян Е.В., Танинская Н.В.* Активные нефтепроявления на архипелаге Земля Франца-Иосифа и наиболее вероятная их природа//Литология и полезные ископаемые. – № 4. – 1998. – С. 43–435.

86. *Кобранова В.Н.* Петрофизика. Учебник для вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1986. – 392 с.

87. *Ковылин В.М., Шлезингер А.Е.* Сейсмостратиграфические критерии разделения морских и континентальных фаций. Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1994. – Т. 2. – № 5. – С. 184–192.

88. *Комарницкий В.М., Таныгин И.А. и др.* Дополнение к каталогу и стратиграфическим таблицам параметрических, поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин, пробуренных на нефть и газ ПО «Арктикморнефтегазразведка» в 1986–1987 гг. (по состоянию на 01.01.1987 г.). – КТЭ ПО АМНГР. – Мурманск, 1987.

89. *Конторович А.Э., Добрецов Н.Л., Лаверов Н.П.* Энергетическая стратегия России в XXI веке//Вестник Российской Академии наук. – 1999. – Т. 69. – № 9. – С. 771–784.

90. *Конторович А.Э., Битнер А.К., Брехунцов А.М.* Состояние сырьевой базы углеводородов и перспективы развития нефтяной и газовой промышлен-

ности России//Всерос. Съезд геологов и научно-практич. геолог. конф. Тезисы докл. – Кн. 3. – СПб., 2000. – С. 188–190.

91. *Копяевич Л.Ф., Мальшева Е.О.* Стратиграфия секвенций или секвентная стратиграфия. Геология для нефтяников. – Ижевск: Ин-т компьютерных исследований. – 2008. – С. 302–317.

92. *Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я.* Тектоника острова Медвежий//Геотектоника. – № 4. – 1974. – С. 39–51.

93. *Краткая энциклопедия нефтегазовой геологии.* Академия горных наук. – М., 1998. – 576 с.

94. *Кунин Н.Я., Кучерук Е.В.* Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. Итоги науки и техники. Серия месторождения полезных ископаемых. – Т. 13. – М., 1984. – 200 с.

95. *Региональная сейсмостратиграфия осадочного чехла Баренцева моря/Н.Я. Кунин, С.В. Успенко, А.В. Виноградов и др.*//Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии. – 1989. – № 64. – С. 29–43.

96. *Курбанова Г.А. и др.* Региональные сейсмические исследования в южной части Баренцева моря. Отчет по теме 7/84. АКМГЭ «Союзморинжгео». – Мурманск, 1985.

97. *Леончик М.И.* Перспективные ловушки углеводородов неантиклинального типа восточной части Баренцева моря//Территория «Нефтегаз». – 2011. – № 9. – С. 24–29.

98. *Мальшев Н.А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 270 с.

99. *Мальшев Н.А., Аминов Л.З., Пименов Б.А.* Эволюционно-генетические аспекты нефтегазоносности осадочных бассейнов европейского севера России. – Сыктывкар, 1998. – С. 112–121.

100. *Маргулис Е.А.* Эволюция Баренцевоморского региона и его углеводородные системы//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009 (4). – С. 1–14.

101. *Север Карского моря – высокоперспективная на нефть область Арктического шельфа России/В.Н. Мартиросян, Е.А. Васильева, В.И. Устрицкий и др.*//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 59–69.

102. *Никитин Б.А., Захаров Е.В.* Перспективы и проблемы выявления и освоения месторождений нефти и газа арктических морей России//Нефтегазовая вертикаль. – М., 1999. – № 9. – С. 20–23.

103. *Никишин А.М.* Сейсмостратиграфия. Геология для нефтяников. – Ижевск, Ин-т компьютерных исследований, 2008. – С. 297–301.

104. *Окнова Н.С.* Перспективы нефтегазоносности верхнепермско-мезозойских отложений Печоро-Баренцевоморского бассейна (ВНИГРИ)//Геология нефти и газа. – № 11. – 1992.

105. *Основы разработки шельфовых нефтегазовых месторождений и строительство морских сооружений в Арктике: Учебное пособие/А.Б. Золотухин, О.Т. Гудмestad, А.И. Ермаков и др.* – М.: ГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2000. – 770 с.

106. *Павлов Л.А., Матигоров А.А., Зарипов О.Г. и др.* Научная обработка материалов бурения параметрических и особо важных поисковых скважин на шельфе Баренцева и Карского морей. Отчет по теме 1/84-86. – КТЭ ПО АМНГР. – Мурманск, 1985.

107. *Литогеодинамика Северной Евразии в фанерозое/О.В. Петров, Н.Н. Соболев, Г.А. Беленицкая и др.*//В кн. Фундамент, структуры обрамления

Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. – Тюмень; Новосибирск, 2008. – С. 168–171.

108. *Пискарев А.Л., Шкатов М.Ю.* Энергетический потенциал арктических морей России: выбор стратегии развития. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2009. – 307 с.

109. *Понина В.А. и др.* Отчет о поисковых сейсморазведочных работах на перспективных площадях Южно-Баренцевского шельфа (объект 11/78) ММГНЭ БМНПО «Союзморгео». – Мурманск, 1979.

110. *Предтеченская Е.А.* Фациальные и катагенетические особенности мезозойский нефтегазоносных отложений Западной Сибири (на примере центральных и северных районов): Дисс. ... к.г.-м.н.: 04.00.2/Е.А. Предтеченская. – Новосибирск, 1984. – 307 с.

111. *Узлы* нефте-, газодобычи глобального значения на северо-западных акваториях России: перспективы развития и освоения/О.М. Прищеп, Ю.Н. Григоренко, В.С. Соболев и др.//Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2010. – Т. 5. – № 2. – С. 1–15. http://www.ngtp.ru/rub/6/27_2010.pdf

112. *Прищеп О.М., Орлова Л.А.* Состояние сырьевой базы углеводородов и перспективы ее освоения на Северо-Западе России//Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – Т. 2. – С. 1–17. <http://www.ngtp.ru/rub/6/005.pdf>

113. *Пронкин А.П., Савченко В.И., Цейхмейстрюк А.К., Шумский Б.В.* Основные результаты работ ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» в транзитных зонах акваторий морей России//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 21–30.

114. *Пчелина Т.М. и др.* Отчет по Северо-Кильдинской скважине СК-80. ПГО «Севморгеология». – Л., 1985.

115. *Пчелина Т.М.* Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции северных районов Арктики в триасовом периоде. Геология полярных областей Земли//Материалы XLII Тектонического совещания. – Т. 2. – 2009. – С. 138–140.

116. *Пчелина Т.М.* Пермские и мезозойские отложения Северо-Кильдинской площади. В кн: Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). ПГО «Севморгеология». – Л., 1988.

117. *Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. – Л.: Недра, 1977. – 408 с.

118. *Отчет* по результатам обработки материалов бурения на Мурманской площади/З.З. Ронкина, Е.Г. Бро, Л.А. Фефилова и др.– ПГО «Севморгеология». – 1989.

119. *Ронкина З.З., Данюшевская А.И.* Геологический разрез Мурманской площади. В кн. Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). – ПГО «Севморгеология». – Л., 1988.

120. *Сейсмическая стратиграфия.* Использование при поисках и разведке нефти и газа. – В 2-х томах. Ред. Ч. Пейтон. – М.: Мир, 1982. – 755 с.

121. *Разработка* тектонической основы для целей нефтегеологического районирования и прогноза нефтегазоносности шельфовых морей/Б.В. Сенин и др. ВНИИморгеофизика. – Мурманск, 1988.

122. *Детальные* комплексные геофизические работы на Куренцовской структуре/С.К. Скобельская и др. Отчет по теме 8/87. Трест СМНГ.– Мурманск, 1989.

123. *Столбов Н.М., Устинов Н.В., Голубкова Е.Ю.* Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006//Труды ВНИИОкеангеология. – Т. 210. – Вып. 6. – С. 145–148.
124. *Стратиграфический кодекс России.* Издание третье. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2006. – 96 с.
125. *Стратиграфия СССР.* Юрская система/Г.Я. Крымгольц. – М.: Недра, 1972. – 524 с.
126. *Ступакова А.В.* Нефтегазоносность бассейнов Баренцевоморского шельфа/Геоинформатика. – № 4. – М., 2001. – С. 30–37.
127. *Ступакова А.В.* Развитие осадочных бассейнов древней континентальной окраины и их нефтегазоносность (на примере Баренцевоморского шельфа)/Геология нефти и газа. – № 4. – 1999. – 61 с.
128. *Ступакова А.В.* Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий//Геология нефти и газа. – № 6. – 2011. – С. 99–115.
129. *Нефтегазоносные бассейны российской Арктики/А.В. Ступакова, С.И. Бордунов, Р.С. Сауткин и др./*Геология нефти и газа. – № 3. – 2013. – С. 30–47.
130. *Ступакова А.В., Сулова А.А., Бурлин Ю.К., Кирюхина Н.М.* Условия формирования юрских резервуаров Баренцевоморского бассейна//9-ая конференция и выставка по освоению ресурсов нефти и газа российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). – Санкт-Петербург, 2009. – С. 447–550.
131. *Ступакова А.В., Сулова А.А., Коробова Н.И., Бурлин Ю.К.* Цикличность и перспективы юрского нефтегазоносного комплекса Баренцевоморского шельфа//Вестник Московского университета. – Серия 4. Геология. – Т. 67. – 2012. – № 6. – С. 35–42.
132. *Супруненко О.И.* Нефтегазоносность Баренцево-Северокарского бассейна//Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. – Т. 5. – Арктические и дальневосточные моря. – Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2004. – С. 190–213.
133. *Геолого-геофизическое районирование севера Баренцево-Карского шельфа по данным сейсморазведки/О.И. Супруненко, В.И. Устрицкий, Зуйкова О.Н. и др./*Геология нефти и газа. – 2009. – № 4. – С. 17–25.
134. *Супруненко О.И., Лазуркин Д.В.* Нефтегазоносные и перспективные осадочные бассейны Северного Ледовитого океана//Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеанология, 1996. – Ч. II. – С. 198–205.
135. *Перспективы нефтегазоносности Печорского и Российской части шельфа Баренцева морей по результатам бассейнового моделирования 2D/О.И. Супруненко, И.В. Орешкин, Н.В. Лопатин и др./*Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 12/2007. – С. 4–11.
136. *Сулова А.А., Ступакова А., Бурлин Ю.* Условия формирования юрских отложений Баренцевоморского шельфа//Молодые в геологии нефти и газа. Материалы Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых и специалистов. – М.: ФГУП ВНИГНИ. – 2010. – С. 46–47.
137. *Сулова А.А.* Палеозойский разрез архипелага Шпицберген и перспективы его нефтегазоносности//Структура, вещество, история литосферы Ти-

мано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 15-й научной конференции. – Геопринт Сыктывкар, 2002. – С. 155–157.

138. *Суслова А.А.* Сеймостратиграфический комплекс юрских отложений Баренцевоморского шельфа//Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2013. – № 3. – С. 68–70.

139. *Суслова А.А., Ступакова А.В.* Перспективы открытия новых месторождений углеводородов в юрском комплексе Баренцевоморского шельфа// Труды 11-й Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ RA /CIS Offshore 2013: – Санкт-Петербург, Химиздат, 2013. – С. 545–550.

140. *Сырьевая база и добыча газа в России в XXI в./А.И. Гриценко, В.А. Пономарев, Н.А. Крылов, В.П. Ступаков и др.* – М.: ООО «Недра-Бизнес-центр», 2000. – 148 с.

141. *Фанерозойские отложения Западно-Арктического шельфа (по материалам бурения)/Н.В. Устинов, Е.Г. Бро, Д.С. Сороков, З.З. Ронкина и др.* – ПГО «Севморгеология». – Л., 1989.

142. *Таныгина Т.Н., Крылов Р.А.* Нефтематеринские образования верхнеюрских отложений Южно-Баренцевской синеклизы//Вестник МГТУ. – Т. 13, № 4/1. – 2010. – С. 757–763.

143. *Устинов Н.В., Павлов А.П., Вискунова К.Г.* Литология и условия образования среднеюрской продуктивной толщи Южно-Баренцевской впадины в связи с газоносностью//Геолого-геофизические характеристики литосферы арктического региона. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и природных ресурсов Мирового океана, ВНИИОкеанология. – Санкт-Петербург: ВНИИОкеанология, 2002. – С. 143–146.

144. *Федоровский Ю.Ф., Захаров Е.В.* Локализованные ресурсы нефти и газа – главный фактор выделения участков при лицензировании недропользования (на примере российского шельфа Баренцева моря)//Геология нефти и газа. – № 4. – 2008. – С. 9–12.

145. *Федоровский Ю.Ф., Борисов А.В.* Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа: открытия, проблемы освоения, перспективы//Второй Международный Баренцевский симпозиум «Нефть и газ в Баренцевом регионе». – Киркинес, Норвегия. – 1994. – 6 с.

146. *Шварц В.Л.* Литолого-стратиграфическое расчленение разреза скважины Раддедален-1 (остров Эдж арх. Шпицберген)//Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. – Л.: ПГО Севморгеология. – 1985. – С. 44–59.

147. *Шеин В.С.* Геология и нефтегазоносность России. – М., 2012. – 848 с.

148. *Шипелькевич Ю.В.* Палеоструктурные и палеофациальные реконструкции осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа//Сборник научных трудов, посвященный 25-летию производственной деятельности МАГЭ.– Мурманск-С-Пб., 1999. – С. 57–70.

149. *Шипелькевич Ю.В.* Прогноз юрско-меловых обстановок осадконакопления в Южно-Баренцевской впадине по сейсмическим данным//Осадочный чехол Западно-Арктической мегаплатформы. – Мурманск, ИПП «Север», 1993. – С. 131–139.

150. *Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря)//Общие вопросы тектоники. Тектоника России. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 605–608.

151. *Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р.* Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: Геология и закономерности размещения//Геология нефти и газа. – № 4. – 2001.
152. *Шкарубо С.И., Шипилов Э.В.* Тектоника Западно-Арктической платформы//Охрана и разведка недр. – № 9. – 2007. – С. 32–47.
153. *Школа И.В., Пчелина Т.М.* Новые данные о составе и строении осадочного чехла по материалам бурения Грумантской параметрической скважины//Геология осадочного чехла архипелага Свальдбард. – Л., 1980. – 13–24 с.
154. *Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия//Тр. ГИН РАН. – Вып. 512. – М.: Научный мир, 1998. – 144 с.
155. *Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла Южно-Шпицбергенского шельфа и перспективы нефтегазоносности*/В.В. Шлыкова, Г.С. Казанин, С.П. Павлов, А.В. Ступакова и др.//Разведка и охрана недр. – 2008. – № 8. – С. 39–44.
156. *Шульгина Н.И., Бурдыкина М.Д.* Биостратиграфические схемы юры и нижнего мела шельфов Баренцева, Норвежского и Северного морей//В сб. Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Кн. 1. – Санкт-Петербург, ВНИИОкеаногелогия, 1992. – С. 106–114.
157. *Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций*/Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, С.В. Меледина, О.С. Дзюба и др.//Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52 (8). – С. 1051–1074.
158. *Юнов А.Ю.* Цикличность геологического развития молодых платформ и пассивных континентальных окраин//Геология и геофизика. – 1991. – № 8. – С. 15–23.
159. *Юнов А.Ю., Боголепов А.К., Свистунов Ю.И., Мурзин Р.Р.* Основные черты тектоники северо-восточной части Баренцево-Карского шельфа//Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. – Л., ПГО «Севморгеология», 1985. – С. 5–10.
160. *Amorosi A.* Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sediment. Geol.*, 109. – С. 135–153.
161. *Bird K.J.* The framework geology of the North Slope of Alaska as related to oil-source rock correlations, in I. Tailleux and P. Weimer, eds., *Alaskan North Slope geology: Bakersfield, CA, SEPM, Pacific Section, Book 50, 1987.* – Vol. 1. – P. 121–143.
162. *Dallmann W.K. ed.* Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard. Upper Palaeozoic to Quaternary bedrock. Review and recommendations for nomenclature use. Committee on the Stratigraphy of Svalbard/Norsk Polarinstitutt, 1999, 320 p.
163. *Deibert J.E., Benda T., Lseth T., Schellpeper M. & Steel R.J.* Eocene clinof orm growth in front of a storm-wave-dominated shelf, Central Basin, Spitsbergen: nosignificant sand delivery to deepwater areas. *J. Sed. Res.*, 73. – 2003. – P. 546–558.
164. *Dibner V.D.* Geology of France Joseph Land. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1998, 190 p.
165. *Dypvik H., Nagy J., Eikeland T.A., Backer-Owe K., Andresen A., Haremo P., Bjørke T., Johansen H. & Elverhøi A.* The Janusfjellet Subgroup (Bathonian to Hauterivian) on central Spitsbergen: a revised lithostratigraphy. *Polar Research* 9(1), p. 21–43.

166. *Glorstad-Clark E., Faleide J.I., Lundschieen B.A., J.P.* Nystuen Triassic seismic sequence stratigraphy and paleogeography of the western Barents Sea area//Marine and Petroleum Geology 27 (2010), p. 1448–1475.
167. *Geological History of the Barents sea.* Trondheim, Norway. Geological Survey of Norway. Edited by Smelror M, Petrov O.V., Larssen G.B., Werner S.C. Geological survey of Norway, 2009, 135 p.
168. *Geological Society Memoir No. 35.* Arctic Petroleum Geology/A. Spencer, A. Embry, D. Gautier et al. – The Geological Society of London. – London, 2011, 818 p.
169. *Golonka J., Bocharova N., Eldrich M., Bednarczyk J. and Wildharber J.* Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic. Marine and Petroleum geology, 2003, vol. 20, p. 211–248.
170. *Handbook of geophysical exploration/Seismic exploration, Volume 37* Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization by Paul C.H. Veecken. Editors: Klaus Helbig and Sven Treitel. Elsevier, 2007, 510 p.
171. *Ivanova N.M., Sakulina T.S., Belyaev I.V., Matveev Yu.I., Roslov Yu.V.* Depth model of Barents and Kara seas according to geophysical surveys results. In: Arctic Petroleum Geology Edited by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A. Stoupakova and K. Sorensen Geological Society, London, Memoirs 2011, vol. 35, p. 209–221.
172. *Ivanova N.M.* Prospective Palaeozoic reefs in the southern part of the Barents Sea Shelf. Petroleum Geoscience, 1997, vol. 3, p. 153–160.
173. *Kirykhina T., Stupakova A., Ulyanov G., Kirykhina N., Norina D., Suslova A.* Petroleum systems of the Russian western arctic basins//Arctic Technology Conference. – Houston, Texas, 2011, electron version, 1 p.
174. *Kiryukhina T., Stoupakova A., Henriksen E., Sitar K., Bolshakova M., Bordunov S., Golinchik P., Safronova P., Mironcheva E., Ogarkova M., Norina D., Kiryukhina N., Suslova A. et al.* Petroleum systems of Russian arctic shelf//33 IGC Oslo, 2008, p. 237–237.
175. *Klett T.R. & Pitman J.K.* Geology and petroleum potential of the East Barents Sea Basins and Admiralty Arch in Arctic Petroleum Geology Edited by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A. Stoupakova and K. Sorensen. – Geological Society, London, Memoirs 2011; vol. 35, p. 295–310.
176. *Larssen G.B., Elvebakk G., Henriksen L.B., Kristensen S.E., Nilsson I., Samuelsen T.J., Svånå T.A., Stemmerik L. & Worsley D.* Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the Southern Norwegian Barents Sea. NPD Bulletin, 9, 2002, 66 p.
177. *Leith T.L., Weiss H.M., Mork A., Arhus N., Elvebakk G., Embry A.F., Brooks P.W., Stewart K.R., Pchelina T.M., Bro E.G., Verba M.L., Danyushevskaya A., Borisov A.V.* Mesozoic hydrocarbon source-rocks of the Arctic region. Arctic Geology and Petroleum Potential. Amsterdam, Elsevier, Norwegian Petroleum Society, 1992, p. 1–25.
178. *Linjordet R.* Grung Olsen, The Jurassic Snøhvit Gas Field, Hammerfest Basin, Offshore Northern Norway. In: Giant oil and gas fields of the decade 1978–1988. AAPG Memoir 54, p. 349–370, Tulsa, Oklahoma. The American Association of Petroleum Geologists, 1992.
179. *Olaussen S. and Dahlgren S.* Environmental setting of the southernmost outcrop of the Carboniferous in the Oslo Rift. An arid syn-tectonic lacustrine and alluvial deposit with possible marine incursions, in Nakrem, H.A. (ed), Vinterkonferansen 2007: Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway, no 1, 2007, p. 70–71.

180. *Passega K.* Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 34, no. 4, 1964, p. 830–847.
181. *Riches P., I. Traub-Sobott W. Zimmerle and U. Zinkernagel.* Diagenetic peculiarities of potential Lower Jurassic reservoir sandstones, Troms I area, off Northern Norway, and their tectonic significance: *Clay Miner.*, 1986, vol. 21, p. 565–584.
182. *Olaussen S., Galimberti R.F., Jacquin T., Johnsen S., Opsahl E., Stensland D., Tsikalas F.* Plays in the southwestern Barents Sea//NPF Conference Exploration, 2011, Bergen.
183. *Sedimentary Processes, Environments and Basins: a Tribute to Peter Friend.* Edited by Nichols G., Williams E., and Cris Paola, series editor Javis I. Special publication Number 38 of the International Association of Sedimentologists. School of Earth sciences and Geography, Centre for Earth and environmental science research, Kingston University, UK, p. 111–136.
184. *Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V. & Sørensen K.*, 2011. Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs, 35, 818 p.
185. *Spenser A.M., Birkeland O., Koch J.O.* Petroleum geology of the proven hydrocarbon basins, offshore Norway//First Break, May 1993, vol. 11, no. 5, p. 161–176.
186. *Stoupakova A., Kirykhina T., Suslova A. et al.* Structure, hydrocarbon prospects of the Russian western arctic shelf//AAPG. Arctic technology conference. Manuscript. Electronic version. – AAPG Houston, USA, 2012, electron version, p. 1–13.
187. *Stoupakova A.V., Henriksen E., Burlin Yu K., Larsen G.B., Milne J.K., Kiryukhina T.A., Golynchik P.O., Bordunov S.I., Ogarkova M.P., Suslova A.A.* The geological evolution and hydrocarbon potential of the barents and kara shelves//Arctic Petroleum Geology. – Vol. 35 of Memoir of the geological Society of London. – London, 2011, p. 235–255.
188. *Stupakova A., Suslova A., Korobova N., Burlin Yu.* Cyclicity and prospects of the Jurassic oil and gas complex //Moscow University Geology Bulletin, 2012, vol. 67, no. 6, p. 353–360.
189. *Suslova A.* Seismostratigraphic complex of Jurassic deposits, Barents sea shelf//Moscow university geology bulletin, 2013, vol. 68, no. 3, p. 68–70.
190. *Vorren T.O., Bergsager T., Dahl-Stamnes A., Holter E., Johansen B., Lie E., Lund T.B.* Arctic Geology and Petroleum Potential/Ed., Amsterdam, 1992, 751 p.
191. *Wennberg O.P., Malm O., Needham T., Edwards E., Ottesen S., Karlsen F., Rennan L., Knipe R.* On the occurrence and formation of open fractures in the Jurassic reservoir sandstones of the Snøhvit Field. *SW Barents Sea Petroleum Geoscience*, 14 (2008), p. 139–150.
192. *Worsley D., Aga O.J., Dalland A., Elverhoi A., Thon A.* The geological history of Svalbard. Stavanger, Norway, 1986, 121 p.
193. *Worsley D., Johansen R. & Kristensen S.E.* The Mesozoic and Cenozoic lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore midand northern Norway. *NPD Bulletin*, 1988, no. 42–61.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА	9
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАСЕЙНА	16
Глава 3. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА	30
3.1. Тектоническое строение	30
3.2. История геологического развития.....	36
Глава 4. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА	43
4.1. Нефтематеринские толщи (НМТ)	44
4.2. Месторождения юрского нефтегазоносного комплекса	45
Глава 5. СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАСЕЙНА	54
Глава 6. СТРОЕНИЕ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА	79
Глава 7. ЮРСКИЕ РЕЗЕРВУАРЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАСЕЙНА	104
7.1. Текстурно-структурные особенности пород	105
7.2. Минерально-петрографический состав юрских алевро-песчаных пород	135
7.3. Вторичные преобразования коллекторов и их фильтрационно-емкостные свойства	149
Глава 8. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАСЕЙНА	162
Глава 9. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКОГО КОМПЛЕКСА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАСЕЙНА	175
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	181
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	184

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Сулова Анна Анатольевна

**НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАСЕЙНА**

Редактор издательства *Т.К. Рубинская*
Переплет художника *Н.Д. Николашвили*
Художник-график *Н.Д. Николашвили*
Технический редактор *Г.В. Лехова*
Корректор *Т.В. Быстракова*
Компьютерная верстка *Л.П. Ушанкина*

Подписано в печать 07.12.2021. Формат 70 ×100 ¹/₁₆. Гарнитура “Century Schoolbook”. Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,125. Уч.-изд. л. 17,0.
Тираж 250 экз. Заказ /1320

ООО «Издательский дом Недра»
117246, Российская Федерация, г. Москва, Научный проезд, д. 19,
этаж 7, ком. 32

E-mail: biblioteka@nedrainform.ru
www.nedrainform.ru

Отпечатано в ФГУП «Издательство «Наука»
(Типография «Наука»)
121099, Российская Федерация, г. Москва, Шубинский пер., д. 6

ISBN 978-5-8365-0515-8



ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
