

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**  
**имени М. В. ЛОМОНОСОВА**

*На правах рукописи*

**НОРИНА Дарья Александровна**

**СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ  
ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА**

Специальность 25.00.12– геология, поиски и разведка  
нефтяных и газовых месторождений

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

**Научный руководитель:**  
**д. г.-м. н. Ступакова А.В.**

Москва, 2014 г.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Геолого-геофизическая изученность Баренцевоморского шельфа и обзор исследований пермско-триасового комплекса отложений	8
1.1. Физико-географический очерк	8
1.2. Геолого-геофизическая изученность	8
1.3. Обзор исследований пермско-триасового терригенного комплекса	12
Глава 2. Геологическое строение Баренцевоморского бассейна	18
2.1. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза	18
2.2. Тектоническое строение	38
2.3. История геологического развития	47
Глава 3. Нефтегазоносность Баренцевоморского бассейна	55
Глава 4. Строение и условия формирования пермско-триасового комплекса отложений	
4.1. Фактический материал	62
4.2. Методика исследования	64
4.3. Нижне-верхнепермский комплекс	68
4.4. Триасовый комплекс	76
Глава 5. Оценка нефтегазоматеринских свойств пермско-триасовых отложений	105
5.1. Фактический материал для геохимических исследований	105
5.2. Методика геохимических исследований	106
5.3. Пермские нефтегазоматеринские отложения	113
5.4. Нижнетриасовые нефтегазоматеринские отложения	114
5.5. Среднетриасовые нефтегазоматеринские отложения	123
5.6. Верхнетриасовые нефтегазоматеринские отложения	136
Глава 6. Закономерности изменения исходного нефтегазогенерационного потенциала пермско-триасовых отложений Баренцевоморского шельфа	144
Глава 7. Моделирование процессов нефтегазогенерации в юго-восточной части Баренцевоморского бассейна	159
Глава 8. Очаги нефтегазообразования и перспективы нефтегазоносности Баренцевоморского шельфа	178
Заключение	188
Список публикаций по теме диссертации	191
Список использованной литературы	193

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы.** Оценка перспектив нефтегазоносности пермско-триасового комплекса Баренцева моря в последнее время становится все более актуальной, несмотря на то, что основные крупные и уникальные месторождения газа в этом регионе открыты в юрских отложениях. Это связано с тем, что триасовые отложения являются наиболее вероятным источником углеводородов в бассейне Баренцевоморского шельфа (БМШ). Кроме того, крайне актуальным является вопрос фазового состава прогнозируемых скоплений углеводородов, от которого зависит стратегия освоения данного региона. Вопрос о способности пермско-триасовых пород генерировать не только газовые, но и нефтяные углеводороды в Баренцевоморском бассейне все еще остается открытым. Потенциальная нефтегазоносность триасовых отложений доказана открытиями газовых месторождений Мурманского и Северо-Кильдинского в российском секторе Баренцева моря и газонефтяных в норвежской части акватории. Нефти- и битумопроявления в этих отложениях известны на архипелагах Шпицберген и Земля Франца Иосифа. Необходимость раздельного прогноза зон нефте- и газонакопления в акватории Баренцева моря требует детального изучения геологического строения, условий формирования и генерационного потенциала пермско-триасовых отложений в разных структурных зонах Баренцевоморского шельфа. Однако эта задача осложняется точечным распределением фактического материала в силу больших глубин залегания комплекса и слабой разбуренности акватории. В связи с этим, анализ сейсмогеологических данных позволяет экстраполировать полученную аналитическую информацию керна скважин и образцов пород из обнажений на неразбуренные части акватории.

**Цель работы** – раздельный прогноз зон нефте- и газонакопления и оценка перспектив нефтегазоносности пермско-триасовых отложений в акватории Баренцевоморского шельфа.

**Основные задачи:**

1. Сбор геолого-геофизических и скважинных материалов по шельфу Баренцева моря;
2. Уточнить геологическое строение, мощность, условия формирования пермско-триасового терригенного комплекса отложений с использованием данных бурения и сейсморазведки;
3. Выделить интервалы развития нефтегазоматеринских пород в разрезе пермско-триасовых терригенных отложений, определить количество и тип содержащегося в них органического вещества и оценить их исходный нефтегазоматеринский потенциал;

4. Выявить закономерности изменения исходных качественных и количественных характеристик триасовых нефтегазоматеринских пород по площади и в разрезе;

5. Реконструировать процессы нефтегазообразования с использованием 2D бассейнового моделирования в программном пакете Temis Flow;

6. Определить современные очаги генерации нефтяных и газовых углеводородов пермско-триасовыми нефтегазоматеринскими породами и зоны возможного нефтегазонакопления.

**Научная новизна.** Сейсмо-стратиграфический анализ пермско-триасовых отложений для восточного сектора Баренцевоморского шельфа показал наличие двух основных направлений транспортировки осадочного материала: с юго-востока со стороны Тимано-Печорского бассейна и с востока со стороны Новой Земли и Карского региона. Проведенные исследования нефтегазоматеринских пород в пермско-триасовых отложениях выявили наличие интервалов разреза, способных генерировать как газовые, так и жидкие углеводороды. В юго-восточном секторе Баренцевоморского бассейна впервые установлено наличие глинистых пород с хорошими нефтегазоматеринскими характеристиками в терригенной триасовой толще, которые формировались в условиях кратковременных морских трансгрессий. Подтверждена возможность ниже- и среднетриасовых отложений генерировать жидкие углеводороды в западной (норвежской) и северо-западной части шельфа, и спрогнозирована зона возможного нефтенакопления. На фоне преимущественно газогенерационного потенциала верхнетриасовых отложений дается прогноз на наличие в них пород, содержащих долю сапропелевого органического вещества, способного генерировать жидкие углеводороды.

#### **Защищаемые положения**

1. Пермско-триасовый терригенный комплекс имеет проградационное строение. Осадочный материал поступал с юго-востока со стороны Тимано-Печорского бассейна и с востока со стороны Новой Земли, компенсируя в условиях дельтовой равнины устойчивое прогибание Южно- и Северо-Баренцевской впадин и Предновоземельского прогиба в раннем-среднем триасе. Во время регрессии моря дельтовая равнина продвигалась на запад и северо-запад, где последовательно сокращались границы морского бассейна некомпенсированного осадконакоплением. В периоды морских трансгрессий происходило затопление дельтовой равнины, что обусловило цикличное строение пермско-триасового разреза.

2. Цикличность строения разреза обусловила чередование интервалов глинистых пород морского генезиса, обогащенных органическим веществом гумусово-

сапропелевого типа, и отложений дельтовой равнины, обогащенных органическим веществом гумусового типа. Доля сапропелевой составляющей в органическом веществе ниже- и среднетриасовых пород и его концентрации увеличиваются на запад и северо-запад региона в зоне некомпенсированного осадконакоплением морского бассейна, где эти отложения обладают высоким и превосходным нефтегазогенерационным потенциалом.

3. Зоны преимущественно газонакопления занимают наиболее погруженные части Баренцевоморского шельфа, где пермско-триасовые нефтегазоматеринские толщи находятся на высоких грациях катагенеза. Зона возможного нефтенакопления расположена на северо-западе региона, где триасовые нефтегазоматеринские толщи могут генерировать жидкие углеводороды. По обрамлению глубоких впадин прогнозируются зоны нефтегазовых и газонефтяных скоплений.

**Практическая значимость.** Дан отдельный прогноз зон нефте- и газонакопления в акватории Баренцева моря за счет углеводородов, генерированных нефтегазоматеринскими толщами пермско-триасового возраста. Сеймостратиграфический и палеогеографический анализ позволил предположить области возможного накопления органического вещества различного типа, а также выделить интервалы разреза, обогащенные сапропелевым органическим веществом. Установлено, что наряду с преимущественной генерацией газовых углеводородов триасовыми толщами, возможна генерация нефтяных углеводородов пермско-триасовыми нефтегазоматеринскими толщами. Бассейновый анализ позволил выделить очаги генерации газообразных и жидких углеводородов ниже-, средне- и верхнетриасовыми нефтегазоматеринскими породами на шельфе Баренцева моря и показать пути миграции углеводородов в места их возможного скопления.

**Фактический материал и личный вклад.** Для анализа строения и условий формирования пермско-триасового комплекса отложений автором была проведена интерпретация региональных сейсмических профилей общей протяженностью 12 тысяч погонных километров. Сейсмические профили были увязаны с материалами скважин. Кроме того, в основу работы легли данные ГИС по 17 скважинам в акватории Печорского и Баренцева морей. Из литературных источников привлекались детальные описания 17 разрезов обнажений и скважин на о. Надежда и Медвежий, архипелагах Шпицберген, Земля Франца Иосифа и Новая Земля. Автором проведена геохимическая интерпретация аналитических данных по более чем 150 образцам. Для триасовых пород из обнажений архипелагов Земля Франца Иосифа и Шпицберген, где автор принимал участие в полевых работах в 2007 г, им лично выполнен следующий комплекс аналитических исследований:

макро- и микроописание, люминесцентно-битуминологический анализ, пиролиз по методу Rock-Eval, жидкостная хлороформенная экстракция, жидкостно-адсорбционная и газовая хроматография, хроматомасс-спектрометрический анализ. Собственные аналитические данные были дополнены обширной базой геолого-геохимических данных, собранной по материалам российских и зарубежных публикаций, фондовых и производственных отчетов ОАО «МАГЭ», ФГУП «АМНГР», ФГУП «ВСЕГЕИ», Норвежского нефтяного директората, по образцам керна и шлама пермско-триасовых пород по 11 скважинам российской части Баренцева моря, 3 скважинам на Земле Франца Иосифа и 4 скважинам норвежского шельфа. Бассейновое моделирование было проведено автором по двум региональным сейсмогеологическим разрезам, полученным в ходе совместных работ с ОАО «МАГЭ».

**Апробация работы.** Основные результаты работы докладывались на российских и международных конференциях с 2008 по 2014 гг.:

- European Geosciences Union General Assembly (Вена, Австрия, апрель 2014)
- EAGE 5th Saint Petersburg International Conference & Exhibition (Санкт-Петербург, апрель 2012)
- 1st Students' International Geological Conference (Краков, Польша, апрель 2010)
- AAPG 3P Arctic Conference (Москва, сентябрь 2009)
- 10-я ежегодная конференция EAGE “Геомодель-2008” (Геленджик, сентябрь 2008)
- научная конференция «Ломоносовские чтения» (Москва, апрель 2008)

**Публикации.** По теме диссертации автором опубликовано 14 работ, включая тезисы конференций, из них две – в журналах, входящих в перечень ВАК Минобрнауки РФ: Геология нефти и газа, № 3, 2012 г. и Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, № 1, 2014 г.

**Структура работы.** Диссертационная работа состоит из введения, восьми глав и заключения. Общий объем работы составляет 208 страниц, в том числе 115 рисунков и 8 таблиц. Список литературных источников содержит 184 наименования.

#### **Благодарности**

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н., заведующему кафедрой *Антонине Васильевне Ступаковой* за многолетнюю и всестороннюю поддержку и помощь при написании работы. Глубокую признательность автор выражает к.г.-м.н., в.н.с. *Тамаре Алексеевне Кирюхиной* за приобретенные практические навыки и знания в области геохимического изучения нефтегазоматеринских пород.

Автор очень признателен за помощь в проведении аналитических исследований и консультации сотрудникам кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова: **Т.Н.Корневой, И.М.Натитник, Н.П.Фадеевой, Е.В.Соболевой, Н.В.Прониной, В.В.Мальцеву, С.И.Бордунову, К.А.Ситар, М.А.Большаковой, Е.Н.Полудеткиной**. Отдельное спасибо всем членам Арктической научной группы - **Н.М.Кирюхиной, А.А.Сусловой, Р.С.Сауткину** - за полезные советы и совместную научную работу.

Автор благодарит коллектив **ОАО «МАГЭ»** и **ФГУП «ВСЕГЕИ»** за любезно предоставленные материалы и обсуждения при подготовке работы, а также **В.Mouly** и **F. Tard** за научные консультации, способствовавшие пониманию проблем геологии региона.

Особую благодарность автор выражает всем членам своей семьи и друзьям за бесценную моральную поддержку во время написания работы.

## **ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА И ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПЕРМСКО- ТРИАСОВОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ**

### **1.1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК**

Баренцево море, расположенное на континентальном шельфе, занимает западную часть Арктики и раскрывается в сторону Северного Ледовитого океана на севере и в сторону Атлантического океана - на западе. Географические границы его определены на севере и северо-западе бровкой континентального склона, на юге и юго-востоке граница шельфа проводится по береговой линии Евразийского континента, на востоке - по островам Новой Земли и прогибу Св. Анны. Оно омывает берега России и Норвегии. Площадь акватории 1424 тыс. км<sup>2</sup>, преобладающие глубины 100-350 м, и только вблизи границы с Норвежским морем они достигают 600 м. Юго-восточная его часть называется Печорским морем. На западном, северном и восточном обрамлении моря располагаются архипелаги Шпицберген, Земля Франца Иосифа и Новая Земля с гористым рельефом и широким развитием ледников, на юге - о. Колгуев. В 2010 г была утверждена акваториальная российско-норвежская граница. Бывшая зона спорных экономических отношений, или так называемая "серая зона", до сих пор остается слабо изученной сейсморазведкой и не вскрыта скважинами.

### **1.2. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ**

Начало геологического изучения Баренцева моря было положено в XVIII-XIX вв. в ходе научно-исследовательских экспедиций на архипелаги Шпицберген, Земля Франца Иосифа и Новая Земля. Тогда стали проводиться первые геологические наблюдения, отбирались образцы пород, флоры и фауны. В 1900-1950-е гг. было проведено геологическое картирование архипелагов, аэрофотосъемка, опубликованы работы по стратиграфии, тектонике, магматизму. Началась добыча угля в шахтах на Шпицбергене.

#### *Комплексные геофизические работы*

Успехи 60-х гг. в нефтегазопроисловых работах в северной части Тимано-Печорского бассейна подтолкнули советских исследователей начать изучение акватории Печорского и Баренцева морей. Морские экспедиции 20-50-х гг., батиметрические и океанографические исследования, отбор донных проб позволили предположить наличие крупного осадочного бассейна. Региональные геолого-геофизические работы были начаты в 60-х гг. НИИГА (Научно-исследовательский институт геологии Арктики, сейчас - ВНИИОкеангеология), а в 70-х гг. продолжены Кольским филиалом АН СССР и созданными в Мурманске государственными предприятиями МАГЭ ("Морская арктическая геологоразведочная экспедиция"), СМНГ ("Севморнефтегеофизика"),

АМНГР (НПО "Арктикморнефтегазразведка"), АМИГЭ ("Арктические морские инженерно-геологические экспедиции"). Обширный комплекс исследований включал гравиразведку по геотраверсам, МОВ ОГТ, КМПВ, глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), набортную и аэромагниторазведку, геологическую съемку морского дна, геологическую съемку островов масштаба 1:200 000, грунтовое опробование, геохимические исследования. По результатам этих работ были установлены значительные мощности осадочного чехла, изучено строение фундамента, земной коры и мантии. К 1979 г было выявлено около 20 перспективных на углеводороды структур (Doge, 1995).

В период с 1978 по 1990 г объединением "Союзморгео" в Баренцевом море было отработано около 280 тыс. км сейсмических профилей (рис. 1) (Тимонин, 2009). В 1995-99 гг. ГНПП "Севморгео" при участии Полярной экспедиции (ГП ПМГРЭ), ПГО "Невскгеология", ВНИИОкеангеология, Института Физики Земли и МАГЭ выполнили глубинные сейсмические исследования и гравимагниторазведку вдоль опорного профиля 1-АР ("Первый Арктический"), пересекающего Баренцево море с юга (Кольский п-ов) на север (скважина Хейса, арх. ЗФИ). В 2000-03 гг. "Севморгео" продолжило ГСЗ в северной части 1-АР, а также отработало профиль 2-АР субширотного простирания и 3-АР, проходящий через Печорское море до о-в Северной Земли. В 2001 г. вдоль границы зоны спорных экономических интересов России и Норвегии СМНГ провела работы МОГТ. В 2004-2006 гг. МАГЭ выполнила площадные съемки на Обручевском и Адмиралтейском валах. В 2007-2010 гг. в северной, наименее изученной части Баренцева моря, МАГЭ и СМНГ выполнили геофизические исследования на ряде площадей. В 2008-10 гг. МАГЭ провела комплексные сейсмические работы (МОВ ОГТ, МПВ, гравиметрические и магнитометрические наблюдения) по сети региональных профилей в Печорском море и юго-восточной части Баренцева моря.

На сегодняшний день в акватории Баренцева и Печорского морей выполнено более 466 тыс. км профилей МОГТ. Средняя плотность покрытия сейсморазведкой составляет 0,48 пог. км/км<sup>2</sup> (Варламов и др., 2011), наибольшие значения характерны для Печорского моря и локальных поднятий Южно-Баренцевской впадины и Штокмановско-Лунинской седловины (рис. 1). В целом на 90% площади плотность наблюдений не превышает 0,1 пог. км/км<sup>2</sup>. Норвежский шельф Баренцева моря покрыт густой сетью региональных сейсмических профилей, но также проведено множество площадных работ.

#### *Бурение*

В 1963-66 Norsk Polarnavigasjon и Amoseas Group начали поисковое бурение на Шпицбергене. В 14 скважинах были замечены многочисленные нефте- и газопроявления (Doge, 1995). Хотя лишь незначительные залежи газа были обнаружены, это заставило

задуматься о перспективах акватории Баренцева моря. Открытие в середине 60-х гг. в Северном море уникального газового месторождения Гронинген с запасами 1700 млрд. м<sup>3</sup> воодушевило норвежское правительство начать поисковые работы в Баренцевом море. Наибольшие перспективы прогнозировались в бассейнах Хаммерфест и Тромсо на юго-западе Баренцевоморского шельфа. В 1980 г там была пробурена первая скважина (7120/12-1), через год открыты первые газовые месторождения - Алке и Аскелад, а к середине 80-х - Альбатрос и Сновит (176 млрд. м<sup>3</sup> газа и 22.6 млн. м<sup>3</sup> конденсата) с резервуарами в ниже- и среднеюрских песчаниках. К 1995 г в норвежском секторе было пробурено уже более 50 поисковых скважин (Doge, 1995). В 2000 г. было открыто нефтяное месторождение Голиас (30.2 млн. м<sup>3</sup>) в средне-верхнетриасовых песчаниках в бортовой части прогиба Хаммерфест, доказавшее наличие нефтяного потенциала бассейна (Тимонин, 2009). В 2007 г. к северо-востоку от него была также открыта небольшая газовая залежь в среднетриасовых резервуарах Нукула (скв. 7125/4-1). Бурение за пределами бассейна Хаммерфест было менее успешным. Только в 2011-12 гг. были открыты нефтегазовые залежи в юрских отложениях к западу от поднятия Лоппа: Скругард (скв. 7220/8-1) и Хавис (скв. 7220/7-1), образующие группу месторождений имени Джона Кастберга, и газовая залежь Норварг (скв. 7225/3-1).

В течение 70-х гг. АМНГР пробурила 3 *опорно-параметрические скважины* на Земле Франца Иосифа глубиной 3204-3256 м, одна из которых вскрыла протерозойский фундамент. На Кольском п-ве в 1970-80 гг. была пробурена Кольская сверхглубокая скважина, вскрывшая архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент до глубины 12 262 м. Семь параметрических скважин пройдены на о. Колгуев, наиболее глубокая из них вскрыла отложения кембрия. В процессе параметрического бурения на острове в 1982 г. было открыто Песчаноозерское нефтегазоконденсатное месторождение в нижнетриасовых резервуарах (Строение литосферы, 2005).

Поисково-разведочное бурение на российском шельфе Баренцева моря начато АМНГР в 1982 г. В результате были открыты Мурманское газовое месторождение в триасовых песчаниках, в 1985 г - Северо-Кильдинское газовое месторождение в нижнетриасовых песчаниках, в 1988 г – уникальное по запасам Штокмановское газоконденсатное месторождение с средне-верхнеюрских коллекторах (запасы ~3.9 млрд. м<sup>3</sup> газа, 50 млн. т газоконденсата), в 1990 и 1992 гг. – Лудловское и Ледовое газовые месторождения в отложениях средней юры. На сегодняшний день в Баренцевом и Печорском морях бурение до глубины 3000-4524 м выполнено на 22 площадях, вскрыт разрез осадочного чехла от мела до карбона. В Печорском море с 1985 по 1999 гг. открыто 6 месторождений углеводородов: Приразломное, Варандей-море, Долгинское,

Медынское-море нефтяные, Северо-Гуляевское нефтегазоконденсатное и Поморское газоконденсатное.

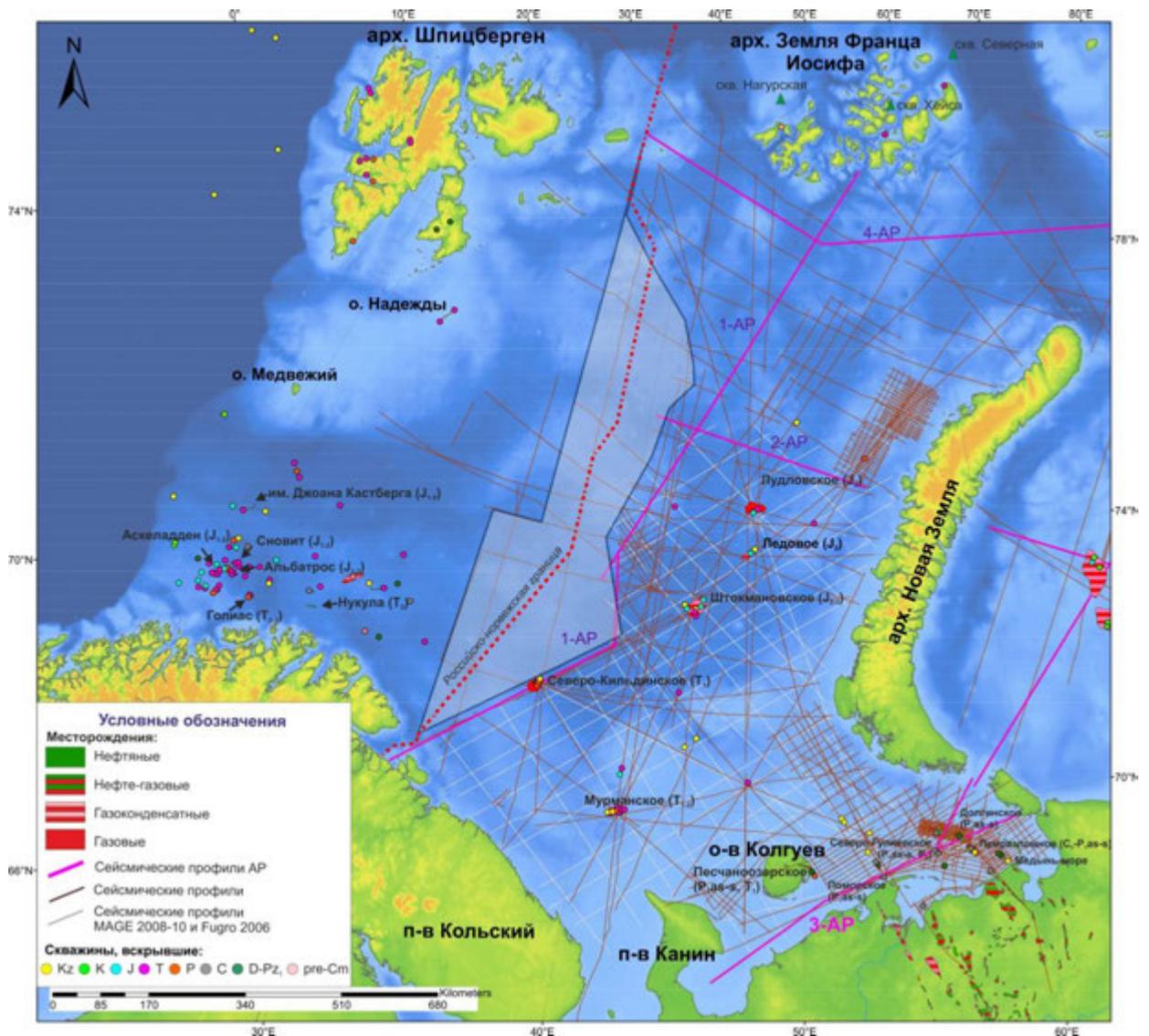


Рис. 1. Геолого-геофизическая изученность Баренцевоморского шельфа (по NPD, IHS)

Региональные и поисковые геолого-геофизические работы в Баренцевом море продолжают и в настоящее время. Планируется в ближайшие годы начать разработку Штокмановского месторождения. На норвежском шельфе уже ведется добыча газа на месторождениях Сновит, Аскелад, Альбатрос. Готовится к разработке нефтяное месторождение Голиас. Ресурсная база Баренцевоморского бассейна неоднократно оценивалась И.С.Грамбергом, Ю.Е.Погребицким, О.И.Супруненко, М.Л.Вербой, А.Н.Дмитриевский, Ю.Н.Григоренко, И.В.Школой, В.П.Гавриловым, О.М.Прищепа, А.Д.Дзюбло, Е.А.Маргулис, А.Э.Конторовичем, А.М.Брехунцовым, А.Л. Пискаревым, М.Ю.Шкатовым, Ю.Ф. Федоровским. Прогнозируются значительные потенциальные ресурсы этого региона, которые еще предстоит открыть в ходе дальнейших поисково-разведочных работ.

### 1.3. ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОГО КОМПЛЕКСА

Интерес к пермско-триасовым отложениям возрос в 80-е годы после открытия Мурманского месторождения в триасовых песчаниках. В сборнике научных трудов выпущенном "Севморгеология" в 1985 (Стратиграфия и палеонтология, 1985) Э.Н. Преображенская, Т.М. Пчелина, З.З. Ронкина, М.В. Корчинская, В.А. Касаткина приводят данные по стратиграфии и фаунистической характеристики триасовых отложений на Земле Франца Иосифа по результатам параметрического бурения. В сводном разрезе были выделены отложения всех трех отделов триаса и отмечено их циклическое строение - постепенная смена трансгрессивных признаков регрессивными, со скачкообразным возвратом к трансгрессивным признакам на границе циклов. Авторы отмечают, что, так как руководящая фауна (двустворки, амmonoидеи, фораминиферы, остракоды) и флора присутствует, главным образом, только в наиболее морских нижних частях циклов, стратиграфические границы надежнее проводить по границе циклов. Они выделили циклы двух порядков, соответствующие в стратиграфическом объеме ярусам (1000 м) и подъярусам (330-700 м). На ЗФИ наиболее морской характер носят отложения индского, оленекского, анизийского и низов карнийского ярусов.

Монография В.Д. Дибнера (1998) обобщила результаты почти 50-летних исследований литологических, текстурно-структурных и биостратиграфических особенностей триасовых отложений в обнажениях и скважинах на архипелаге Земля Франца Иосифа (Дибнер 1958, 1959), осветила условия их седиментации.

Т.М. Пчелина занималась детальным изучением триасовых отложений Баренцева моря, их стратиграфическим расчленением на архипелаге Шпицберген и о. Медвежий (Пчелина, 1965, 1972), палеогеографическими построениями и палеоклиматическими условиями. Ее палеогеографические схемы для триаса по всему северо-западу Баренцевоморского шельфа и по всему бассейну опубликованы в работах 1985 и 1988 гг. (Стратиграфия и палеонтология, 1985, Баренцевская шельфовая плита, 1988). Автор описывает устойчивый морской режим седиментации в раннем и среднем триасе на Шпицбергене, и обмеление бассейна в поздне триасовую эпоху. Отмечаются обогащенные фосфатами и органическим веществом (до 11.4%) черные анизийские глины (Стратиграфия и палеонтология, 1985). A. Mork (1982, 1986), D. Worsley (1982, 1986), R Knarud (1982), изучая палеогеографические условия осадконакопления в триасе в районе архипелага Шпицберген, также выделяют в восточной его части более глубоководный шельф.

В 1988 году совместными усилиями специалистов ФГУП "ВНИИОкеангеология" под редакцией академика И.С. Грамберга была издана фундаментальная монография

"Баренцевская шельфовая плита". В ней Э.Н. Преображенская, Т.М. Пчелина, З.З. Ронкина обобщили литолого-стратиграфические данные по скважинам и обнажениям Баренцевоморского шельфа и прилегающей суши и описали типовые разрезы перми и триаса архипелага Шпицберген, о. Эдж, о. Медвежий, архипелага Земля Франца Иосифа, о. Колгуев, юго-западной и юго-восточной части Баренцевоморского шельфа, архипелага Новая Земля.

Стратиграфическим расчленением триасовых отложений и изучением их строения по результатам бурения скважин на юго-востоке Баренцевоморского шельфа занимались В.В.Сулова, Т.М.Пчелина, З.З.Ронкина, Е.Г.Бро, А.И. Данюшевская, Л.А.Фефилова, С.К.Скобельская, Н.В.Устинов, Н.М.Столбов, В.М.Комарницкий, И.А.Таныгин (1987), Л.А.Павлов, А.А.Матигоров, О.Г.Зарипов (1985), В.Н. Зинченко. Фефилова Л.А. (Стратиграфия и палеонтология, 1990) и специалисты ВНИИОкеангеология (Баренцевская шельфовая плита, 1988) выделяют шесть типов разрезов триаса - Колгуевский, Южно-Баренцевский, Западно-Баренцевский, Новоземельский, Шпицбергенский, Земли Франца Иосифа. Отмечается, что в южной части Баренцева моря триасовые отложения очень плохо охарактеризованы фауной, т.к. осадконакопление носило преимущественно континентальный и лагунно-континентальный характер. Поэтому, стратиграфическое расчленение триаса здесь затруднено и основывается на палинологических исследованиях (Стратиграфия и палеонтология, 1990). Часто, пермские отложения отделяются от триасовых по смене окраски с сероцветной на красноцветную. До сих пор существуют разногласия по поводу стратиграфического расчленения пермско-триасового разреза Адмиралтейской скважины (Устрицкий, 2013): согласно данным Фефиловой Л.А. в ней выделяется около 100 м верхнепермских отложений и более 3,5 км нижнего триаса.

Сулова В.В. , Пчелина Т.М., Корчинская М.В., Фефилова Л.А., Басов В.А., обобщив данные по бурению на обрамлении и в акватории Баренцева моря, описали трансгрессивно-регрессивную цикличность (Басов и др., 1997). Они отмечают также, что граница между отложениями перми и триаса в основном несогласная, за исключением Предновоземельской области, Новой Земли, и наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины. Выделенные в триасе циклы второго порядка соответствуют отделам системы. В каждом из них прослеживается 2-3 цикла 3-го порядка, границы которых, как правило, совпадают с границами ярусов - это обосновано спорово-пыльцевым анализом и находками аммоноидей и двустворок. Авторы также пишут о несогласной триасово-юрской границе, выделяемой по сейсмическим данным и палинологическому анализу в скважинах.

А.П. Каленич, В.В. Орго, Н.Н. Соболев, В.И. Бондарев, Ю.П. Семенов, Е.Е. Мусатов детально описали разрезы, литологию и стратиграфию пермских и нижнетриасовых отложения на островах архипелага Новая Земля, а также рассмотрели обстановки их осадконакопления (Каленич и др., 2004).

Ряд российских и зарубежных ученых занимался изучением обстановок осадконакопления в триасовом периоде и выявлении источников сноса обломочного материала: П.О. Соболев, А.К. Худoley, В.В. Суслова, А.В. Ступакова (2001), О.В. Петров, Ю.В. Шипелькевич (1999), Н.Н. Соболев, Е.О. Петров, F. Riis (2008), В.А. Lundschieen (2008), Т. Ноу (2008), А. Mork (2008, 2010), М.В.Е. Mork (2008), М. Bjoroy (2010), Р. Hall (2010). Большую работу в изучении эволюции обстановок осадконакопления Баренцево-Северокарского региона делают специалисты «ВНИИОкеангеология» и «Нарьян-Марсейсморазведка» - В.А. Басов, Л.В. Василенко, К.Г. Вискунова, Е.А. Кораго, Т.М. Пчелина, О.И. Супруненко, Н.В. Устинов (Басов и др., 2009). Об особенностях пермского периода, переходе от преимущественно карбонатного к кремнистому, кремнисто-карбонатному и терригенному осадконакоплению в поздней перми, связи его с климатическими и палеогеографическими изменениями написано в работах Stemmerik et al., 1999. Из недавних работ стоит отметить палеогеографические построения и тектонические реконструкции для всего Баренцевоморского шельфа, выполненные с ходе совместных российско-норвежских исследований (Geological history, 2009), а также статью Т.Н. Torsvik с соавторами о палинспастических реконструкциях и палеогеографии Северной Атлантики на протяжении последних 400 млн. лет (Torsvik et al, 2002).

Сеймостратиграфическая характеристика пермско-триасовых отложений российской части Баренцева моря проводилась Л.А. Дараган-Суцовой и Петровым Е.О. (Дараган-Суцова, 1984, Дараган-Суцова и др. 1998, 2009, Петров и др., 2009), Сениным Б.В., Шипиловым Э.В., Юновым А.Ю. (1989), Шипелькевичем Ю.В. (2002), Н.Я. Куниным., А.В. Виноградовым (1989). Все исследователи отмечают большие мощности этого комплекса до 10-12 км (Граммберг, 1997, Дараган-Суцова, 1995, Петров и др., 2009). Впервые косослоистые сеймофации и проградационные клиноформные комплексы перми-триаса в южном борту Южно-Баренцевской впадины закартированы по материалам "Севморнефтегеофизика" 1981-82 гг. (Дараган-Суцова, 1984). Автор отмечает диахронный характер границы раздела карбонатных и терригенных отложений перми (горизонт Ia) и эрозионный характер горизонта А в кровле пермских отложений. Выделяется один нижне - и шесть верхнепермских подкомплексов, образующих клиноформы и заполняющих, по мнению автора, Южно-Баренцевскую впадину.

М. Григорьев (Grigoriev, Utting, 1998) на основе минералогических и палинологических данных выделил в верхнепермских терригенных отложениях о-ва Колгуев пять трансгрессивно-регрессивных циклов. Позднепермские клиноформы выделяются Шипелькевичем (2002) в зоне сочленения Печорской синеклизы и Южно-Баренцевской впадины. Сенин Б.В. и др. (1989) пишут о возобновлении прогибания в перми-триасе на востоке Баренцева моря, некомпенсированном осадконакоплении путем латерального наращивания и больших мощностях до 6-8 км терригенных осадков. Триасовый сейсмостратиграфический комплекс разделен Л.А. Дараган-Суцовой на три подкомплекса, соответствующие отделам триаса. В триасовом периоде происходило дальнейшее развитие прогиба и расширение областей аккумуляции. Строение пермско-триасового сейсмостратиграфического комплекса также изучается по региональным сейсмическим профилям коллективом ученых ОАО МАГЭ: Г.С. Казаниным, И.В. Заяц, С.И. Шкарубо, С.П. Павловым, Т.А. Кириллово-Покровской (Казанин и др., 2011). В последние годы пермско-триасовые отложения восточного сектора Баренцева моря активно изучаются с позиций секвентной стратиграфии (Васильев, Соболев, 2009).

Е. Glorstad-Clark, J. I. Faleide, В.А. Lundschieen, J.P. Nystuen (Glorstad-Clark et al, 2010, 2011) представили детальную секвенс-стратиграфическую и палеогеографическую модель триасовых отложений на норвежском шельфе Баренцева моря, западнее 35° в.д., на основании скважинных данных и интерпретации 2Д сейсмических профилей. Авторы проанализировали крупномасштабные изменения депоцентров в течение триасового периода и вклад различных источников сноса. Как и Stemmerik и Worsley, 1989 и Mangerud, 1994, авторы подчеркнули начало нового этапа растяжения и погружения бассейна в поздней перми и смену преимущественно карбонатного осадконакопления на терригенное в норвежской части Баренцева моря. Е. Glorstad-Clark и соавторы разделили триасовый разрез на пять секвенций второго порядка, ограниченных в подошве и кровле поверхностями максимального затопления. Анализ палеогеографических обстановок проводился по картам временных толщин и сейсмофаций для каждой секвенции. Авторы проследили миграцию бровки шельфа и постепенное заполнение западной части Баренцева моря в течение триаса с юга и юго-востока на север и северо-запад. К основными источникам сноса в раннем и среднем триасе отнесены Балтийский щит и Уральский ороген, в то время как верхнетриасовые клиноформенные комплексы проградируют как с юго-востока на северо-запад, так и с запада на восток, представляя новый источник сноса, возможно, Гренландию.

Яркие высокоамплитудные, часто дискордантные отражения, выделяемые на сейсмических профилях в толще пермско-триасовых отложений в Южно- и Северо-

Баренцевской впадинах, впервые упоминались в работах 80-х гг. (Безматерых и др., 1984, Маргулис, 1986, Верба, 1985). Выдвигались различные гипотезы об их природе: речные врезы, заполненные осадочными породами (Маргулис, 1986), карбонатно-сульфатные или галогенные акустически-контрастные породы (Сенин и др., 1989), вулканические или интрузивные тела (Безматерых и др., 1984, Комарницкий, Шипилов, 1991, Добрецов, 1997). Авторы отмечают, что в направлении с юга на север интрузии занимают все более высокие стратиграфические интервалы от пермско-триасового до нижнемелового вплоть до выхода на поверхность морского дна на шельфе архипелага Земля Франца Иосифа (Шипилов, Карякин, 2009, Карякин и др., 2009). В ходе изучения базальтов в обнажениях на ЗФИ, Шпицбергене и после вскрытия скв. Лудловская интрузии габбро возрастом 159 млн. лет (Шипилов, 2007) большинство исследователей согласилось с магматической природой этих тел. Ю.В. Шипилов и Э.В. Карякин с соавторами опубликовали ряд статей об изучении состава и датировании мезозойских магматических комплексов архипелага Земля Франца Иосифа (Карякин и др., 2008, 2009, 2010) и пришли к выводу о нескольких фазах проявления юрско-мелового магматизма.

Триасовые отложения изучались также с точки зрения их нефтегазоматеринского потенциала и перспектив нефтегазоносности (Захаров и др., 2004, Леончик, 2011, 2012, Маргулис, 2009, Шеин, 2012, Данюшевская, 1995, Данилевский, Складорова, 1986). Многочисленные нефте- и битумопроявления в триасовых породах на островах по обрамлению Баренцевоморского шельфа давно привлекали внимание исследователей. Вопрос о природе и источнике этих битумов в обнажениях на архипелаге Земля Франца Иосифа активно изучался специалистами ВНИГРИ Б.А. Клубовым (1995, 1997, 1998), И.Ю. Винокуровым (1997, 1998), Е.В. Гарибьяном (1997, 1998), А.С. Острой (1995), В.М. Безруковым (1997, 1998), Н.В. Танинской (1998). В 90-х гг. ВНИИОкеангеология (Бро и др., 1993) и АМНГР (Гудкова и др., 1990, 1991) проводили аналитическую оценку нефтегазогенерационного потенциала триасовых отложений по керновому и шламовому материалу из пробуренных в российской части акватории скважин. А.И. Данюшевская (1995) охарактеризовала триасовые отложения из опорно-параметрических скважин на архипелаге ЗФИ с точки зрения их нефтематеринских свойств по результатам пиролиза образцов. В последние годы возобновился интерес к этому вопросу, и дополнительные исследования органического вещества триасовых отложений в расширенном геохимическом аналитическом комплексе проводятся во ВСЕГЕИ и на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством Кирюхиной Т.А. Большинство ученых признают высокий нефтегазоматеринский потенциал среднетриасовых отложений.

S.J. Lindquist (1999) рассматривала триасовые отложения Баренцева моря как часть единой триасово-юрской нефтяной системы. Нефтематеринские свойства триасовых пород Баренцевоморского шельфа в комплексе с палеогеографическими условиями их образования были рассмотрены в работах В.А. Григорьевой, Н.А. Еремина, Л.Н. Назарова (1998), M. Vjoroy, P.B. Hall, I.L. Ferriday, A. Mork (1983, 1992, 2006, 2010), T.L. Leith с соавторами (1992).

Таким образом, пермско-триасовый терригенный комплекс отложений на протяжении нескольких десятилетий активно изучался как российскими, так и зарубежными учеными с позиций стратиграфии, палеогеографии, секвентной стратиграфии и цикличности, литологического и минерального состава пород, их коллекторских и нефтегазоматеринских свойств. Однако, в силу недостаточной разуберности этих отложений в пределах акватории и ограниченного количества керна, большинство исследований базировались на изучении пермско-триасовых пород по выходам их на поверхность на островах и архипелагах Баренцевоморского шельфа, точечных образцах керна, а также нерегулярной сети региональных сейсмических профилей.

## ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

### 2.1. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

В строении Баренцевоморского шельфа (БМШ) участвуют породы архейско-протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов (рис. 2-3). Они доступны для изучения в обнажениях на шельфовом обрамлении, в параметрических и поисковых скважинах на островах и в южной и юго-западной частях акватории Баренцева моря. Изучением их стратиграфии занимались И.С. Грамберг, М.Л. Верба, Е.Е. Милановский, Ю.Е. Погребницкий, Т.М. Пчелина, З.З. Ронкина, Л.А. Фефилова, Э.Н. Преображенская, Э.В. Шипилов, Г.А. Тарасов, О.И. Супруненко, Е.А. Кораго, Н.Н. Костева, А.А. Красильщиков, Н.Н. Соболев, G.B. Larssen, J.I. Faleide, S.E. Kristensen, L.B. Henriksen, D. Worsley, A. Mork, L. Stemmerik и др.

#### АРХЕЙСКО-НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Породы архей -раннепротерозойского возраста изучены в обнажениях и скважинах на Кольском полуострове, Шпицбергене, Пай-Хое и Полярном Урале, в Печорской синеклизе. Они представлены высокометаморфизованными гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, джеспилитами, кварцитами, мраморизованными доломитами, вулканитами основного и ультраосновного состава, прорванными интрузиями гранитов, гранодиоритов, гранитогнейсов, габброидов (Милановский, 1996). Возраст установлен методом изотопных датировок по цирконам.

#### ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Рифейские и вендские метаморфизованные породы описаны в Печорской синеклизе, на Тиманском кряже, Новой Земле, Шпицбергене, Земле Франца Иосифа (ЗФИ). На Шпицбергене рифейские отложения представлены сланцами с прослоями кварцитов и мраморов, прорванными интрузиями различного состава. Выше залегает недеформированная толща вендских аргиллитов, глинистых алевролитов с прослоями доломитов, песчаников, конгломератов, гравелитов (500 м). На о. Медвежий на массивных доломитах верхнего рифея (500 м) с размывом залегает вендская терригенная толща (115-125 м). На юге Новой Земли обнажается рифейско-вендская терригенная толща (2 км) в зеленосланцевой фации метаморфизма, на севере - нижнерифейские двуслюдяные плагиогнейсы, сланцы, разсланцованные мрамора, амфиболиты (1 км) перекрываются слабометаморфизованными терригенными породами верхнего рифея–венда (2-4 км) (Строение литосферы, 2005). На ЗФИ вендские метаморфические отложения в скв. Нагурская (>1300 м) представлены филлитами, микросланцами, кварцитами, прорваны интрузиями долеритов (Грамберг и др., 1985). Возраст установлен по U-Pb датировкам, микрофитолитам, микрофоссилиям.

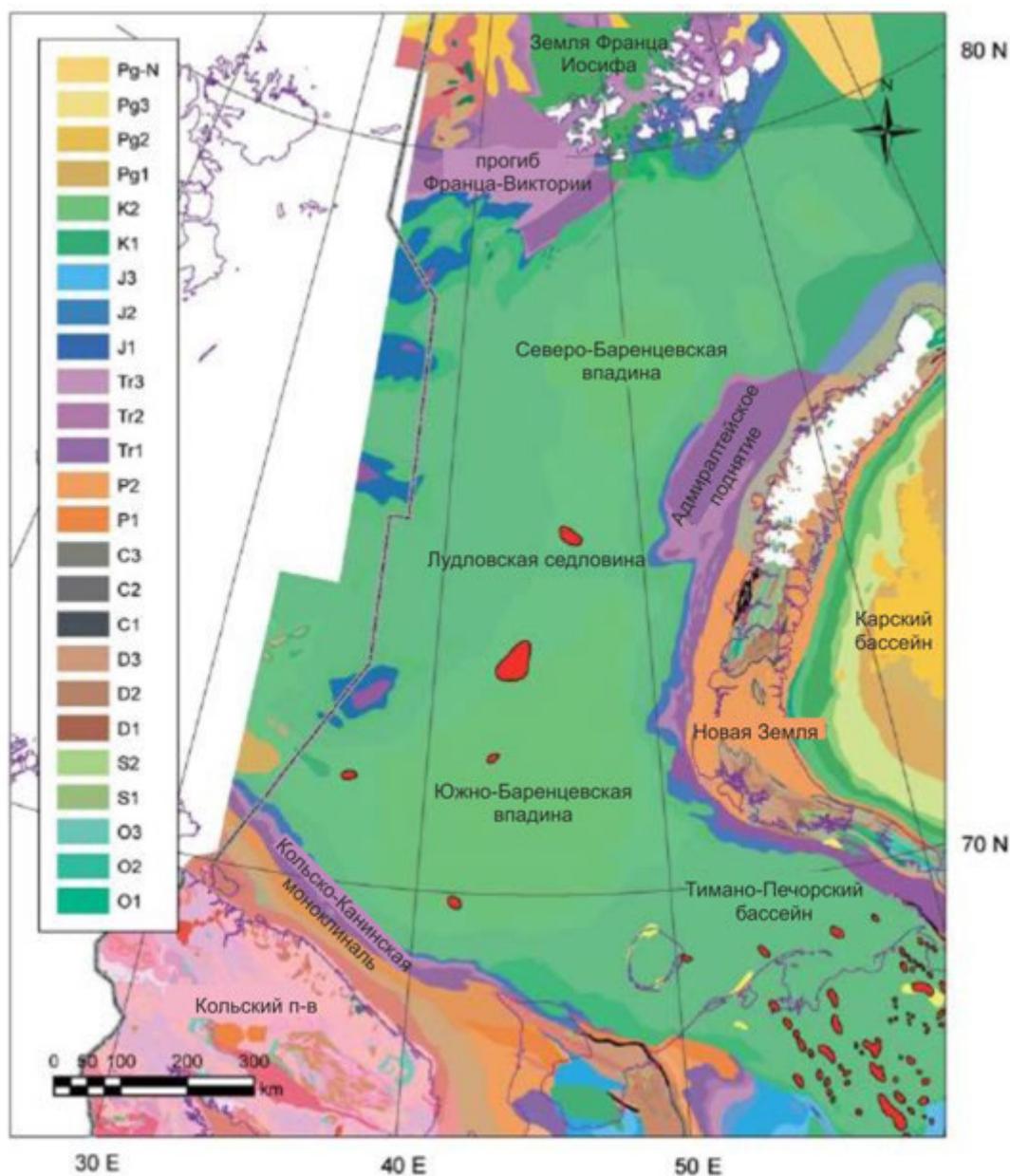


Рис. 2. Геологическая карта восточной части БМШ (Sobolev, 2012)

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА.  
Кембрийская система

Кембрийские отложения в пределах акватории скважинами не вскрыты. На Шпицбергене они залегают на венде согласно и представлены разнозернистыми кварцито-песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу доломитами и известняками с прослоями аргиллитов (200 м) (Баренцевская шельфовая плита, 1988). На Новой Земле разрез (1500 м) представлен в нижней части чередованием песчаников и алевролитов с прослоями филлитовидных сланцев, доломитизированных известняков, в средней - песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, а в верхней – известковистыми песчаниками, глинистыми сланцами, известняками. Возраст установлен по находкам трилобитов и брахиопод.



### *Ордовикская система*

Отложения ордовика присутствуют в обнажениях на о-вах Медвежий, Шпицберген, Новая Земля, вскрыты скважинами на о. Эдж, о. Колгуев и в Печорской синеклизе. Они залегают с размывом на породах кембрия или архея-протерозоя (рис. 3) (Строение литосферы, 2005). На северо-западе БМШ развиты массивные доломиты и пелитоморфно-мелкозернистые известняки (0,5–2,2 км) с кварцито-песчаниками и конгломератами в основании. На Новой Земле развиты терригенно-карбонатные отложения трех отделов ордовика (0,3–0,9, до 3 км): песчаники и алевролиты с прослоями глинистых сланцев и доломитов, в верхней части - глинистые известняки. На западе архипелага к ордовику относят конгломератово-сланцевую толщу. В Печорской синеклизе и на о. Колгуев отложения ордовика представлены кварцевыми песчаниками, кварцитами, серицит-глинистыми сланцами, конгломератами, глинами, в верхах - известняками, доломитами (0,3 – 0,9 км). Возраст определен по фауне остракод, мшанок, наутилоидей, гастропод, губок, кораллов, брахиопод, и изотопным датировкам (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

### *Силурийская система*

Отложения силура развиты локально. Как правило, они залегают согласно или с небольшим размывом на породах ордовика. Могут несогласно перекрывать более древние отложения (рис. 2-3). На о. Эдж отложения силура – известняки с прослоями доломитов и многочисленной фауной брахиопод, криноидей, остракод, губок, фораминифер, на Новой Земле - алевролиты, песчаники и известняки, доля последних увеличивается к югу. В Печорской синеклизе развиты карбонатные породы, реже - терригенные и эвапоритовые. Возраст устанавливается по комплексам остракод, брахиопод, кораллов (Баренцевская шельфовая плита, 1988; Шипилов, Тарасов, 1998). Мощность достигает 1,5-1,6 км на востоке БМШ.

### *Девонская система*

Девонские отложения широко распространены на обрамлении БМШ, изучены в скважинах на суше и в акватории Печорского моря, представлены тремя отделами. Отложения *нижнего девона* ( $D_1$ ) на Шпицбергене распространены в пределах Девонского грабена: серо- и красноцветные песчаники, алевролиты, конгломераты с обугленным растительным детритом (мощность до 6 км). Залегают с резким угловым несогласием на породах ордовика. На Новой Земле нижнедевонские карбонаты залегают с небольшим размывом на верхнесилурийских, представлены известковистыми сланцами, известняками-ракушняками, детритовыми и водорослевыми известняками, доломитами (1,3-2,3 км). В Печорской синеклизе развиты известняки, доломиты, ангидриты,

чередование аргиллитов с глинистыми известняками и мергелями (700 м), на Северном Тимане - кварцевые песчаники с прослоями алевролитов (150 м). Возраст установлен по остаткам рыб, остракод, пелеципод, наутилоидей, трилобитов, брахиопод (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

Отложения *среднего девона* ( $D_2$ ) на Шпицбергене (1000 м) залегают согласно на нижнедевонских: чередование сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями угля. В северной и средней частях Новой Земли распространены среднедевонские алевролиты и песчаники с прослоями доломитов (700-900 м), а на юге – доломиты (1400 м). В Печорской синеклизе среднедевонские отложения (1,5 км) залегают с размывом и угловым несогласием на отложениях нижнего палеозоя. На юге и в центре это глинистые и алевро-песчаные породы, а в северном и северо-восточном - мергели, органогенные известняки и доломиты. По находкам остракод, брахиопод и миоспор установлен возраст (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

В основании *верхнего девона* ( $D_3$ ) повсеместно (кроме Шпицбергена) фиксируется перерыв и иногда угловое несогласие. Различают франский и фаменский яруса. На о. Медвежий верхнедевонские песчаники, конгломераты, аргиллиты с углями (390-450 м) залегают с размывом и угловым несогласием на верхнерифейских доломитах. На Шпицбергене развиты франские сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты с сидеритовыми конкрециями и линзами угля. На Новой Земле к верхнему девону относят толщу известняков (1000-1500 м) с песчаниками и алевролитами в основании (Шипилов, Тарасов, 1998). В Печорской синеклизе отложения франского яруса трансгрессивно перекрывают породы от фундамента до среднего девона. Это песчаники, глины, алевролиты и глинисто-карбонатные породы в нижней части (доманиковые фации) и органогенные известняки с прослоями аргиллитов и алевролитов - в верхней. Фаменские органогенные известняки с прослоями мергелей, алевролитов, песчаников, аргиллитов различаются по фауне брахиопод, остракод, фораминифер. Мощность верхнего девона составляет 800 – 1400 м (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

#### *Каменноугольная система*

Отложения каменноугольной системы широко распространены в пределах БМШ (рис. 2-3). Нижний и средний отделы представлены преимущественно терригенными породами на севере и западе региона и карбонатными - на юге и востоке, а отложения верхнего отдела - исключительно карбонаты. Общая мощность каменноугольных отложений: 850 м на о. Медвежий, до 2600 на Шпицбергене, 240 м на Земле Франца Иосифа и 720 м на о. Колгуев. Возраст определяется по фауне брахиопод и фораминифер, а также по миоспорам и листовой флоре.

*Нижний отдел (C<sub>1</sub>)* на Шпицбергене и о. Медвежий представлен чередованием кварцитовидных песчаников с аргиллитами и алевролитами, наблюдаются линзы и пропластки угля. На ЗФИ (скв. Нагурская) ритмично чередующиеся пачки песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами каменного угля залегают со стратиграфическим перерывом на породах венда. На Новой Земле нижний карбон представлен толщей органогенных известняков (300-400 м) с прослоями ангидрита (Шипилов, Тарасов, 1998). На о. Колгуев отложения турнейского, визейского и серпуховского ярусов представлены органогенными, глинистыми известняками, доломитами и ангидритами с редкими прослоями глин и песчаников. (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

*Средний отдел (C<sub>2</sub>)* на о. Медвежий и Шпицбергене представлен чередованием красно- и сероцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и карбонатных пород, залегают с размывом на отложениях нижнего отдела (Баренцевская шельфовая плита, 1988). В восточной части Шпицбергена разрез сложен органогенными известняками с пачками гипсов, доломитов, песчаников. На ЗФИ отложения среднего отдела отсутствуют. На Новой Земле среднекаменноугольные органогенные известняки составляют единую толщу вместе с верхним карбоном. На о. Колгуев отложения среднего карбона - органогенные известняки, иногда глинистые, алевролитистые, доломитистые, с прослоями ангидрита, темных аргиллитов, мергелей и кремнистых пород.

*Верхний отдел (C<sub>3</sub>)* на о. Медвежий представлен серыми доломитами с прослоями и включениями кремней, с размывом залегают на среднем карбоне. На Шпицбергене это скрытокристаллические и органогенные известняки, слабокремнистые, песчанистые. В скв. Нагурская органогенно-детритовые светло-серые известняки с перерывом перекрывают породы нижнего карбона. На о. Колгуев развиты органогенные детритовые, органогенно-зернистые и пелитоморфные известняки с мергелями (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

#### *Пермская система*

Пермские отложения на БМШ изучены в многочисленных скважинах на норвежском шельфе, вскрыты скважинами в Печорском море (Аквамаринская, Варандей-море, Дресвянская, Поморская, Приразломная, Северо-Гуляевская, Северо-Долгинская), о. Колгуев (Песчаноозерская, Северо-Западная) и на Адмиралтейском валу, описаны в обнажениях на арх. Шпицберген и Новая Земля, отсутствуют на ЗФИ.

Для норвежской части БМШ принято деление пермской системы на три отдела - приуральский, гваделупский и лопинский - согласно международной стратиграфической шкале (Henderson et al, 2012, Котляр, 2013). На российской территории согласно общей стратиграфической шкале России - ОСШ (Стратиграфический кодекс, 2006) выделены

приуральский, биармийский и татарский отделы. В более ранней литературе приходится сталкиваться с прежним разделением перми на два отдела. Различия между двумя шкалами сводятся к объемам среднего и верхнего отделов, группировке ярусов и их наименованиям. В приуральском (нижнем) отделе сохранены традиционные ярусы Южного Урала - ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский, хотя объем последнего несколько изменен за счет включения в его состав уфимского яруса или его части. Казанский ярус среднего отдела ОСШ соответствует роудинскому МСШ, уржумский - вордскому. Верхний отдел перми ОСШ соответствует капитанскому ярусу гваделупского отдела МСШ и лопингию (Henderson et al, 2012).

Пермские отложения в пределах БМШ залегают на каменноугольных согласно (кроме Шпицбергена). Фиксируются перерывы внутри толщи, самый значительный из которых – на границе нижнего и среднего отделов. В нижнепермских отложениях преобладают карбонатные разности, в средне и верхнепермских – терригенные (рис. 4). Общая мощность верхнепермских отложений увеличивается в восточном направлении от 200 м до 6,1 км.

*Нижний отдел перми ( $P_1$ )* на норвежском шельфе и Шпицбергене представлен почти исключительно карбонатными разностями. Отложения ассельско-нижнеартинского ярусов на Шпицбергене (мощность 430 м -1800 м в полуграбенах разломных зон Хорсунн и Биллефьорден) вместе с верхнекаменноугольными известняками составляют группу Гипсдален. Они сложены доломитами, известняками, переслаивающимися алевролитами, песчаниками, конгломератами и перекрывают с разрывом нижележащие отложения. Возраст определен по фораминиферам и брахиоподам. Кунгурско-уфимские массивные кремнистые, глинисто-кремнистые и известково-кремнистые отложения формации Капп Старостин (600 м) залегают на ассельско-артинских с разрывом (рис. 3, 4) (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

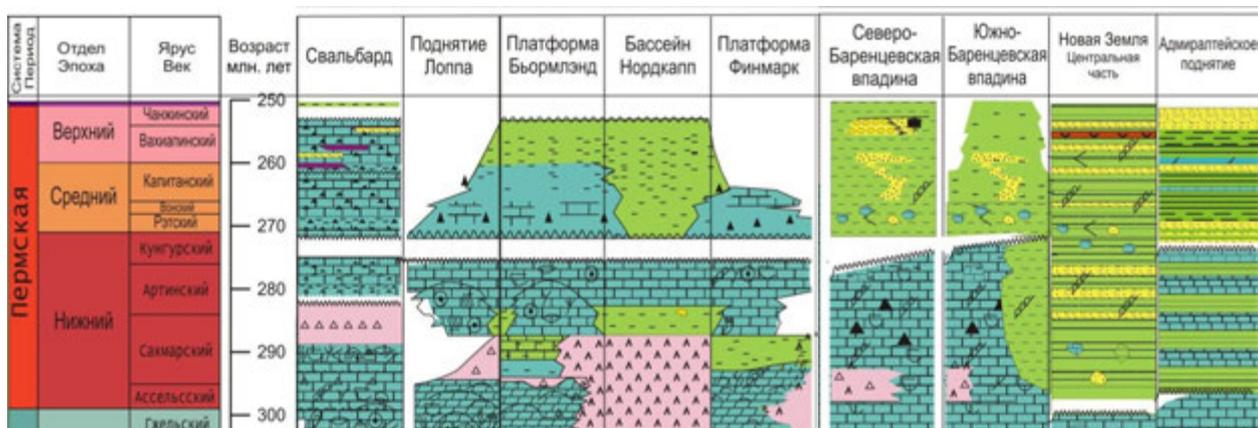


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая корреляция пермских отложений БМШ (по данным Geir Birger Larsen, Stoupakova et al 2012)

На норвежском шельфе ассельско-сакмарские отложения (группа Гипсдален) представлены в нижней части чередованием красноцветных континентальных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов, в средней - переслаиванием морских сероцветных терригенных пород и карбонатов, а в верхней - преимущественно шельфовыми известняками и доломитами с палеоплизиновыми постройками, незначительным количеством эвапоритов (рис. 4, 5). Больше количество органогенных построек прогнозируется по сейсмическим данным в более глубоких частях бассейна (Elvebakk et al., 2002). Мощность меняется от 250-315 м на моноклинали Финнмарк, увеличиваясь на север и северо-запад, достигает >800 м на платформе Бьярмлэнд и >1000 м на южном склоне поднятия Лоппа ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Среднесакмарско-верхнеартинские отложения на норвежском шельфе (группа Бьярмлэнд) представлены органогенно-обломочными известняками с прохладноводной фауной криноидей, мшанок, брахиопод, кремнистых губок (рис. 5). Алевритистые, иногда битуминозные известняки являются глубоководным аналогом. Вскрытые мощности составляют 233-371 м на платформе Бьярмлэнд, 50-312 м на моноклинали Финнмарк, 488 м на восточном склоне поднятия Лоппа ([www.npd.no](http://www.npd.no)).

На юго-западе Новой Земли ассельско-кунгурские кремнисто-глинистые и глинисто-алевролитовые породы соколовской серии (220 м) с морской фауной аммоноидей трансгрессивно перекрывают верхнекаменноугольные карбонаты (рис. 4, 6). На о-ве Вайгач ассельско-нижнесакмарские мергелистые известняки с прослоями мергелей, алевролитов и силицитов (сезымская свита, 8-30 м) венчают карбонатный разрез. Их перекрывают артинские аргиллиты и полимиктовые песчаники (гусиная свита, 150-250 м) и артинско-раннекунгурские аргиллиты с кремнисто-глинистыми и мергелистыми конкрециями, а затем - ритмично чередующиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты (юньягинская серия, 500-900 м) (Каленич и др., 2004).

На севере Южного острова Новой Земли к ассельскому веку относят кремнисто-родохрозитовые породы с прослоями радиоляриевых глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с комплексами карбонатных турбидитов (верхняя подсвита казаркинской свиты). Они перекрываются сакмарско-кунгурскими темноцветными аргиллитами и алевролитами с многочисленными фосфатными и баритовыми конкрециями, а выше - алевритистыми аргиллитами и алевролитами (моллеровская свита, 60-250 м). На Карском побережье Северного острова разрез представлен ассельско-артинскими турбидитовыми отложениями (толбяхская и цивольская свиты, 40-110 м) - цикличное чередование калькаренитов, известковистых песчаников, косослоистых песчаников, горизонтально- и волнистослоистых алевролитов и аргиллитов и черных аргиллитов. Эти отложения

перерывы турбидитами красноречинской свиты (600-1100 м). На западном побережье архипелага обнажаются ассельско-кунгурские темно-серые и черные, алевролитистые и известковистые аргиллиты (глазовская свита, 400 м) (рис. 6) (Каленич и др., 2004).

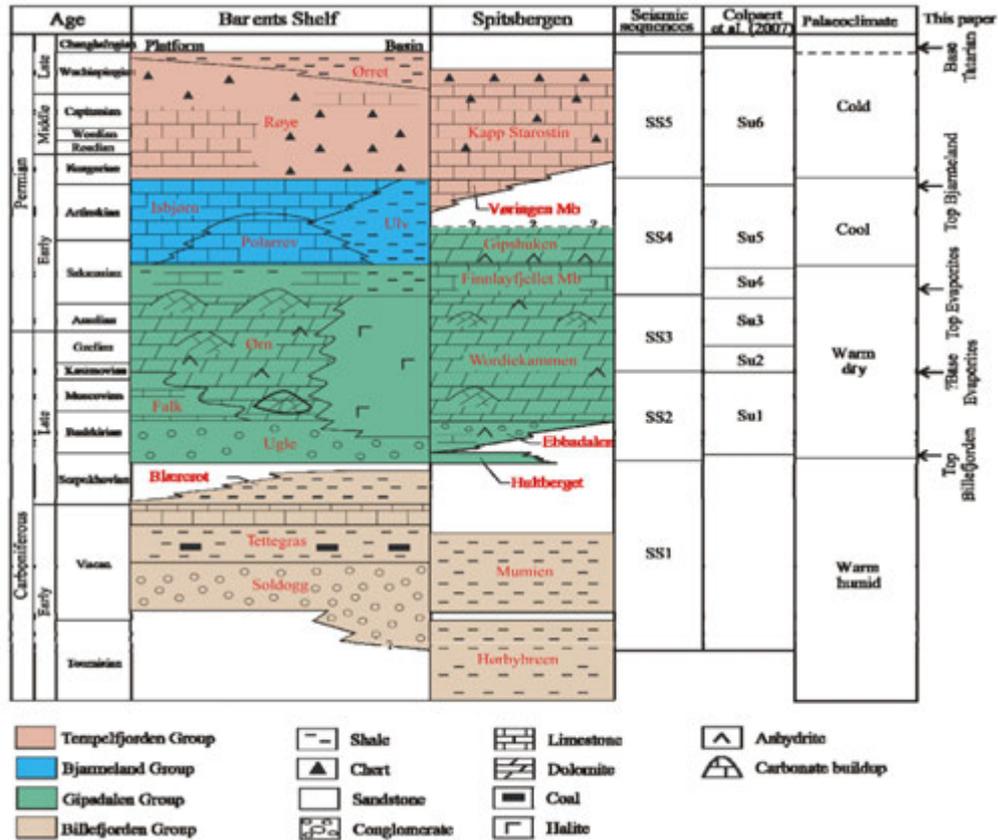


Рис. 5. Литолого-стратиграфическая схема пермских отложений норвежской части БМШ (Rafaelsen et al., 2011)

На о. Колгуев и Печорском море ассельско-сакмарские органогенно-детритовые и водорослевые известняки залегают согласно на известняках верхнего карбона и имеют мощности 85-300 м (рис. 6). В Печорском море в направлении от скв. Приразломной к Северо-Гуляевской и Аквамариновой возраст кровли нижнепермских карбонатов меняется от ассельского до сакмарско-артинского. Артинские отложения характеризуются значительной долей терригенной составляющей, а процент известковистых пород варьирует до полного их исчезновения. В скв. Приразломной они несогласно залегают на артинских известняках, а в скв. Мединская-море - отсутствуют. На Песчаноозерской площади артинские аргиллиты, мергели, глинистые известняки (180 м) содержат прослойки органогенно-детритовых кремнистых известняков. Кунгурский ярус представлен темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами, в разной степени известковистыми, с маломощными прослоями глинистых и органогенных известняков, мергелей. Эти отложения маркируют полный переход от карбонатной к терригенной седиментации на юго-востоке БМШ.

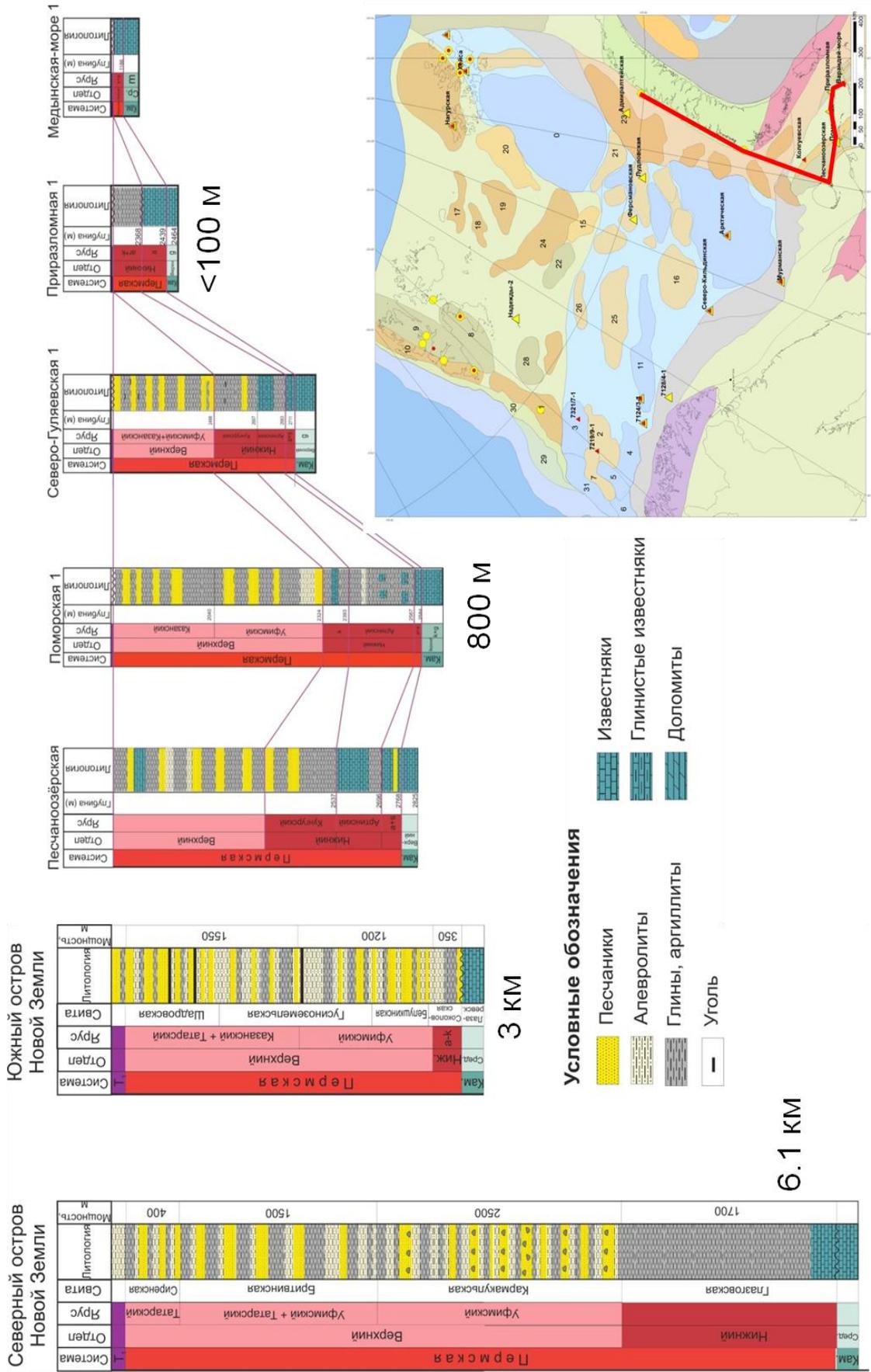


Рис. 6. Схема корреляции пермских отложений по обнажениям на архипелаге Новая Земля и скважинам в Печорском море (составлена автором по материалам Грамберга, Пчелиной, 1988)

Мощность кунгурских отложений 163 м на о-ве Колгуев до 30-70 м в Печорском море (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Общая мощность нижнепермских отложений на юго-востоке БМШ достигает 300 - 430 м.

В скв. Адмиралтейская вскрыта пачка ассельско-сакмарских органогенных известняков, часто окремненных или доломитизированных с остатками мшанок общей (41 м). К артинско-кунгурскому ярусу отнесены 65 м аржиллитов, алевролитов, кремнисто-углеродистых и глинистых пиритизированных пород (Устрицкий, 2013).

*Средний и верхний отделы (P<sub>2-3</sub>) перми* на Шпицбергене объединены в формацию Капп Старостин (группа Темплфьорден) (рис. 5). Они представлены кремнисто-глинистыми спиккулитовыми породами, глинами, алевролитами, глинистыми песчаниками и карбонатными прослоями мощностью до 460 м (Lithostratigraphic lexicon, 1999). Наблюдается много морской фауны, возраст определен по брахиоподам и фораминиферам. Нередко эти отложения частично или полностью уничтожены предтриасовым размывом. На о. Эдж органогенные брахиоподовые известняки верхней перми сменяются вверх по разрезу глинами и известняками окремненными с прослоями мелкозернистых глауконитовых песчаников (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

На норвежском шельфе верхнеартинско-татарские отложения (формации Рое и Оррет, мощность 85-900 м) - преимущественно кремнистые породы, источником кремния в которых являются многочисленные спиккулы губок (рис. 4, 5) ([www.npd.no](http://www.npd.no)). В нижней части формации Рое на моноклинали Финнмарк развиты черные и темно-серые кремнисто-карбонатные аржиллиты с пиритом и следами органического вещества, к поднятию Лоппа сменяющиеся на чередование кремнистых мергелей, кремнисто-карбонатных аржиллитов с прослоями спиккулитов. Верхняя часть формации представлена переслаиванием спиккулитов, кремнисто-глинистых пород, окремненных мшанковых известняков, известковистых аржиллитов. Мощность формации меняется от 122 до 230 м на моноклинали Финнмарк, 70-140 в прогибе Нордкапп, достигает 510 м на южном склоне поднятия Лоппа. В разрезе формации Оррет преобладают терригенные породы - тонкие прослои песчаников в алевро-глинистой толще, карбонатные прослои редки. В восточном направлении от поднятия Лоппа появляются богатые органическим веществом глины. Мощность формации Оррет 140-173 м на поднятии Лоппа, 20-195 м на севере моноклинали Финнмарк, и 536-730 м в бассейне Хаммерфест ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Возраст определен по спорово-пыльцевым анализам, двустворкам, конхостракам (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

Средне-верхнепермские терригенные отложения на Новой Земле согласно перекрывают нижнепермские. Мощность их меняется от 2750 м на юго-западе до 4400 м

на западе и северо-западе архипелага (рис. 6). Уфимские отложения на северо-западном побережье представлены переслаиванием серых песчаников (30-60 м) и темно-серых алевролитов и аргиллитов (20-40 м) (мурманская толща), а на п-ове Адмиралтейства - дистальными турбидитами и отложениями иловых потоков (500 м). На севере Южного острова и востоке Северного острова к уфимскому ярусу относят мощную толщу переслаивания песчаников, аргиллитов и алевролитов дебритового и турбидитового происхождения (кармакульская серия, 2800 м). На южном острове Новой Земли уфимские отложения представлены песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов, встречаются олистостромы девонских и каменноугольных известняков (белушкинская свита, 500-800 м) (рис. 6) (Каленич и др., 2004).

Казанские отложения в центре и на юго-западе архипелага представлены темно-серыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, богатыми морской фауной (гусиноземельская свита, 1050-1400 м). Они перекрываются казанско-татарскими прибрежно-морскими конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями углей и растительным детритом (щадровская свита, 600-850 м). На юге Новой Земли верхнеуфимско - татарский разрез (савинская и валентиновская свиты, мощность 1000-1250 м) сложен известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с конкрециями брахиоподовых известняков в верхней части (Каленич и др., 2004).

Мощности средне-верхнепермских терригенных отложений в Печорском море составляют 320-550 м, в скв. Приразломная, Медынская-море и Варандей-море они отсутствуют (рис. 6). На о. Колгуев они залегают согласно на кунгурских и имеют мощность 600 м. Нижняя часть разреза представлена глинистыми породами, в меньшей степени алевролитами и песчаниками с маломощными прослоями мергелей и известняков. Верхняя часть разреза сложена ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с углистыми прослоями. Встречаются пиритовые и фосфатные конкреции, глауконит. Породы полимиктовые (кварц-полевошпатовые граувакки), обломки пород представлены кремнистыми породами, слюнистыми сланцами, кислыми, средними и основными эффузивами. Возраст определен по фораминиферам, брахиоподам, двустворкам, флоре и комплексам миоспор (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

В скв. Адмиралтейская к средней-верхней перми относят маломощную пачку (24 м) переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников. Расчленение основано на верхнепермской фауне аммоноидей, обнаруженной на глубине 3610 м (Устрицкий, 2013).

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

*Триасовая система*

Отложения триасовой системы присутствуют практически повсеместно в пределах БМШ и изучены по скважинным данным и обнажениям. Они залегают на верхнепермских с небольшим стратиграфическим перерывом, что лучше всего наблюдается в скважинах в Печорском море (Медынская-море, Приразломная, Северо-Гуляевская и Поморская) и на сейсмических профилях в бортовых частях бассейна. На Новой Земле верхнепермские и триасовые породы представляют единую толщу (Каленич и др., 2004). На ЗФИ триасовые отложения залегают на известняках среднего карбона. На Шпицбергене триас несогласно перекрывает отложения докембрия, нижнего карбона и верхней перми (Устрицкий, 1981). На норвежском шельфе отсутствуют верхние слои татарского яруса верхней перми.

По геофизическим данным самая большая мощность триасовых отложений предполагается в Южно- и Северо-Баренцевской впадинах (8-10 км), в бассейнах Нордкап и Хаммерфест. В районе Земли Франца Иосифа мощность триаса достигает 4,2 км, на северо-западе региона 200-1190 м, на Новой Земле 700-900 м, на о. Колгуев - 760-1320 м, в юго-западной части Баренцева моря - 1380 м (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Установлены отложения трех отделов триаса, преимущественно терригенные по составу, иногда с прослоями и конкрециями карбонатов. Породы нижнего и среднего отделов накапливались в условиях аридного климата, верхнего – в гумидном (Пчелина, 2009).

Отложения *нижнего отдела (T<sub>1</sub>)* континентальные красно- и пестроцветные на юго-востоке. Мористость их увеличивается на северо-запад: больше сероцветных отложений с разнообразной флорой и фауной в них. По остаткам наземных позвоночных, рыб, конхострак и спорово-пыльцевым анализам (данные Л.П. Голубевой и Л.А. Фефиловой), а также по аммоноидеям и двустворкам на северо-западе (данные М.В. Корчинской) выделяются индский и оленекский ярусы. Отложения *индского яруса (T<sub>1i</sub>)* и *нижнеоленекского подъяруса (T<sub>1o1</sub>)* на юге БМШ и о. Колгуев представлены чередованием красно-бурых глин, бурых алевролитов и мелко-среднезернистых зеленых и зеленовато-серых песчаников, редки прослой темно-серых глин (чаркобожская свита) (Пчелина, 1988) (рис. 7). В нижней части они содержат гравийно-галечный материал и кости наземных позвоночных (Басов и др., 1997). Мощность их на о. Колгуев 360-500м, в Печорском море 90-260 м, а неполная вскрытая мощность в Баренцевом море - от 500 до 1500 м.

В скв. Адмиралтейская отложения инда имеют мощность около 2500 м (Устрицкий, 2013), возраст установлен по наличию индских спор и пыльцы на глубине выше 3610 м (Фефилова, 1999). В нижней части это кремнистые и алевролитистые аргиллиты, пиритизированные, с растительным детритом. Вверх по разрезу увеличивается

доля алевролитов с кварцем, слюдой, тонким растительным детритом, пирокластическими обломками. На глубинах 2100-2400 м залегает толща горизонтально-слоистых песчано-глинистых алевролитов, глинисто-граувакковых песчаников, с прослоями глин, текстурами взмучивания и оползания. Верхний инд сложен темно-серыми горизонтально-слоистыми алевролитами, переслаивающимися с аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками, переходящими вверх в алевро-глинистые красноцветы (Устрицкий, 2013). Мощность индских отложений, вскрытых скважиной Крестовая, составляет 1400 м.

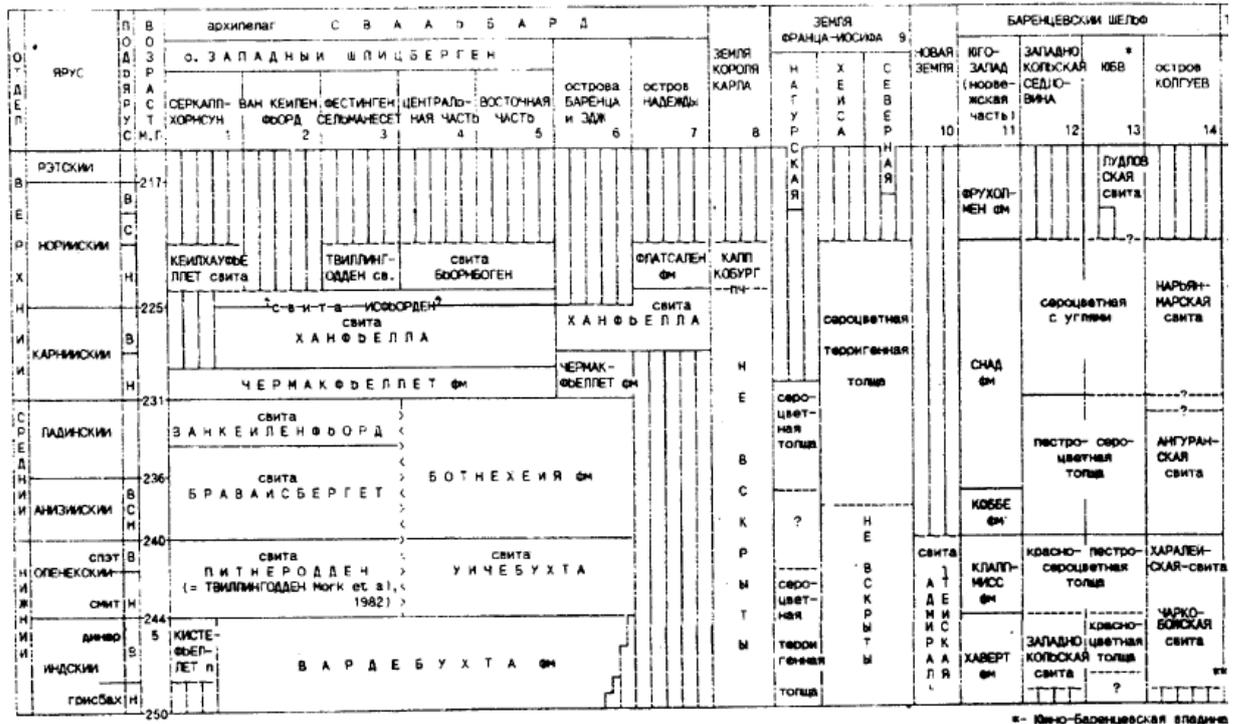


Рис. 7. Схема стратиграфической корреляции триасовых отложений Баренцевоморского региона (Стратиграфия и палеонтология, 1997)

На Новой Земле татарско-нижнетриасовые аллювиально-лагунные красноцветные отложения выделены в объеме адмиралтейской свиты (680-1200 м). Имеют ритмичное строение: в основании ритмов песчаники (иногда с прослоями и линзами конгломератов), в средней части - пачки алевроито-аргиллитовых пород с подчиненными прослоями песчаников, алевропесчаников, туффитов и туфов базальтового и андезитобазальтового состава, и в верхней - темно-серые и вишнево-красные аргиллиты (Каленич и др., 2004).

На Земле Франца Иосифа индский ярус сложен темно-серыми и черными аргиллитами (365 м) с прослоями известняков в нижней части и алевролитов - в верхней. Породы горизонтально-слоистые, а аргиллиты - линзовидно-слоистые (Дибнер, 1959, 1958, Dibner, 1998, Преображенская и др., 1997).

На Шпицбергене в подошве индских отложений (формация Вардебухта, 16-330 м) контакт с нижележащими породами отбивается по переходу окремненных известняков и

песчаников к относительно мягким аргиллитам (Устрицкий, 1981). Выше залегают преимущественно алевролиты с прослоями известняков в средней части.

На норвежском шельфе отложения индского яруса (формация Хаверт) (рис. 7) представлены серыми и темно-серыми глинами с немногочисленными прослоями светло-серых алевролитов и песчаников. Мощность на моноклинали Финнмарк 208-804 м, в прогибе Нордкапп 316-1246 м, в прогибе Хаммерфест - 40-110 м, на поднятии Лоппа до 30 м ([www.npd.no](http://www.npd.no)), в целом уменьшаются с востока на запад.

В верхней части *оленокского яруса* ( $T_{102}$ ) на юго-востоке БМШ и в Печорском море выделена (харалейская свита), где преобладают красно-бурые алевро-глинистые породы. Мощность отложений составляет 100-385 м в Печорском море, 200 м на о. Колгуев, 240-635 м (до 800 м в скв. Северо-Кильдинская) на юго-востоке БМШ (Пчелина, 1985).

В скв. Адмиралтейская, как и в Крестовой, к оленекскому ярусу относят толщу мощностью 1400 м. В нижней части (800 м) это пестро- и красноцветные глины и алевролиты, переслаивающиеся с сероцветными разностями. Выше залегает около 600 м сероцветных глин, алевролитов и песчаников с пропластками глинисто-кремнистых темно-серых пород (Устрицкий, 2013).

На Земле Франца Иосифа скв. Нагурской вскрыты только нижнеоленокские отложения - черные аргиллиты с редкими линзами известняков, прослоями алевролитов и стяжениями пирита (320 м) (Преображенская и др., 1997). На Шпицбергене отложения оленекского яруса (24-300 м) представлены темно-серыми битуминозными аргиллитами и алевролитами (Баренцевская шельфовая плита, 1988). На западе преобладают алевролиты, иногда песчаные и с прослоями карбонатов. В восточных районах распространены алевролитовые аргиллиты.

На норвежском шельфе формация Клаппмыс (рис. 7) оленекского возраста представлена серыми и темно-серыми глинами, сменяющимися вверх по разрезу толщей чередования глин, песчаников и алевролитов. Мощность 70-340 м на моноклинали Финнмарк, 140-610 в прогибе Нордкапп, 300-560 в прогибе Хаммерфест, снижается до 180-60 м на поднятии Лоппа ([www.npd.no](http://www.npd.no)).

Отложения *среднего отдела* ( $T_2$ ) на большей части региона залегают согласно на нижнетриасовых породах (кроме юго-запада о. Шпицберген). Выделяются отложения анизийского и ладинского ярусов (рис. 3, 8, 9). Для северных и северо-западных районов возраст определен по морской фауне усоногих ракообразных Scallpellidae gen. et sp. indet, рыб, фораминифер, морских ежей, остракод, аммоноидей, двустворок, по останкам рептилий, для южных - по спорово-пыльцевым анализам.

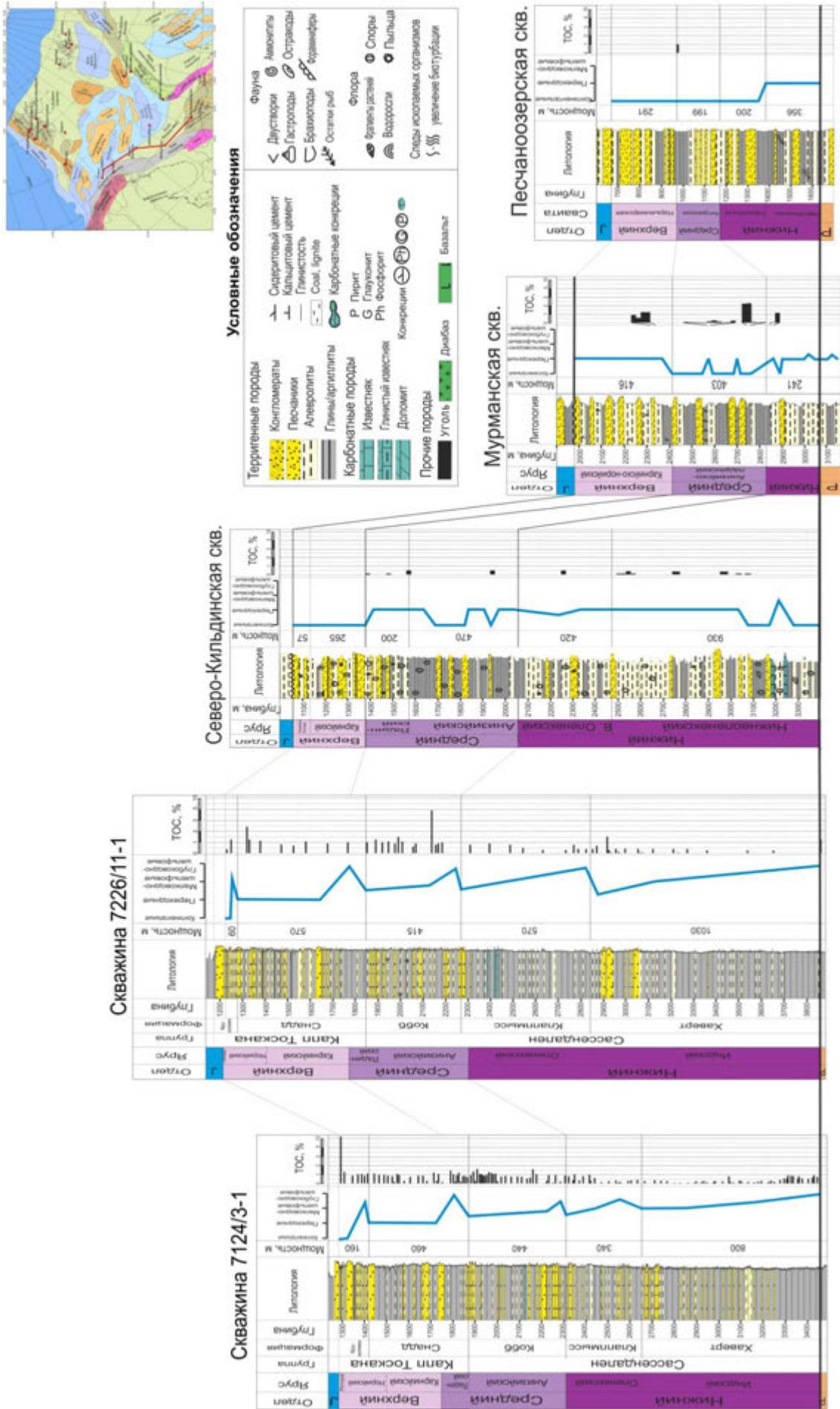


Рис. 8. Схема литолого-стратиграфической корреляции триасовых отложений по скважинам в южной части Баренцево-мурманского бассейна

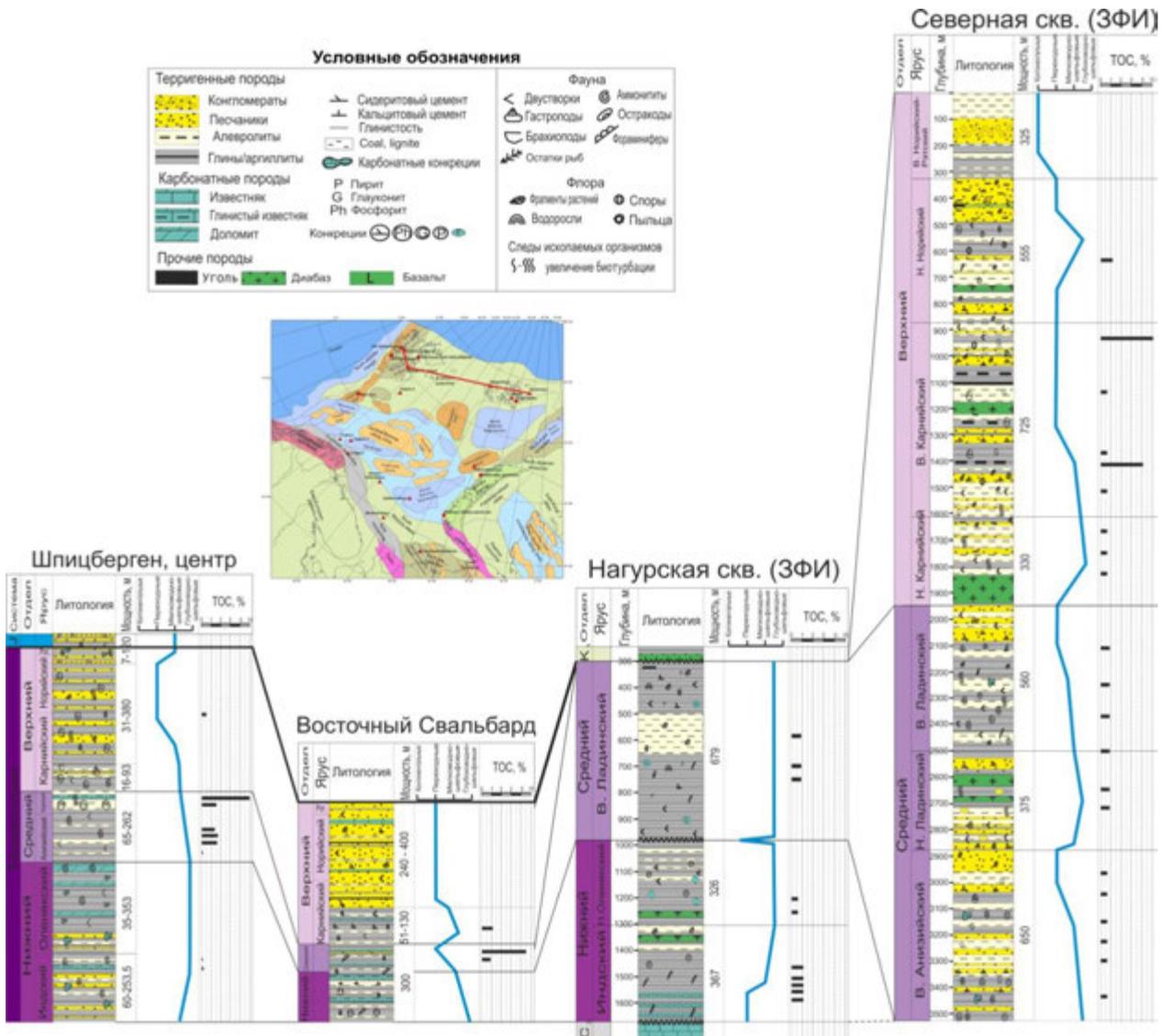


Рис. 9. Схема литолого-стратиграфической корреляции триасовых отложений по скважинам на Земле Франца Иосифа и обнажениям на архипелаге Шпицберген

На о. Колгуев и Печорском море анизийский и ладинский ярусы (ангуранская свита, 146-460 м) представлены пестроцветными глинистыми и алевритистыми породами с прослоями песчаников и черных углистых глин. Темно-серые глины слоистые, содержат включения угля, древесины и детрита. Пестроцветные глины имеют комковатую текстуру, пятнистый окрас, содержат алевритовые линзы.

Судя по керновым и шламовым данным из скважин Мурманская и Северо-Кильдинская на юго-востоке БМШ в отложениях среднего триаса возрастает роль сероцветных разностей. Разрез мощностью 240-460 м сложен аргиллитоподобными глинами и крупнозернистыми алевролитами с линзовидно- и пятнисто-слоистыми текстурами с редкими прослоями песчаников.

На ЗФИ к анизийским отложениям относят черные и темно-серые волнисто- и линзовидно-слоистые аргиллиты и глинистые алевролиты с редкими прослоями

песчаников, вверх по разрезу песчанность увеличивается (рис. 9). Наблюдаются конкреции пирита, сидерита, кальцита, включения глауконита. К ладинскому ярусу относят пачки глинистых пород с седиментационными брекчиями, переслаивающимися с глинисто-алеврито-песчаными пачками в нижней его части и черные аргиллиты с прослоями известковых алевритоглинистых образований в верхней. Мощности среднетриасовых отложений на архипелаге составляют до 2 км (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

На Шпицбергене отложения анизийского и ладинского яруса (формация Ботнехейя) представлены фосфоритоносной толщей темно-серых до черных глинистых пород, часто битуминозных, с септариевыми и фосфоритовыми конкрециями. Встречаются знаки ряби и следы биотурбации. Мощность среднетриасовых отложений на Шпицбергене меняется от 85 до 225 м, уменьшаясь в восточном направлении (рис. 9).

На норвежском шельфе отложения анизийского возраста (формацию Кобб) - это 20-метровая толща глин, сменяющаяся вверх по разрезу чередованием серо- и пестроцветных глин, алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. Мощности анизийских отложений меняются от 123-400 м на моноклинали Финнмарк, 425-1140 м в прогибе Нордкапп, 330-670 м на платформе Бьярмланд, 64-283 м в прогибе Хаммерфест ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Ладинские отложения (нижняя часть формации Снадд) (рис. 7) представлены базальной пачкой серых глин и преимущественно глинистой толщей с прослоями серых алевролитов и песчаников. В нижней части встречаются прослои известняков.

*Верхний отдел (Т<sub>3</sub>)* триаса представлен преимущественно континентальными и прибрежно-морскими отложениями с остатками флоры и углистого вещества; морские отложения встречены на севере региона в низах разреза (рис. 8, 9). По фауне рептилий, иглокожих, кремневых губок, фораминифер, остракод, двустворок, водорослям выделяются карнийский и норийский ярусы (Стратиграфия и палеонтология, 1985, 1990).

На о. Колгуев и в Печорском море верхний триас выделен в нарьянмарскую свиту (карнийский и норийский ярусы, 280-485 м), причем верхние слои норийского яруса отсутствуют. Слоистые глины и алевролиты с меньшим количеством песчаников резко отличаются своим серым цветом от нижележащих пород среднего триаса, богаты растительным детритом, обломками древесины, отпечатками листьев, линзочками и прослойками угля (Пчелина, 1985, Баренцевская шельфовая плита, 1988). На юге-востоке БМШ развиты сероцветные глины, глинисто-алевролитовые породы (нижняя часть) и алевро-песчаники (верхняя часть). Песчаники от мелко- до среднезернистых, светло-серые, слоистые. Характерно наличие углей, растительного детрита, обломков древесины,

обрывков листьев, чешуи рыб, остатков водорослей, редкие раковины моллюсков (Ронкина и др., 1989). Мощность 300-438 м.

На ЗФИ отложения карнийского яруса (1010-1310 м) представлены аргиллитами и глинами, в различной степени алевритовыми и песчаными, с линзами угля в верхней части. Отложения норийского яруса (600 м) представлены глинами и аргиллитами в нижней части и алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов – в верхней. На Шпицбергене выделяются карнийский ярус и нижненорийский подъярус (75-535 м). Количество морской фауны возрастает. Карнийский ярус (формация Хафьелла) сложен алевролитами, песчаниками, аргиллитами с остатками растений, прослоями и конкрециями карбонатов (доломиты, известняки). В норийских отложениях (свита Исфьорд) встречены также пласты и конкреции карбонатов, линзы и прослои конгломератов (галька доломитов, песчаников), фосфатные стяжения. Мощность возрастает на юго-восток. В верхней части (свита Биернбоген) развиты аргиллиты и глинистые алевролиты с конкрециями железистых карбонатов, аммоноидеями и двустворками (Дибнер, 1959, 1958, Dibner, 1998).

На норвежском шельфе верхнетриасовые отложения выделяются в верхнюю часть формации Снадд (42-1736 м) и формацию Фрухолмен (18-570 м) ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Это исключительно сероцветные образования, в которых увеличивается количество алеврито-песчаных пород, часты прослои песчаников, везде наблюдается большое количество остатков флоры, углистый детрит, линзы и прослои угля, обломки древесины.

#### *Юрская система*

Юрские отложения широко распространены в пределах БМШ, залегают на триасовых с размывом (рис. 3) и представлены тремя отделами. Они изучены в обнажениях, по скоплениям валунов на Новой Земле, в скважинах (глубины залегания от 626 до 3000 м). Общая мощность: до 600 м на Шпицбергене, 500 м на севере, 260 м на шельфе Печорского моря и до 960 м на южном шельфе Баренцева моря (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Расчленение разреза проводится по спорово-пыльцевым анализам (данные В.В. Павлова) и микрофауне фораминифер (по В.А. Басову, А.Р. Соколову).

В *нижней юре* ( $J_1$ ) на Шпицбергене преобладают песчаники с глауконитом, галькой кварца, конкрециями фосфатов и карбонатов, на ЗФИ - песчаники с редкими прослоями алевролитов и глин, линзами галечников и конгломератов. На Новой Земле, в Печорском море, на юге БМШ к нижней юре относят слаболитифицированные серые песчаники с прослоями алевритов, глин, включениями углистого детрита. В отложениях *средней юры* ( $J_2$ ) на северо-западе региона преобладают песчаные и крупноалевроитовые

разности, на ЗФИ развиты темные алевриты и глины с конкрециями песчаников, алевролитов и фосфоритов. На Новой Земле и в Печорском море доминируют глинисто-алевролитовые породы с прослоями рыхлых песчаников, алевритов, глин (Баренцевская шельфовая плита, 1988). На Шпицбергене к *верхней юре* ( $J_3$ ) относят черные битуминозные аргиллиты и алевролиты с карбонатными конкрециями. На ЗФИ разрез в нижней части сложен коричневыми и темно-серыми глинами и алевритами с конкрециями фосфоритов, а в верхней части - тонкослоистыми черными глинами, обогащенными органическим веществом. На юго-востоке региона развиты верхнеюрские глины с редкими прослоями алевритов и песчаников, конкрециями пирита и сидерита (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

#### *Меловая система*

Отложения меловой системы представлены двумя отделами (рис. 3). Их мощности - 550-1000 м южной части шельфа (до 2 км в Южно-Баренцевской впадине), до 1500 м на Шпицбергене и более 700 м на Земле Франца Иосифа (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Возраст определяется по спорово-пыльцевым анализам (данные В.В. Павлова) и по комплексам фораминифер (данные В.А. Басова и др.).

*Нижний отдел* ( $K_1$ ). На Шпицбергене в нижней части разреза наблюдаются темно-серые аргиллиты с карбонатными конкрециями, вверх по разрезу увеличивается количество алевролитов, а потом и песчаников. На ЗФИ морские пески с редкими прослоями алевритов сменяются вверх континентальными терригенными разностями. Баррем-альбские осадочно-эффузивные образования венчают разрез: потоки и покровы базальтов чередуются с пачками переслаивающихся песчаников, алевритов и глин, углистых глин и бурых углей. В Печорском море неокомская часть разреза имеет алевритоглинистый состав, а апт-альбские отложения представлены ритмичным чередованием сероцветных песков, алевритов и глин с обильным углистым детритом. В Южно-Баренцевской впадине нижнемеловые отложения представлены переслаиванием алевролитов и глин, причем первые преобладают в нижней части, а последние - в верхней. Отложения *верхнего отдела* ( $K_2$ ) представлены лишь на отдельных островах по обрамлению Баренцева моря. На о. Гофмана (ЗФИ) описаны разнозернистые песчаники и алевролиты (35 м), на о. Колгуев, п-ве Канин и Новой Земле (в виде конкреций)- мелко-среднезернистые глауконитовые пески с прослоями алевритов, реже глин.

#### КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские отложения характеризуются неравномерным распределением по площади. Их накоплению предшествовал региональный перерыв и эрозия (рис. 3).

Отложения *палеогеновой системы (Pg)* эродированы на значительной части Баренцевоморской плиты. Они с размывом залегают на мезозойских и палеозойских породах на архипелаге Шпицберген (мощность до 3 км), на меловых отложениях в Нордкапском прогибе (1 км) и в Южно-Баренцевской впадине (0.4-1 км) (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Представлены терригенными разностями.

*Неогеновые (N)* терригенные отложения (пески, глины, алевриты, галечники) широко развиты в пределах Печорской синеклизы (300-500 м), фрагментарно сохранились на Земле Франца Иосифа, выделяются в Норвежском и Медвежинском прогибах и в Южно-Баренцевской впадине (рис. 3). Возраст установлен по спорово-пыльцевым комплексам и фораминиферам (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

Алевро-глинистые отложения *четвертичной системы (Q)* развиты повсеместно и трансгрессивно перекрывают разновозрастные подстилающие толщи. Мощность от 5-10 м на шельфе Шпицбергена до 200 м в Южно-Баренцевской впадине и Печорской синеклизе. Возраст определяется по арктической фауне, планктонному комплексу и положению в разрезе (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

## 2.2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Тектоническим районированием Баренцевоморского шельфа и изучением его геодинамической эволюции занимались М.Л.Верба (1996, 2001), Ю.Е. Погребицкий (1993), И.С. Грамберг (1988, 1993), К.А.Долгунов, В.Н.Мартировсян (2011), В.Е.Хаин, Н.А.Богданов (2000), Н.А.Малышев (2002), Э.В.Шипилов (1996), Б.В. Сенин (1988), С.И.Шкарубо (2007), А.В. Ступакова (2011), К.А.Клещев и В.С.Шейн (2008), А.Ю.Юнов, А.К.Боголепов, Р.Р.Мурзин, Ю.И.Свистунов (1985), J.I.Faleide (1984), Worsley (2008), Johansen (1993), Gabrielsen (1990), Gudlaugsson (1998), А.М.Никишин (2011), Н.Я. Кунин, А.В.Виноградов (1989). Большинство авторов сходится во мнении, что Баренцевоморский шельф сформировался на окраине древней Восточно-Европейской платформы (Верба, 1996). На формирование современной тектонической структуры оказывали влияние каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский циклы тектоногенеза.

## ЛИТОСФЕРА И ФУНДАМЕНТ

Знания о строении литосферы в пределах Баренцевоморского шельфа основываются на результатах геофизических исследований. Среди них наибольшую роль играют комплексные геофизические работы на опорных профилях 1-АР, 2-АР и 3-АР. Граница Мохоровичича находится на глубинах 40-48 км в складчатых областях Тимана, Пайхоя, Новой Земли и в северной части Баренцева моря и от 28 до 33-37 км в центральных частях Южно- и Северо-Баренцевской впадин (Сенин, 1988; Верба и др., 2001, Строение литосферы, 2005, Roslov et al, 2008). Максимальными мощностями

гранитно-метаморфического слоя характеризуется Балтийский щит и свод Федынского - 15-25 км, а также Адмиралтейское поднятие и Новоземельская складчатая область - 20-25 км, а наименьшими - 3-8 км - грабенообразные прогибы (Малышев, 2002, Ivanova et al., 2006). Граница Ф, соответствующая кровле фундамента, прослеживается на глубинах 5-6 км в пределах положительных структур, до 7-9 км в пределах прогибов и до 14-20 км в пределах впадин с мощным осадочным чехлом (Тимонин, 2009). Ненадежное ее прослеживание в некоторых тектонических блоках связывается с наличием в основании фанерозойского чехла высокоскоростных рифейских толщ (Тимонин, 2009).

Достоверные данные о геологическом строении фундамента получены на Скандинавском и Канинском п-овах, архипелагах Шпицберген и Новая Земля, также в отдельных скважинах на Тимано-Печорской плите, ЗФИ и норвежском шельфе. Кристаллический фундамент Баренцевоморского бассейна неоднороден по составу и времени формирования. На северном склоне Балтийского щита фундамент архей-раннепротерозойского возраста консолидировался, главным образом, в эпоху карельской складчатости - 1650 млн. лет назад (Баренцевская шельфовая плита, 1988). В пределах Тимано-Печорской плиты, Тиманского кряжа (Тектоническая карта, 1996, Gee, Pease, 2004), Новоземельской складчатой области (Ivanova et al, 2006), а также на Земле Франца Иосифа (скв. Нагурская) (Баренцевская шельфовая плита, 1988) фундамент окончательно сформировался во время байкальской складчатости (поздний протерозой). Поэтому предполагается, что в центральной и восточной части Баренцевоморского шельфа развит архей-нижнепротерозойский кристаллический фундамент, некоторое омоложение которого происходило в верхнепротерозойских рифтовых зонах северо-западного простирания (Тимано-Печорский тренд), где метаморфизованные отложения рифея и венда мощностью 2.5-5 км (Ivanova et al, 2006) смяты в пологие крупные складки и нарушены разрывами. На западе региона (Шпицберген, Скандинавский п-ов, норвежский шельф) фундамент претерпел байкальскую складчатость, но окончательно сформировался в эпоху каледонской складчатости (ордовик-силур до раннего-среднего девона) (Баренцевская шельфовая плита, 1988, Dore, 1991, Grogan, 1999). В недавних работах зарубежных исследователей (Barrere, 2009; Henriksen, 2011) сделаны попытки проследить распространение каледонского фронта складчатости и установить его восточную границу в акватории Баренцева моря с использованием данных гравимагниторазведки.

#### СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Осадочный чехол Баренцева моря представлен отложениями рифея и всего фанерозоя, местами достигающих по мощности 20 км. В его строении можно выделить три структурных этажа, разделенных крупными несогласиями (Шипелькевич, 2002,

Геология, 2004, Дараган-Суцова, 1998), которые видны в обнажениях на периферии шельфа, в скважинах и хорошо прослеживаются на сейсмических профилях: нижнепалеозойско-нижнепермский карбонатно-терригенный, верхнепермско-триасовый и юрско-меловой терригенные.

Нижней границей *нижнепалеозойско (рифей?)-нижнепермского структурного этажа* на большей части шельфа является отражающий горизонт VI, соответствующий подошве палеозойских отложений и кровле акустического фундамента (рис. 3) (Геология, 2004). Однако, отложения рифея и венда, выделяемые не повсеместно между горизонтом Ф (кровля архейско-протерозойского фундамента) и VI и заполняющие грабенообразные структуры фундамента (Казанин и др., 2011), иногда также относят к этому структурному этажу. Верхней границей структурного этажа является поверхность карбонатов каменноугольно-нижнепермского возраста – отражающий горизонт Ia.

Структурный план данного этажа был сформирован под влиянием байкальского, каледонского и герцинского этапов складчатости. Распространение и мощности отложений неравномерны. Рифейские отложения развиты локально на Кольской моноклинали, Тиманском кряже, в южной части Новоземельской складчатой области и на о. Медвежий (Баренцевская шельфовая плита, 1988), их наличие предполагается также в основании Печоро-Колвинского и Варандей-Адзвинского авлакогенов и их акваториальном продолжении на север. Авлакогены получили свое дальнейшее развитие в ордовике-силуре и раннем девоне, как и субширотная Центрально-Баренцевская сверхглубокая депрессия. Максимальные мощности (до 4-5 км) ордовикско-среднедевонских преимущественно терригенных отложений приурочены к этой депрессии и сокращаются к северу и югу от нее. В западной части шельфа выделяются рифтогенные прогибы и разделяющие их поднятия, сформировавшиеся в девоне - раннем карбоне (Geological history, 2009). Карбонаты позднедевонско-раннепермского возраста накапливались на более обширной территории. Они имеют максимальные мощности в субширотных прогибах (до 3 км) и сокращенные - на их периферии, поднятиях и инверсионных валах (поднятие Федынского).

Нижний структурный этаж характеризуется наличием многочисленных разрывных нарушений, причем сбросовый тип приурочен к границам прогибов, а взбросовый – к инверсионным поднятиям. Амплитуды могут достигать сотен метров. Растяжение земной коры привело к образованию в девоне лав и туфов базальтового состава на Печорской плите, на севере Кольского п-ова, на Новой Земле и в меньшей степени на Шпицбергене.

*Средний структурный этаж - пермско-триасовый.* Нижней его границей является стратиграфическое несогласие (ОГ Ia), возникшее в результате смены карбонатного

осадконакопления на терригенное (рис. 3). Возраст ее колеблется от позднекаменноугольного на Новой Земле, артинско-кунгурского в Тимано-Печоре до позднепермского на норвежском шельфе. Верхняя граница структурного этажа приурочена к рэтскому перерыву и эрозии на границе триаса и юры (ОГ Б). Образование этого структурного этажа связано с закрытием Уральского океана, подъемом и эрозией Уральского складчатого сооружения, формированием Новоземельского и Предновоземельского прогиба, активным прогибанием Южно- и Северо-Баренцевских впадин и началом складчатости на Новой Земле. Мощность пермско-триасового терригенного комплекса меняется от 0,5-1 км на западе и северо-западе и до 6-10 км в центральных частях Северо- и Южно-Баренцевской впадин, прогибе Нордкапп. Этот структурный этаж характеризуется наличием меньшего числа разломов взбросового и сбросового типа, чем нижний. В структурном плане уже оформились как положительные структуры - свод Федынского, поднятия Ферсмановское, Демидовское, Лоппа (Ступакова, 2011). На сейсмических профилях в триасовых отложениях наблюдаются пластовые интрузивные тела и их подводящие каналы. Интрузии основного и среднего состава датированы в скважине Лудловская как меловые.

*Верхний структурный этаж сложен* терригенными породами юры, мела, и частично - палеогена и неогена (рис. 3). Юрско-меловые отложения перекрывает все основные структурные элементы Баренцевоморского шельфа, кайнозойские же распространены менее широко, в основном, только в бассейнах Хаммерфест, Нордкапп, на Шпицбергене и западной окраине шельфа. На этом этапе окончательно формируется современный структурный план бассейна, в том числе - поднятия Штокмановской, Лудловской и Лунинской седловин (Henriksen et al., 2011). В позднем мелу и в кайнозое бассейн подвергся нескольким этапам подъема и эрозии, были сформированы крупные несогласия на границе мела и палеогена (ОГ Г<sub>2</sub>) и в предчетвертичное время. Осадочный комплекс этого этажа слабо нарушен малоамплитудными разломами сбросового и взбросового типа. В меловых породах на северной и западной окраинах Баренцева моря присутствуют эффузивы основного состава, образование которых связано с открытием северной части Атлантического океана и Северно-Ледовитого океана.

#### ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ БАССЕЙНА

В данной работе принято тектоническое районирование Баренцевоморского шельфа, предложенное А.В. Ступаковой (рис. 10) (Ступакова, 2011). Автор выделяет следующие надпорядковые тектонические элементы в данном регионе:

1. Окраина древней Восточно-Европейской платформы
2. Баренцевская плита палеозой-мезозойского возраста

3. Северное акваториальное продолжение Печорской плиты

4. Складчатые системы байкальского (Тиманский Кряж, Пайхой), каледонского (Скандинавская складчатая система), герцинского (Урал) и позднегерцинско-раннекиммерийского (Новая Земля) возраста.

В пределах Баренцевской плиты выделяются несколько структур первого порядка: Центрально-Баренцевская и Северо-Баренцевская сверхглубокие депрессии, Южно-Баренцевская и Восточно-Баренцевская зоны ступеней (переходные зоны между моноклиной и глубокой впадиной), Северо-Баренцевская зона поднятий, Предновоземельский краевой прогиб.

Центрально-Баренцевская сверхглубокая депрессия представляет собой крупный субширотный прогиб, протягивающийся от центральной части Новой Земли на запад через весь норвежский шельф (рис. 10, 11). Эта депрессия заложилась еще в рифей-вендское время, но наибольшее растяжение проявилось во время ранне-среднепалеозойского континентального рифтогенеза. На начальных стадиях она представляла собой авлакоген, рассекающий северную часть Восточно-Европейской платформы, который по системе глубоких грабенов отделил Свальбардскую антеклизу от древней Восточно-Европейской платформы. В позднем палеозое и мезозое при дальнейшем погружении эта зона представляла собой обширную область осадконакопления. Границы Центрально-Баренцевской депрессии в мезозойском структурном плане маркируются линейно-вытянутыми валами и поднятиями инверсионной природы, но различного времени формирования: поднятия Лоппа, Бьярмелэнд, Центральной банки, поднятия Лудловское, Лунинское, Штокмановское, Демидовский, Шатского и Ферсмановский валы, свод Федынского и другие. Поднятие Федынского проявляется по каменноугольно-пермскому комплексу отложений, а поднятия Лоппа и валы Ферсмановский и Демидовский - по пермско-триасовому. Лудловское, Лунинское, Штокмановское поднятия и вал Шатского более молодые, сформированы в юрско-меловое время и выделяются по кровле юрских и апт-альбских отложений. Положительные структуры разделяются прогибами Хаммерфест, Нордкапп, Сервестнагет, Бьёрная, Харстад, Тромсо и впадинами Южно-Лунинской, Южно-Баренцевской. На юге Центрально-Баренцевская депрессия отделяется от Восточно-Европейской платформы по системе Южно-Баренцевских тектонических ступеней и моноклиналей, а на севере сочленяется с Северо-Баренцевской зоной поднятий по тектоническому уступу. Моноклинали Кольская и Финмарк представляют собой области погружения фундамента древней платформы в северо-восточном направлении под углами 3-5°. Общая мощность осадочного чехла колеблется от 0,5 до 5 км.

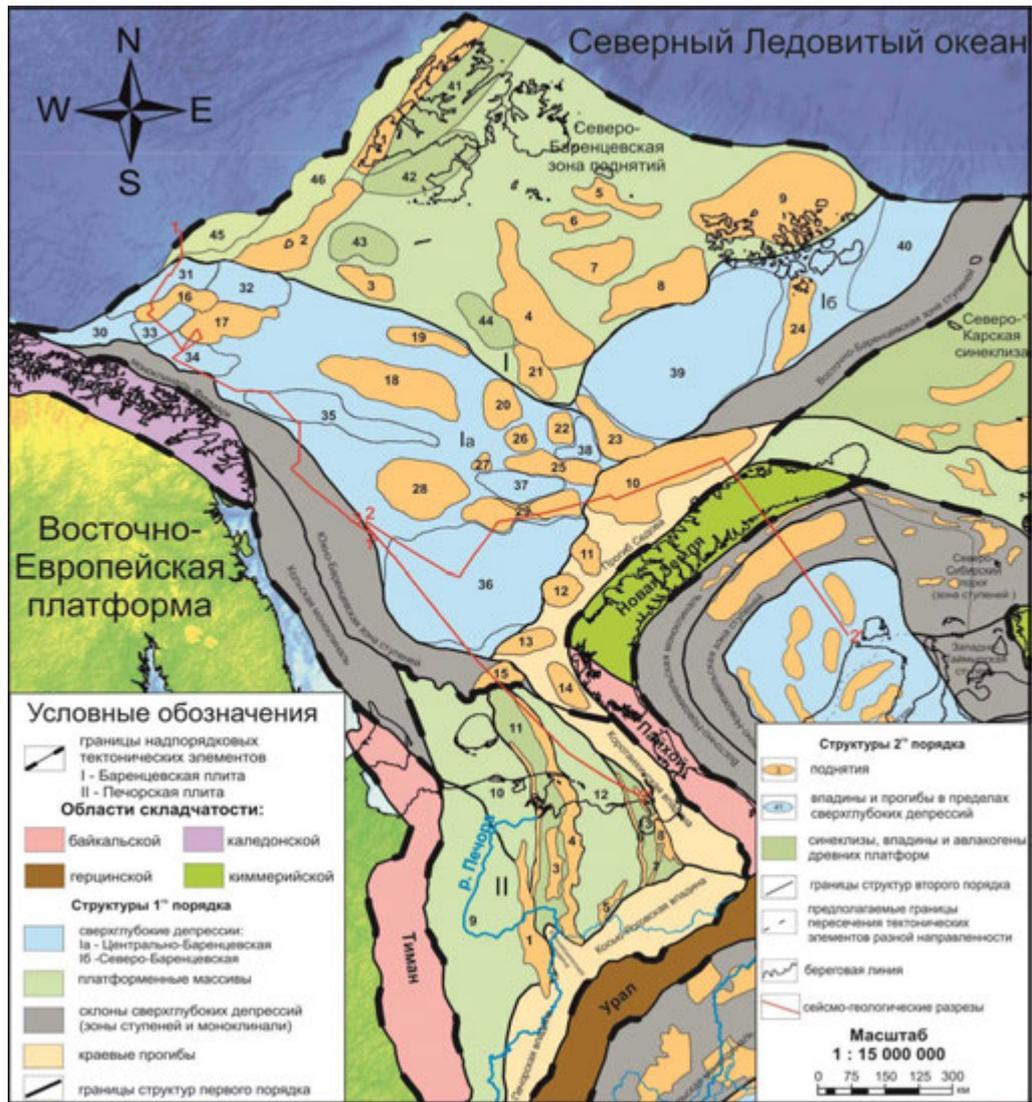


Рис.10. Тектоническая схема Баренцевоморского бассейна (Ступакова, 2011)

Структуры II порядка. **Баренцево море:** 1 – Зона поднятий западного Шпицбергена; 2 – Поднятие Стапенн; 3 – Поднятие Гардербанкен; 4 – поднятие Вернадского; 5 – поднятие о-ва Белый; 6 – вал Викторши; 7- поднятие Персея; 8 – поднятие Пинегина; 9 – поднятие Франца Иосифа; 10 – Адмиралтейский вал; 11 – Митюшихинское поднятие; 12 – Безымянное поднятие; 13 – Гусиноземельское поднятие; 14 – Междушарское поднятие; 15 – Северо-Печорское поднятие; 16 – хребет Сенья; 17 – поднятие Лоппа; 18 – поднятие Бьярмелэнд; 19 – поднятие Центральной Банки; 20 – поднятие Маловицкого; 21 - Медвежинская седловина; 22 – вал Шатского; 23 – Лунинская седловина; 24 – Альбановско-Горбовская седловина; 25 – Демидовско-Лудловская седловина; 26 – Фермановское поднятие; 27 – Демидовское поднятие; 28 – свод Федынского; 29 – Штокмановская седловина; 30 – Прогиб Харстад; 31 – прогиб Сорвестнагет; 32 – прогиб Бьёрная; 33 – прогиб Тромсо; 34 – прогиб Хаммерфест; 35 – прогиб Нордкап; 36 – Южно-Баренцевская впадина; 37 – Северо-Штокмановская впадина; 38 – Южно-Лунинская впадина; 39 – Северо-Баренцевская впадина; 40 – прогиб Святой Анны; 41 – Девонский грабен; 42 – прогиб Стурфьорд; 43 – прогиб Соркапп; 44 – прогиб Св. Ольги; 45 – Вулканическая провинция Вестбаккен; 46 – разломная зона Хорнсун. **Тимано-Печорский бассейн:** 1 – Печоро-Кожвинский мегавал; 2 – Шапкино-Юрьяхинский вал; 3 – Лайкий вал; 4 – Колвинский мегавал; 5 – Салюкинский вал; 6 – Вал Сорокина; 7 – Вал Гамбурцева; 8 – Сарембой-Леккеягинский вал; 9 – Ижма-Печорская впадина; 10 – Малоземельско-Колгуевская моноклинали; 11 – Денисовская впадина; 12 – Хорейверская впадина; 13 – Варандей-Адзъвинская структурная зона

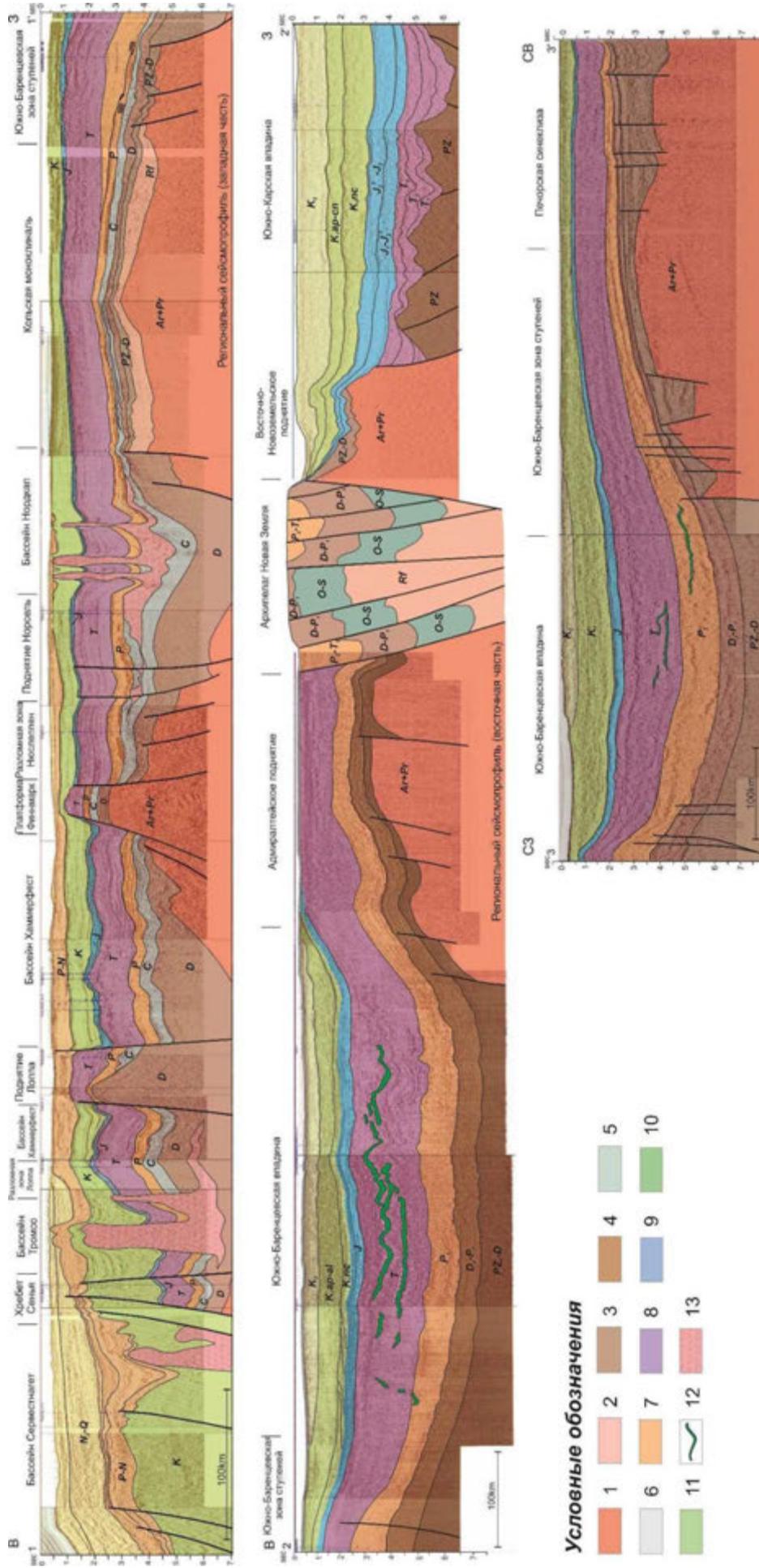


Рис. 11. Геологические разрезы Баренцево-морского шельфа. Литолого-стратиграфические комплексы: 1 - архей-нижнепротерозойский кристаллический фундамент, 2 - рифей-вендский карбонатно-терригенный, 3 - нижнепалеозойский (ордовикский, силурийский, среднедевонский) терригенно-карбонатный, 4 - верхнепалеозойский (верхнедевонский, каменноугольный, 7 - нижнепермский) карбонатный, 5 - ордовик-силурийский терригенно-карбонатный, 6 - нижне-верхнекаменноугольный карбонатный, 7 - пермский, 8 - триасовый терригенный, 9 - юрский терригенный, 10 - южно-терригенный, 11 - верхне-терригенный, 12 - интрузии, 13 - соли и эвапориты; положение разрезов см. на тектонической карте рис. 10 (Ступакова, 2011 с изменениями)

Северо-Баренцевская сверхглубокая депрессия протягивается субмеридионально в восточном секторе Баренцева моря накладываясь на древний палеозойский структурный план и пересекаясь с Центрально-Баренцевской депрессией. На пересечении двух сверхглубоких депрессий расположен важный тектонический узел, где как раз сосредоточено большинство инверсионных структур (Штокмановская, Лудловская и Демидовская седловины). На северо-востоке Северо-Баренцевской депрессии по верхним отражающим горизонтам выделяется инверсионная Альбановско-Горбовская седловина, разделяющая Северо-Баренцевскую впадину от прогиба Святой Анны. Северо-Баренцевская депрессия граничит на западе с Северо-Баренцевской зоной поднятий по тектоническому уступу и на востоке - с Северо-Карской плитой по системе Восточно-Баренцевских ступеней.

Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины, являющиеся крупными тектоническими элементами второго порядка, выделяются большинством исследователей. Мощности фанерозойского осадочного чехла в них достигают 15-20 км (Тектоническая карта, 1996), причем большая часть разреза выполнена пермско-триасовым комплексом (до 10-12 км) (рис. 11) (Казанин и др., 2011). Предполагается, что в Южно-Баренцевской впадине присутствует полный разрез палеозойских и мезозойских отложений. В Северо-Баренцевской впадине мощность нижнепалеозойских пород уменьшена, но присутствуют верхнедевонско-нижнепермские и мезозойские отложения. Ученые расходятся во мнении о природе образования этих впадин. Некоторыми исследователями по ряду признаков предполагается их рифтогенная природа: резкая смена осадконакопления от карбонатного к терригенному, высокие скорости осадконакопления в перми-триасе (в 3-4 раза превышают скорости накопления выше- и нижележащих осадочных комплексов), сокращенная мощность гранитно-метаморфического слоя и высокое положение границы Мохо (Геология, 2004, Roslov et al, 2008, Ivanova et al., 2006). Противники концепции рифтогенной природы аргументируют свое мнение отсутствием явно выраженной сбросовой тектоники (Johansen et al, 1993). В работе Артюшкова (2005) и Gas et al. (2012) обосновывается предположение, что быстрое погружение этих впадин в перми произошло за счет уплотнения пород и фазовых переходов в нижней коре.

Северо-Баренцевская зона поднятий представляет собой жесткий платформенный массив с корой континентального типа в пределах северо-западной части Баренцевской плиты. Эта зона была затронута локальными процессами позднедевонского рифтогенеза, приведшего к формированию неглубоких грабенов с мощностью палеозойских отложений 5-7 км (прогибы Соркапп, Стурфьорд, Св. Ольги, Девонский грабен) и сводовых поднятий между ними (зона поднятий Западного Шпицбергена, поднятия Стаппен, Гардербанкен,

Хопен, Вернадского, Белоостровское, Персея, Земли Франца Иосифа, Пинегина, вал Виктории, Медвежинская седловина). В конце перми – триасе Северо-Баренцевская зона поднятий была втянута в общее погружение, что привело к накоплению больших мощностей триаса в некоторых прогибах. В конце юрского - начале мелового периода сдвигово-раздвиговые процессы в Американо-Азиатском бассейне и раскрытие хребта Гаккеля в раннем кайнозое осложнили тектоническую структуру северной части Северо-Баренцевской зоны поднятий и привели к проявлению там базальтового магматизма. Юрские и меловые породы сохранились лишь в погруженных зонах, а на поднятиях были эродированы в кайнозое.

Новоземельский прогиб, на месте которого в триасе-юре сформировалась складчатость, заложился еще в рифее, что подтверждается увеличением мощности рифейских отложений (Pease, 2010). Мощности ниже- и среднепалеозойских отложений на Новой Земле сопоставимы с таковыми, интерпретируемыми по данным сейсморазведки в пределах Предновоземельского прогиба и Южно-Баренцевской впадины. Следующая фаза активного прогибания Новой Земли пришлось на пермский период, что подтверждается депрессионными глинистыми и глинисто-кремнистыми нижнепермскими отложениями, обнажающимися на южном и северном островах архипелага (Каленич и др., 2004). В верхней перми началось активное заполнение Новоземельского прогиба терригенными породами, сносившимися с приподнятой Южно-Карской плиты. В триасе начинается формирование складчатости на Новой Земле и закладывается Предновоземельский краевой прогиб. Киммерийская складчатость проявилась в несколько этапов: в среднем и позднем триасе, юре, вплоть до формирования складчато-надвиговых структур к концу раннего мела. Это подтверждается наличием эрозионных несогласий на структурах Предновоземельского прогиба и Адмиралтейского поднятия: на границе среднего и верхнего триаса, триаса и юры, в средней юре (предкелловейское), на границе неокома и апта, и в постсеноманском комплексе (Казанин и др., 2011).

На границе Баренцевской плиты и Новоземельского складчатого сооружения расположен Предновоземельский краевой прогиб. В его пределах выделяется 2 типа поднятий. Первый тип - сформированные на выступах кристаллического фундамента или рифей-вендского комплекса (Адмиралтейское и Северо-Печорское) еще на ранней стадии заложения Новоземельского прогиба и существовавшие на протяжении палеозоя-мезозоя. На Адмиралтейском валу мощность пермо-триасового комплекса составляет 3.5-4 км, и полностью отсутствует юрско-меловой комплекс, размывтый во время позднемеловой-кайнозойской эрозии. Второй тип структур (Митюшихинское, Безымянное,

Гусиноновоземельское, Междушарское) связан со складчато-надвиговыми деформациями, проявившимися при формировании Новоземельского орогена.

### 2.3. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории развития Баренцевоморского шельфа можно выделить три этапа: рифей-раннепермский, верхнепермско-триасовый и юрско-кайнозойский (Ступакова, 2000).

#### *Рифей-раннепермский этап*

В эпоху байкальской складчатости в неопротерозое (850-650 млн. лет) на востоке Баренцевоморского бассейна сформировался Тиманский ороген. Основные структуры этого горно-складчатого сооружения имели северо-западное простирание. В Тимано-Печорском бассейне этот структурный тренд подчеркивается простиранием авлакогенов (Печоро-Колвинский, Варандей-Адзвинский), заложившихся в среднем-позднем рифее и реактивизировавшихся в раннем палеозое (Geological history, 2009).

*Вендское время* в пределах Финнмарка господствовала сначала обстановка прибрежного шельфа, сменившаяся потом на более глубоководную. На Шпицбергене преобладали озерно-аллювиальные и мелководно морские обстановки, о чем свидетельствуют находки микрофитолитов (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Основная часть Баренцевского шельфа была областью аллювиально-озерной и лагунной аккумуляции. На месте современного архипелага Новая Земля море было глубже, формировались флишоидные сероцветные фации (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Образование системы скандинавских надвигов происходило в две фазы каледонской складчатости: ранняя, Финнмаркенская, в конце кембрия – начале ордовика на юго-западе Баренцевоморского региона и поздняя, Скандинавская, в силуре-раннем девоне на северо-западе и Шпицбергене (Geological history, 2009). Каледонские структуры имеют преимущественно северо-восток - юго-западное простирание на юго-западе бассейна, видимое в гравимагнитном поле и подчеркнутое девонско-раннекаменноугольным рифтогенезом. На западе и северо-западе шельфа, каледонские структуры имеют субмеридиональное простирание, которое фиксируется в обнажениях на западном и северном побережьях Шпицбергена (Geological history, 2009).

*В кембрии* на большей части шельфа распространяется мелкое море с накоплением маломощных преимущественно карбонатных (Шпицберген) и терригенных (Новая Земля) пород. На севере Новой Земли накапливались более глубоководные мощные терригенные толщи с фауной трилобитов. Кембрийские отложения на о. Медвежий, п-ове Канин, южном острове Новой Земли отсутствуют, что связано с ранней фазой каледонской складчатости на юго-западе бассейна (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

*В ордовике* процессы растяжения земной коры охватили Тимано-Печорский бассейн (реактивация авлакогенов) и Центрально-Баренцевскую сверхглубокую депрессию, где распространились обстановки мелкого моря с большим количеством лагун. Более карбонатные осадки накапливались на северо-западе и западе, а более терригенные – на юге и востоке. Земля Франца Иосифа и область каледонской складчатости в ордовике являлись областями денудации (Баренцевская шельфовая плита, 1988, Geological history, 2009). *В силуре* для восточной части бассейна характерно чередование морских трансгрессий (лудловская и лландоверийская эпохи) и регрессий (венлокская и пржидольская эпохи). В бассейне господствовали условия теплого и мелкого моря (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

*В раннем и среднем девоне* на западе и северо-западе региона преобладало континентальное осадконакопление в межгорных и передовых прогибах субмеридионального и северо-восточного простирания (рис. 12). Примером является Девонский грабен (Шпицберген) с мощной толщей (до 6 км) серо- и красноцветных аллювиально-озерных терригенных осадков (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Восточно-Баренцевоморский бассейн в локховском веке представлял собой обширное мелководье с преимущественно карбонатным осадконакоплением. На ЗФИ и в северной части Новой Земли преобладали континентальные и прибрежно-морские обстановки, в которых накапливались терригенные породы с прослоями мелководно-морских доломитов и известняков (Geological history, 2009). Конец раннего девона ознаменовался трансгрессией с востока и накоплением богатых органическим веществом (до 5%) карбонатных глин и глинистых известняков в центральной части Новой Земли. Карбонатные постройки формировались на периферии глубоководного бассейна (Geological history, 2009). *В конце среднего девона* завершился этап рифтовой стадии развития бассейна. С этим связаны излияния лав и извержение туфов на Печорской плите и Новой Земле (Строение литосферы, 2005). Конец среднего девона маркируется предфранским несогласием.

*В позднем девоне* обширная суша все еще располагалась на Западно-Баренцевоморском шельфе. В результате новой фазы растяжения на Шпицбергене образовались многочисленные полуграбены, заполненные континентальными красноцветными осадками (формация Олд Ред) и озерными угленосными отложениями. По сейсмическим и гравиметрическим данным выделяются сходные полуграбены на моноклинали Финнмарк и грабены на юго-западе Баренцева моря (Geological history, 2009). На востоке БМШ установился спокойный режим осадконакопления, началось общее погружение бассейна.

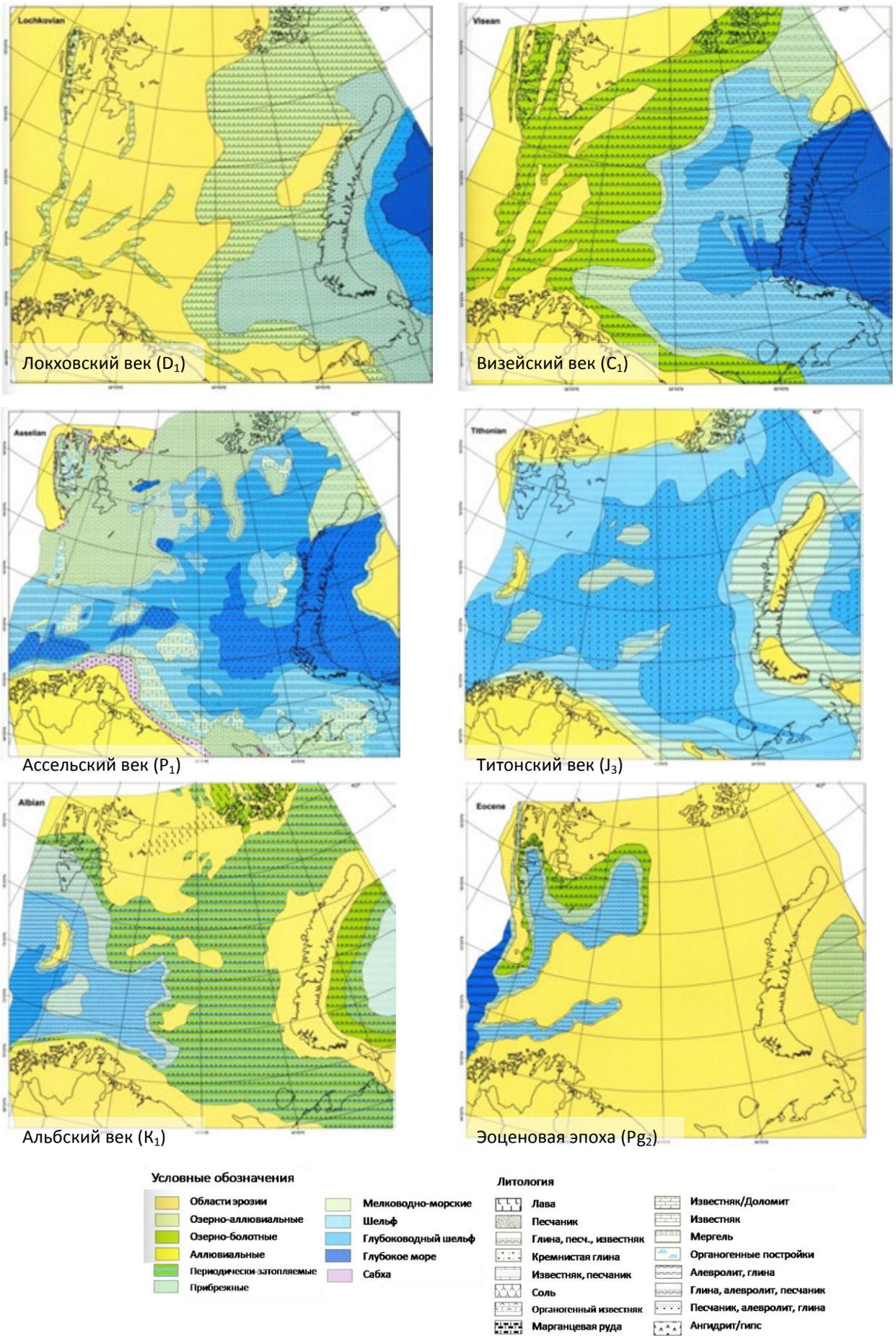


Рис. 12. Палеогеографические реконструкции Баренцева моря (Geological history, 2009)

На Печорской плите для раннефранского времени характерно преимущественно терригенное осадконакопление в условиях пересыхающего лагунного мелководья, о чем свидетельствует комплекс фауны, барит и ангидрит в цементе песчаников. В позднем фране - фамене здесь, а также на месте современных Южно- и Северо-Баренцевской впадин в условиях теплого мелкого моря формировалась обширная карбонатная платформа. В депрессиях с более глубоководными обстановками в Тимано-Печорском бассейне и на западе Новой Земли формировались доманиковые фации богатые ОВ (до 3-6%). На востоке Новой Земли и на прилегающем Карском шельфе располагался глубоководный морской бассейн, в котором накапливались пиллоу-лавы и глинисто-кремнистые отложения (Каленич и др., 2004, Geological history, 2009).

*В карбоне* Баренцево море находилось в условиях теплого гумидного, временами аридного климата. В течение *раннего карбона* на западе, северо-западе и севере региона преобладали озерно-аллювиальные, дельтовые и лагунные условия, в грабенах накапливались континентальные терригенные и карбонатно-глинистые, а также угленосные породы (рис. 12) (Geological history, 2009). В восточной части Баренцева моря преобладало карбонатное осадконакопление в условиях среднего и глубоководного шельфа. В *среднем карбоне* в условиях трансгрессии моря карбонатная платформа распространилась на большей части Баренцевской и Тимано-Печорской плит. Мощные толщи солей накапливались в прогибах Нордкапп, Тромсо, Отгар, Бьёрная. В самой западной части шельфа и на Шпицбергене из-за активности разломных зон Хорнсун и Биллифьорден преобладало терригенное осадконакопление в условиях аллювиальных и приливно-отливных равнин. Земля Франца Иосифа была приподнята, отложения среднего карбона там отсутствуют. На месте Новой Земли в условиях глубокого моря накапливались глинисто-кремнистые и обогащенные марганцем алевролиты и глины.

В *позднем карбоне и ранней перми* в районе Новой Земли (кроме ее крайнего севера) отлагались глубоководные глинисто-кремнистые и алевритовые морские осадки, мощность которых увеличивается с запада на восток (Каленич и др., 2004). На остальной части бассейна по-прежнему господствовало карбонатное осадконакопление (рис. 12). Для периодов подъема уровня моря в ассельском веке было характерно развитие биогермных построек, цепочки которых протягивались из Печорской синеклизы, на о. Колгуев, вдоль моноклиналей Кольской и Финнмарк. Биогермные постройки также были развиты в пределах Центрально-Баренцевских поднятий и на Шпицбергене вдоль разломной зоны Билифьорден (Geological history, 2009).

*Позднепермско-триасовый этап*

Позднепермско-триасовое время в Баренцевом море – период тектонической активизации и структурных перестроек, отвечающий позднегерцинскому и раннекиммерийскому циклу тектогенеза. Последние фазы Уральского орогенеза привели к закрытию Новоземельского бассейна, который был заполнен верхнепермскими терригенными породами. В триасе начинается складкообразование и орогенез на Новой Земле, а образованный Предновоземельский краевой прогиб постепенно заполняется верхнепермскими и ниже-среднетриасовыми осадками (Geological history, 2009). В конце перми и раннем триасе происходит активное погружение Северо- и Южно-Баренцевских впадин. Средний триас характеризуется в целом общим погружением бассейна. В раннем и среднем триасе происходило формирование соляных диапиров каменноугольно-нижнепермских солей в прогибе Нордкапп.

В начале *поздней перми* на большей части Баренцева моря произошла обширная трансгрессия и смена климата на более холодный, умеренный. В результате, а также благодаря расцвету фауны губок, во всей западной части бассейна преобладало кремнистое и карбонатно-кремнистое осадконакопление, на приподнятых участках развивались банки мшанок и брахиопод (поднятие Лоппа, южный Шпицберген, о-в Медвежий). В южной и юго-западной частях Баренцевского шельфа, на о. Колгуев и на севере Печорской синеклизы в поздней перми господствовали лагунно-морские условия с преимущественно терригенным осадконакоплением, переходящие к югу в область континентального и лагунно-континентального осадконакопления с образованием углистых и соленосных толщ. На большей части акватории Баренцева моря в поздней перми установился режим мелкого моря (Баренцевская шельфовая плита, 1988, Geological history, 2009). Кармакульская свита уфимского возраста на юге Новой Земли представлена отложениями гравитационных потоков и турбидитов.

В начале *триаса* произошла аридизация климата. Мощный комплекс терригенных триасовых отложений Баренцева моря накопился в условиях шельфового морского бассейна, ограниченного с юга, запада и востока палеосушей. В течение всего триаса в Печорской синеклизе господствовали условия озерно-аллювиальной равнины. В *раннем триасе* на большей части бассейна распространялся мелководный шельф, и лишь на западе были условия более глубокого моря, часто аноксичные. Прогибание Южно- и Северо-Баренцевской впадин компенсировалось заполняющими их мощными терригенными толщами. В *среднем триасе* максимальная трансгрессия произошла в раннеанизийское время и некоторое обмеление бассейна - в ладинском веке в результате общего воздымания Баренцевоморского региона и процессов инверсии. Поступление

осадочного материала в бассейн уменьшилось. В позднем триасе поднятие территории на востоке (орогенез на Новой Земле) и региональная регрессия моря, достигшая максимума в конце карнийского века, привели к проградации бровки шельфа далеко на северо-запад и развитию на большей части Баренцева моря прибрежно-морских и озерно-аллювиальных равнин (Geological history, 2009).

#### *Юрско-кайнозойский этап*

Юрский и меловой периоды отвечают позднекимморийскому циклу тектогенеза. Юрско-меловые отложения образуют сплошной покров, несогласно перекрывающий нижележащие образования. Они представлены преимущественно терригенными отложениями, накапливавшимися в условиях гумидного климата. Наиболее крупными областями размыва служили Балтийская, Уральская, Тиманская, Новоземельская и Гренландская суши. В западной части шельфа проявился среднеюрский - раннемеловой рифтогенез, а в северной - тектоническая активность и вулканизм в связи с открытием Американо-Азиатского бассейна (Geological history, 2009).

В раннеюрское время довольно активные тектонические движения и складчатые деформации происходили в районе Новой Земли, что вызвало подъем восточной части региона (Баренцевская шельфовая плита, 1988). В начале юрского периода на всей территории Баренцева моря господствовали условия аккумулятивной равнины, а в тоарском веке в результате трансгрессии на западе региона утвердились мелководно-морские условия. На востоке и юго-востоке континентальное осадконакопление преобладало в течение всей ранней юры.

В средней юре на северо-западе Баренцевоморского шельфа сохранялся неустойчивый мелководно-морской режим. В байосе в результате регрессии большая часть Баренцевоморского бассейна, особенно - его западная часть, были выведены на поверхность. На северо-востоке мелководно-морские условия в субмеридиональном бассейне были более стабильными (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

Позднеюрское время соответствует максимальному погружению и обширной трансгрессии. В титонском веке на большей части Баренцевоморского бассейна накапливались «черные глины» с высоким содержанием органического вещества (рис. 12). На протяжении позднеюрского – раннемелового времени Баренцево море соединялось с Карским морем через Центрально-Новоземельский прогиб.

В начале раннего мела в бассейне сохраняются морские условия. На Земле Франца Иосифа в позднем валанжине произошла смена режима на лагунно-континентальный (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Раскрытие Северно-Ледовитого океана и преобладание к северу от Баренцевоморского шельфа растягивающих напряжений

выразилось в подъеме северной части региона и повышенной тектонической активности на архипелаге Земля Франца Иосифа, излиянии там покровов базальтов, внедрении интрузий долерито-базальтов, формировании многочисленных сбросов (Баренцевская шельфовая плита, 1988; Грачев и др, 2001). В аптском и альбском веках морской режим преобладал центральной и западной части Баренцево-морского шельфа (рис. 12). На юго-восток мористость осадков уменьшается, возрастает угленасыщенность (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Новая Земля представляет собой область эрозии. Несколько эпизодов рифтогенеза на западе привели к быстрому погружению и развитию прогибов Харстад, Тромсо, Бьёрная, Сорвестнагет в течение раннего мела (Geological history, 2009). Осадки поступали в эти прогибы с приподнятых территорий на северо-востоке.

В начале кайнозоя проявился альпийский цикл тектогенеза, когда бассейн испытывал активное поднятие и превратился в область эрозии. Предполагается, что мощности размытых отложений составили до 2 км в западной части бассейна - так, были размыты почти полностью верхнемеловые отложения. На востоке бассейна эрозия проявилась не так сильно, ее величина по разным оценкам от 400-500 м (Sobolev, 2012) в Южно-Баренцевской впадине до 600-1200 м (Vagnes et al., 1992), увеличиваясь на ЗФИ (до 2000 м) и на Новой Земле (Sobolev, 2012) (рис. 13).

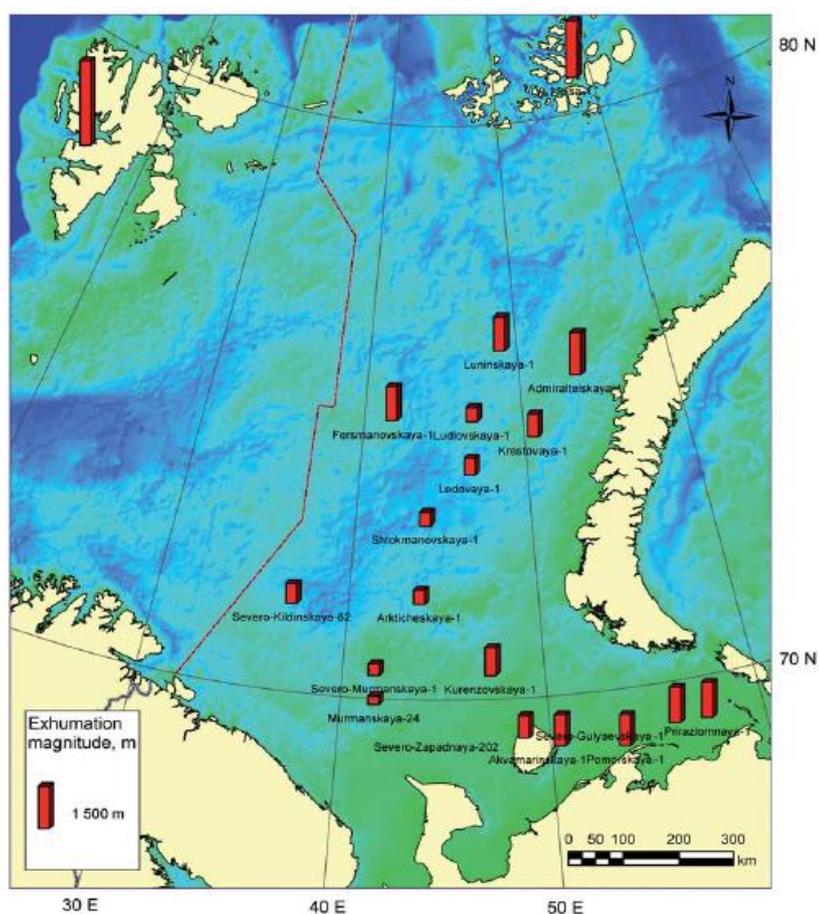


Рис. 13. Величина кайнозойской эрозии в Баренцевом море (Sobolev, 2012)

На Шпицбергене на протяжении всего палеогена осадкообразование происходило в прибрежно-морских и лагунных условиях (Баренцевская шельфовая плита, 1988). В конце палеоцена и эоцене произошла морская трансгрессия на западе бассейна (рис. 12). Осадконакопление было приурочено к разломной зоне Хорнсун, сформировавшейся под влиянием разнонаправленных стрессов от спрединговых центров в Северной Атлантике и в Арктике и к погружающимся рифтовым бассейнам. Компрессионная компонента движения Шпицбергена относительно Гренландии проявилась в образовании складчато-надвигового пояса на западе Шпицбергена. Большая часть Баренцевоморского шельфа представляла собой денудационную равнину. В олигоцене море отступило на запад, в сторону Норвежско-Гренландского бассейна. В раннем и среднем миоцене Баренцевская плита и Новая Земля представляли собой области денудации с развитием обширной речной сети. В конце неогена произошел сильнейший подъем территории, а на протяжении позднего плиоцена и плейстоцена бассейн претерпел несколько эпох оледенения и последующего изостатического аплифта. Максимум эрозии приурочен к архипелагу Шпицберген (2-3 км) и западной части шельфа (2 км) (Geological history, 2009).

### ГЛАВА 3. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа доказана открытием уникальных и крупных месторождения углеводородов, а также нефтегазопроявлениями в скважинах (рис. 14). На шельфе выделяется собственно Баренцевоморский нефтегазоносный бассейн (НГБ), а также акваториальное продолжение Тимано-Печорского НГБ в Печорском море. Для первого характерен преимущественно газовый и газоконденсатный состав флюидов в залежах, для второго - газонефтяной. Изучением нефтегазоносных комплексов (НГК) и нефтяных систем, природных резервуаров, нефтематеринских пород и нефтегазогеологическим районированием БМШ занимались Грамберг И.С., Маловицкий Я.П., Данюшевская А.И., Дзюбло А.Д., Супруненко О.И., Ступакова А.В., Кирюхина Т.А., Тарасов Г.А., Малышев Н.А., Федоровский Ю.Ф., Шипилов Э.В., Семенович В.В., Назарук В.В., Клубов Б.А., Долгунов К.А., Мартиросян В.Н., Е.А. Маргулис, Окнова Н.С., Таныгина Т.Н., Крылов Р.А., Лопатин Н.В., К.Г.Вискунова, Lindquist S.J.

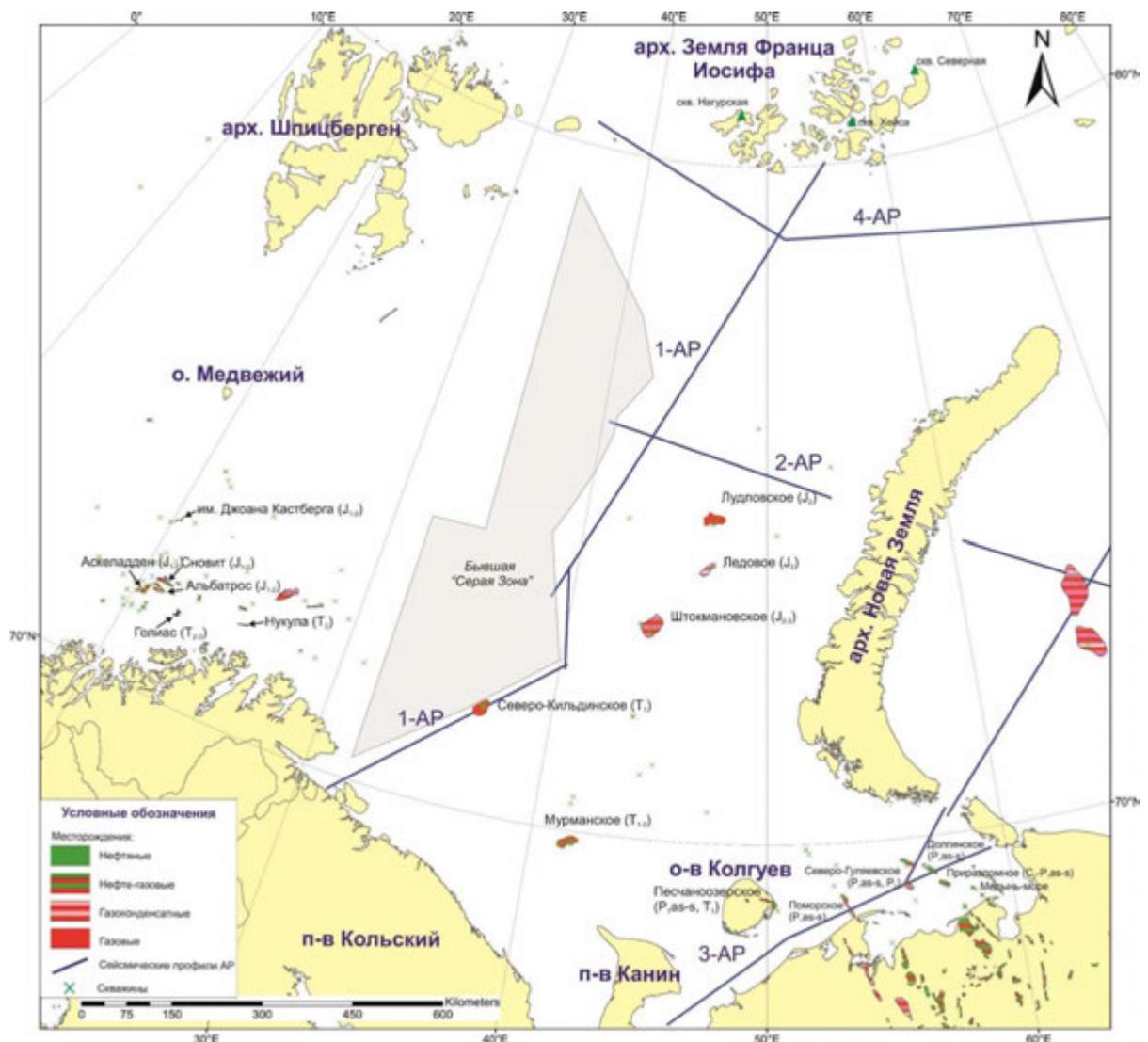


Рис. 14. Месторождения углеводородов на шельфе Баренцева и Печорского морей

В осадочном чехле БМШ выделяется пять НГК: 1) доверхнедевонский (перспективный); 2) верхнедевонско-нижнепермский; 3) верхнепермско-триасовый; 4) юрский; 5) меловой (Бро, 1992; Семенович, Назарук, 1992; Ступакова, Кирюхина, 2008)

#### *Доверхнедевонский НГК*

Отложения доверхнедевонского перспективного НГК изучены в нескольких скважинах на о. Колгуев, а также в выходах пород на архипелагах Шпицберген, Новая Земля и о. Медвежий. НГК выделяется по аналогии с ордовикско-нижнедевонским и среднедевонско-нижнефранским НГК в Тимано-Печорском НГБ, но на большей части БМШ находится на недоступных для бурения глубинах. Карбонатные коллекторы каверново-трещинно-порового типа в биогермных, органогенно-обломочных известняках и доломитах ордовика-нижнего девона могут образовывать массивные ловушки, а песчаные пласты нижнего-среднего девона - литологически и стратиграфически экранированные ловушки. Региональным флюидоупором могут быть глины верхнего франа (рис. 15).

К этому НГК приурочены проявления природных битумов на арх. Новая Земля. В прослоях известняков в толще верхнесилурийских глинистых сланцев видны примазки и натеки густых смолоподобных битумов и налеты твердого битума типа керита-антраколита. Примазки полужидких и твердых битумов от мальт до керитов встречены в трещинах средне- и верхнедевонских пород в центральной части и вдоль северной границы Щучьинского синклинория (Клубов, 1983).

#### *Верхнедевонско-нижнепермский НГК*

Данный НГК является доказанным на акваториальном продолжении Тимано-Печорского НГБ и перспективным на БМШ (платформа Финмарк, поднятия Лоппа и Стаппен), а на большей части акватории находится на глубинах более 7 км и слабо изучен.

В верхнедевонско-нижнекаменноугольной терригенно-карбонатной толще коллектора порового типа приурочены к водорослевым порово-кавернозным известнякам и доломитам, рифовым постройкам (Кп до 30%, Кпр до 2 Д) и визейским песчаникам (Кп до 25%, Кпр до 0.5 Д) (рис. 15). В среднекаменноугольно-нижнепермской толще коллекторами являются кавернозные, пористые, трещиноватые органогенные известняки (фораминиферо-водорослевые, мшанково-криноидные), биокластические известняки и доломиты (Кп=8-20%, Кпр=0.1-0.2 мД) (Ступакова, Кирюхина, 2008, Геология, 2004). Залежи массивные и пластово-сводовые, покрывкой служат глинистые артинско-кунгурские, а в норвежской части - верхнепермские отложения. Цепочка органогенных построек ассельско-сакмарского возраста протягивается в субмеридиональном направлении в западной части Печорской синеклизы, через акваторию Печорского моря и

о. Колгуев (Преображенская и др., 1993, Леончик, Сенин, 2010, Леончик, 2011) вдоль Кольской моноклинали на норвежский шельф (Stemmerik et al., 1999). К нефтематеринским относят верхнедевонские отложения с высокими концентрациями органического вещества сапропелевого типа (Сорг 2-7%), нижнекаменноугольные (ОВ смешанного типа), карбонатно-глинистые ассельско-сакмарские отложения с ОВ гумусово-сапропелевого типа (Сорг 0.8-4%). На большей части шельфа эти породы находятся на высоких стадиях катагенеза.

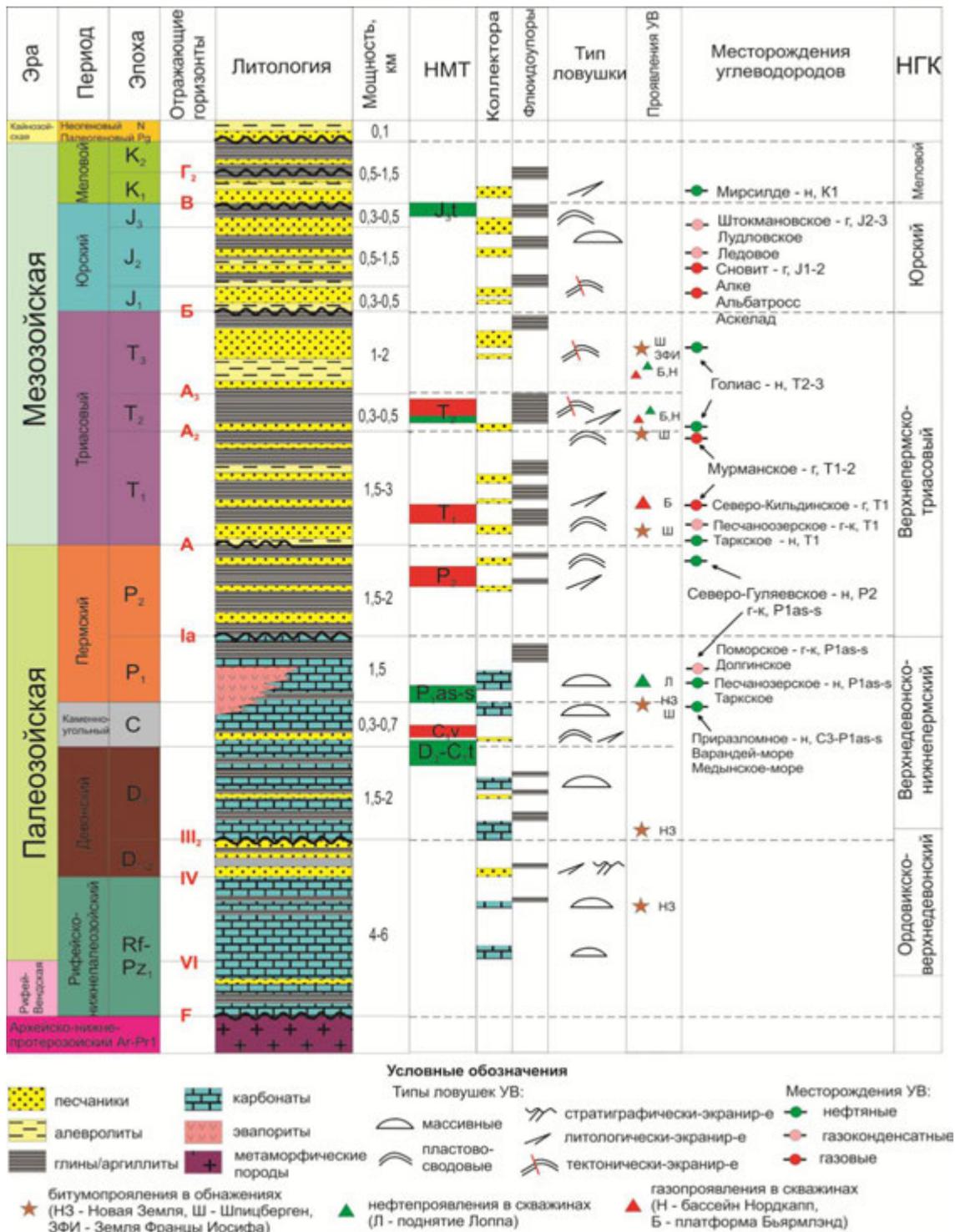


Рис.15. Нефтегазоносные комплексы Баренцевоморского нефтегазоносного бассейна

В Печорском море в верхнекаменноугольно-нижнепермских отложениях открыты нефтяные месторождения Приразломное, Варандей-море, Медыньское-море, Песчаноозерское, Таркское и залежи газоконденсата - на Северо-Гуляевском, Поморском, Долгинском. В скв. Адмиралтейская получены проявления газа с водой. В скв. 7120/2-1 на поднятии Лоппа был получен приток нефти из карбонатных отложений каменноугольно-нижнепермского возраста. В породах среднего карбона в центральной части Шпицбергена выявлены высачивания легких нефтеподобных миграционных битумов. Там же и на о-ве Медвежий в отложениях нижней перми имеются прослои (5-12 м) битуминозных фузулиновых известняков (Клубов, 1997). На восточном склоне Щучьинского синклинория (Новая Земля) в карбонатных породах нижнего и среднего карбона (Кп 4-8%) встречены мальты и асфальты; их содержание 0,1 - 4,5% (Клубов, 1983).

#### *Верхнепермско-триасовый НГК*

Данный НГК имеет региональное распространение и представлен терригенной толщей, мощностью от 0,5 до 10 км. Он вскрыт на многих площадях в Южно-Баренцевской впадине, Адмиралтейском валу, на о-ве Колгуев, ЗФИ и норвежском шельфе. Резервуары имеют прибрежно-морской, дельтовый и мелководно-морской генезис и представлены плохо выдержанными по простиранию песчаными пластами. Коллекторы порового и трещинно-порового типа, залежи литологически ограниченные, пластово-сводовые, реже массивные. Регионального флюидоупора не выделяется, но развиты локальные глинистые покрышки (рис. 15).

В верхнепермских отложениях выявлен ряд месторождений УВ в Тимано-Печорском НГБ. В акватории Печорского моря с верхнепермскими песчаниками связана пластово-сводовая залежь нефти на *Северо-Гуляевском месторождении*. Пористость песчаников 13-15%, покрышка - нижнетриасовые аргиллиты (Захаров и др., 2004). Люминесценция УВ отмечена в керне в скв. Адмиралтейская (Семенович, Назарук 1992). Прогнозируется развитие неантиклинальных ловушек в песчаных пермских резервуарах в пределах Южно-Баренцевской зоны ступеней (Леончик 2011, 2012). На моноклинали Финнмарк, поднятиях Лоппа и Стаппен в качестве коллекторов могут выступать средне- и верхнепермские спикулиты и кремнистые известняки и песчаники - высокие ФЕС сохраняются до глубин более 3.5 км благодаря стойкости к уплотнению. Из пористых спикулитов формации Роя в скв. 7128/4-1 на моноклинали Финнмарк был получен приток газа 320 тыс. м<sup>3</sup>/сут и 17 м<sup>3</sup>/сут нефти ([www.npd.no](http://www.npd.no)).

Нижнетриасовые резервуары включают континентальные аллювиальные и дельтовые фации на юго-востоке (Леончик, 2011, 2012), сменяющиеся к северу мелководно-морскими. Коллекторы в открытых месторождениях обладают хорошими

ФЕС: пористость 13-24%, проницаемость до 200 мД. Средняя мощность песчаных пластов 3-12 м. Литологические ловушки следует ожидать в пределах дельтового комплекса в юго-восточном борту Южно-Баренцевской впадины (Семенович, Назарук 1992).

В отложениях триаса открыты залежи газа и газоконденсата на Песчаноозерском, Северо-Кильдинском и Мурманском месторождениях, и нефти - на Таркском (рис. 15, 16). *Песчаноозерское нефтегазоконденсатное месторождение* приурочено к одноименному поднятию на восточной окраине о-ва Колгуев. Залежи газоконденсата находятся в линзах граувакковых песчаников чаркобожской свиты нижнего триаса. Значения открытой пористости достигают 24%. Установлена принадлежность этих песчаников к палеоруслам. Залежь структурно-литологического типа (Шипилов, Мурзин, 2001). *Таркское нефтяное месторождение* приурочено к антиклинальной складке в 30 км юго-западнее Песчаноозерского. Нефтеносными являются также песчаники чаркобожской свиты. Пласты выдержаны по простиранию. Нефти легкие.

*Мурманское газовое месторождение* приурочено к структурному поднятию на южном борту Южно-Баренцевской впадины. Выделено около 20 продуктивных пластов песчаников ранне-среднетриасового возраста мощностью 1-20 м (рис. 16).

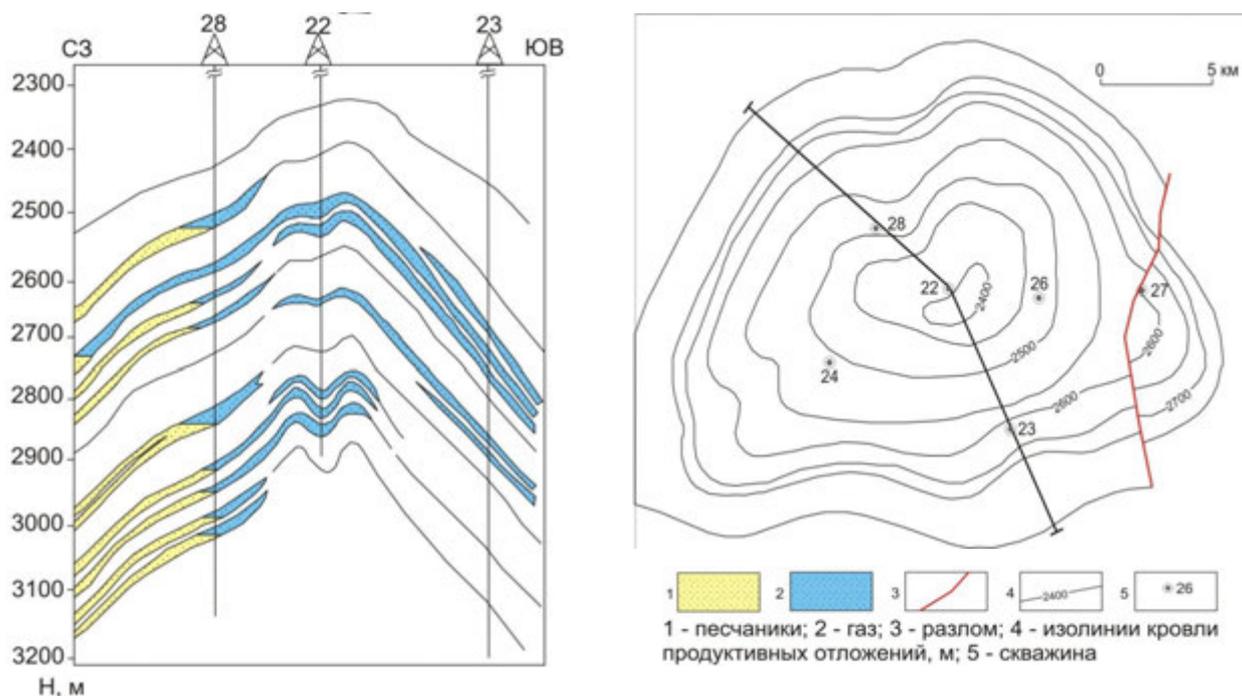


Рис.16. Структура Мурманского газового месторождения (Шипилов, Мурзин, 2001)

Залежи пластовые литологически экранированные, большинство пластов выклинивается в сводовой части (Шипилов, Мурзин, 2001). Газ сухой (90% метана) с низким содержанием неуглеводородных компонентов. Согласно "тяжелому" изотопному составу углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -31.9 - -33.8\%$ ) метан был образован в главной зоне газообразования (Ступакова, Кирюхина, 2001).

*Северо-Кильдинское газовое месторождение* находится на западном борту Южно-Баренцевской впадины (рис. 14) и приурочено к брахиантиклинальной складке высотой 200 м. Пластовая залежь газа открыта в нижнетриасовых алевритистых песчаниках. Открытая пористость изменяется от 11 до 21%. Газ сухой, азотно-метановый (8.2-74% метана, 18-75.5% азота), безсернистый. В скв. 82 получен незначительный приток газа с повышенным содержанием гелия (0.17-0.38%). Изотопный состав углерода метана ( $\delta^{13}\text{C} = -37.3\text{‰}$ ) свидетельствует о его генерации в ГЗГ. Запасы месторождения оценены как средние (Шипилов, Мурзин, 2001).

На норвежском шельфе триасовые песчаные резервуары выделяются в формациях Хаверт, Клаппмыс, Кобб и Снадд (рис. 15). Пористость 15-20%, мощность 10-150 м (nprd.no). Ловушки литологически ограниченные, тектонически экранированные, связанные с соляным диапиризмом (бассейн Нордкапп). Большинство проявлений УВ зафиксировано в скважинах на платформе Бьярмлэнд: в юго-восточной части в скв. 7226/11-1 были получены притоки газа из песчаников формации Хаверт, в скв. 7222/11-1 - газ из нижне-норийских песчаников (формация Снадд) и приток нефти и газа из слабопроницаемых песчаников формации Кобб. В скв. 7224/6-1 к юго-востоку от поднятия Лоппа вскрыты газоносные аллювиальные и мелководно-морские песчаники формаций Кобб, Снадд, Фрухолмен. В бассейне Нордкапп скв. 7228/7-1 дала притоки УВ из формаций Клаппмыс и Снадд. *Месторождение Голиас* в юго-восточной части бассейна Хаммерфест приурочено к нарушенной разломами антиклинали. Нефтяные залежи с небольшой газовой шапкой открыты в песчаниках формации Кобб и Реалгруннен на глубинах 1100-1800 м. В формации Кобб была открыта небольшая газовая залежь Нукула (скв. 7125/4-1), приуроченная к тектонически нарушенной антиклинали (www.nprd.no).

Среднетриасовые глинистые отложения являются признанной нефтегазоматеринской толщей с гумусовым и гумусово-сапропелевым типом ОВ. Их нефтегазогенерационный потенциал подтверждается многочисленными проявлениями нефтей и природных битумов на архипелагах Земля Франца Иосифа и Шпицберген. Возможен вклад подстилающих палеозойских НМТ в генезис УВ: глинистые отложения татарского яруса и верхнедевонско-нижнекаменноугольные углистые толщи.

На Шпицбергене наиболее заметные битумопроявления приурочены к черным аргиллитам анизийского и ладинского ярусов. В септариевых конкрециях присутствуют обильные натеки природных битумов от окисленных нефтей до асфальтов и асфальтитов. В ладинском ярусе встречены зольные горючие сланцы с содержанием ОВ до 12,4-14,1%. Существенно битуминозны отдельные пачки аргиллитов нижнего и верхнего триаса. Битумы типа асфальтов обнаружены в слое листоватых аргиллитов низов норийского

яруса на о-ве Вильгельма (до 7,35 % ОВ) (Клубов, 1997). Жидкие битумы найдены на о-ве Земля Вильчека (антиклиналь Ганза) в породах нижненорийского подъяруса. Обогащены асфальтами и асфальтитами песчаники верхнего триаса и на других островах ЗФИ. Часты примазки битумов в силлах долеритов и долерито-базальтов, а также обильные включения асфальтитов - низших керитов в покровных кавернозных базальтах (Клубов и др., 1998).

#### *Юрский НГК*

К юрскому НГК, мощностью до 2 км, приурочены основные запасы газа и газоконденсата на уникальных Штокмановском и Ледовом, а также крупном Лудловском месторождениях (рис. 15). Он представлен песчано-глинистой толщей, сформировавшейся в условиях морской трансгрессии. В российском секторе Баренцева моря коллекторами выступают средне-верхнеюрские песчаники дельтового и мелководно-морского генезиса с высокими ФЕС ( $K_p=15-25\%$ ,  $K_{пр}=100-1100$  мД), мощность песчаников 8-76 м (Lindquist, 1999). Залежи массивного и пластово-сводового типов, с элементами тектонического и литологического экранирования. Газ метановый (до 96-97%), низкоазотный, низкоуглекислый. Конденсаты тяжелые (0.785- 0.84 г/см<sup>3</sup>) (Ступакова, Кирюхина, 2001). На норвежском шельфе продуктивны ниже- и среднеюрские песчаники формаций Нормела и Сто морского генезиса с пористостью 16% и проницаемостью 200-500 мД. Пласты хорошо выдержаны и имеют мощности 10-50 до 100-150 м. Ловушки структурно-тектонические. В бассейне Хаммерфест открыты залежи Алке, Аскелад, Альбатрос (рис. 15). На месторождении Сновит выявлена газовая залежь высотой 105 м с нефтяной оторочкой (15 м). Верхнеюрские морские глины являются как региональным флюидоупором мощностью 100-200 м, так и нефтематеринской толщей (Таныгина, Крылов, 2010). Они обогащены морским сапропелевым ОВ (до 12-25%).

#### *Меловой НГК*

В отложениях мелового перспективного НГК в российской части акватории не обнаружено промышленных скоплений УВ. Он представлен терригенной толщей континентального и мелководно-морского генезиса мощностью до 2 км (Lindquist, 1999). Коллекторами выступают пласты слаболитифицированных песчаников. Наблюдается наличие локальных флюидоупоров. Ловушки литологического и структурно-литологического типов отличаются незначительной амплитудой и углами наклона крыльев (Семенович, Назарук 1992). Нефтематеринскими породами в погруженных частях могут являться верхнеюрские глины. На норвежском шельфе с меловым НГК связано нефтяное месторождение Мирсилде (рис. 15) на южном склоне поднятия Лоппа, приуроченное к песчаникам подводных конусов выноса.

## ГЛАВА 4. СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

Строение и обстановки осадконакопления пермско-триасовых терригенных отложений были изучены на основе интерпретации сейсмических данных в юго-восточной части акватории Баренцева моря, по материалам геофизических исследований скважин (ГИС), описаниям разрезов скважин на российском и норвежском шельфе и обнажений на архипелагах и островах по обрамлению. При этом учитывались опубликованные результаты секвентно-стратиграфической интерпретации сейсмических данных по норвежскому шельфу (Glorstad-Clark et al, 2010, 2011; Riis et al, 2008). В ходе работы были охарактеризованы строение и мощности пермско-триасового комплекса по площади и по вертикали, их фаціальная изменчивость, прослежены источники сноса осадочного материала, выявлена цикличность разреза и трансгрессивно-регрессивные пачки, прослежены поверхности максимального затопления, к которым может быть приурочено развитие глинистых нефтегазоматеринских отложений. Таким образом, удалось уточнить историю развития Баренцевоморского шельфа в перми-триасе и условия формирования мощной толщи осадков.

### 4.1. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Сейсмостратиграфическая характеристика пермско-триасового комплекса отложений проводилась на основе интерпретации временных сейсмических разрезов МОВ ОГТ 2Д с длиной записи 10-12 сек., предоставленных ОАО "МАГЭ". Эти разрезы были получены компанией в 2007-09 гг. в ходе комплексных геофизических исследований в Печорском и на юго-востоке Баренцева морей: от западного побережья архипелага Новая Земля до границ бывшей зоны спорных экономических отношений России и Норвегии, вдоль береговой линии до п-ова Рыбачий на юге и до 76°с.ш. (район Лунинской седловины) на севере. Площадь района работ 500 тыс. км<sup>2</sup>, общая протяженность профилей - 12 000 пог. км. Сейсмические профили, использованные в работе, пересекают различные структурно-тектонические элементы юго-восточной части Баренцевоморского шельфа: северную оконечность Печорской плиты с акваториальным продолжением ее структур (авлакогенов и разделяющих их поднятий), Кольскую моноклираль, Южно-Баренцевскую зону ступеней, Южно-Баренцевскую впадину и поднятия 2-го порядка в ее пределах, Предоновоземельский краевой прогиб, Адмиралтейский вал (рис. 17).

В работе были использованы данные ГИС по 17 скважинам, вскрывшим пермско-триасовые отложения в Печорском море (скв. Приразломная, Северо-Гуляевская, Поморская, Аквамариновая) и о. Колгуев (скв. Песчаноозерская, Северо-Западная), юго-восточной акватории Баренцева моря (Куренцовская, Мурманская-24, Северо-

Кильдинская-82, Арктическая, Ферсмановская, Лудловская, Крестовая, Адмиралтейская) и на норвежском шельфе (7126/4-1, 7124/3-1, 7226/11-1). При интерпретации ГИС и корреляции скважин использовались кривые ГК и ПС во всех изученных скважинах, а также, при наличии, БК, АК, ДС, ГГК и НК.

Привлекались описания керна по перечисленным скважинам (Баренцевская шельфовая плита, 1988, Окнова, 1992, Григорьева и др., 1998). В соответствие с детальными описаниями разрезов по скважинам на о. Надежды (Geology of Svalbard, 1997, Lithostratigraphic lexicon, 1999) и скв. Нагурская, Хейса, Северная на ЗФИ (Dibner, 1998) были построены литолого-стратиграфические колонки. Также привлекались описания обнажений на арх. Шпицберген (Geology of Svalbard, 1997, Lithostratigraphic lexicon, 1999), ЗФИ (Dibner, 1998), Новой Земле (Каленич и др., 2004) и о. Медвежий (Lithostratigraphic lexicon, 1999) - было построено 10 литолого-стратиграфических колонок (рис. 17).

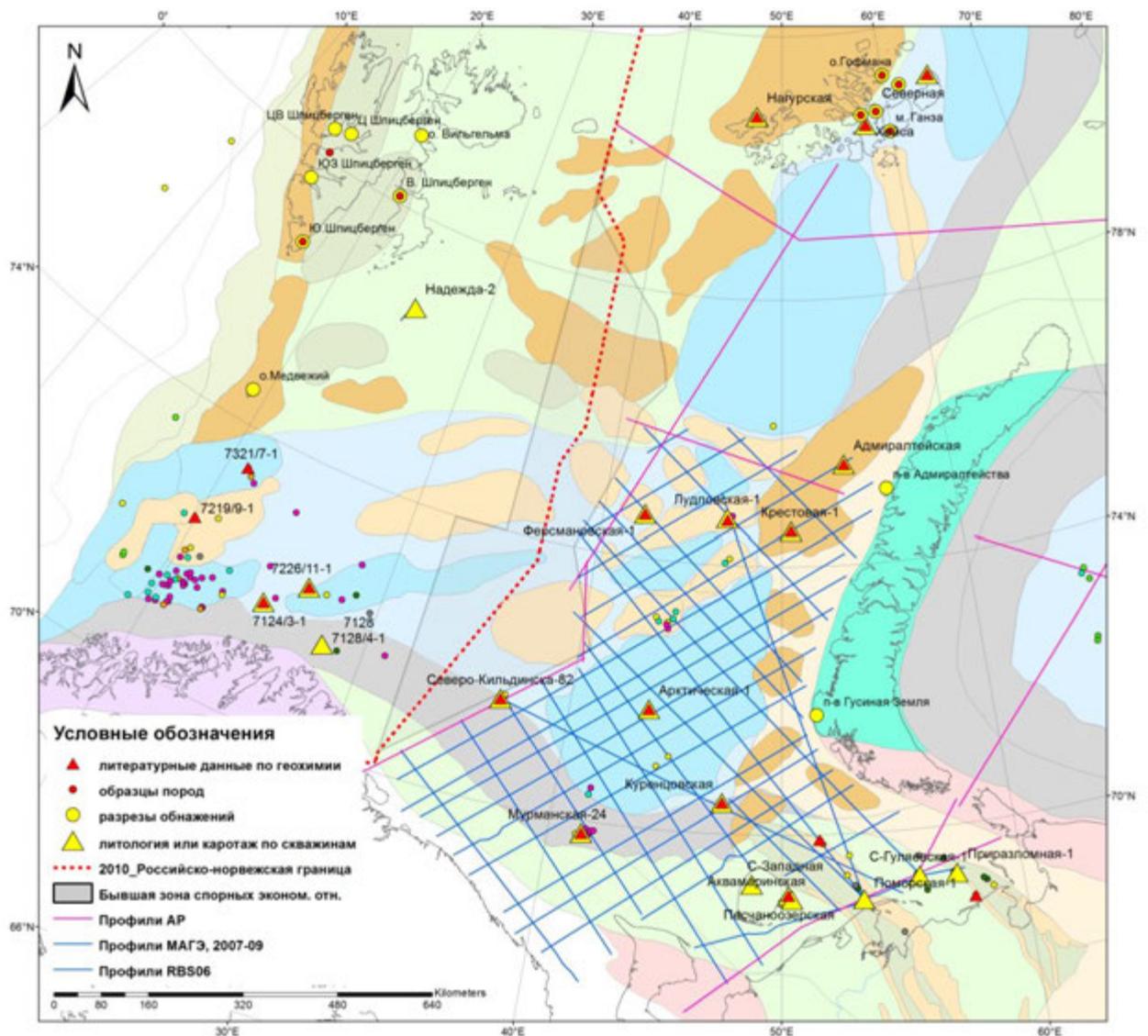


Рис. 17. Карта фактического материала (условные обозначения к тектонической карте на рис. 10)

## 4.2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Обработка первичных сейсмических материалов и построение скоростной модели выполнено на вычислительном центре ОАО МАГЭ. Интерпретация временных сейсмических разрезов и построение структурных карт и карт мощностей проводилась автором в программном пакете Kingdom SMT.

При интерпретации сейсмических данных использовались принципы метода сеймостратиграфии. Сеймостратиграфия – раздел стратиграфии, основанный на расчленении осадочного бассейна на сингенетические пакки - сеймостратиграфические комплексы (ССК), разделенные несогласиями и коррелятивными им поверхностями (Сейсмическая стратиграфия, 1982, Никишин, 2008). Граница ССК - регионально прослеживающееся несогласие, которое несет следы субаэральной эрозии и характеризуется сдвигом границ фаций в сторону бассейна. В направлении от источника сноса к центру бассейна, где перерыв в осадконакоплении отсутствовал, несогласие может переходить в коррелятивную согласную границу. Каждый сеймокомплекс характеризуется собственным отличным от других рисунком сейсмических отражений, отражающий особенности геологического строения и обстановки осадконакопления.

В результате интерпретации сейсмических разрезов было выделено 24 отражающих горизонта с различным типом взаимоотношений слоев с этими границами (рис. 18). Среди них - 8 опорных горизонтов, отвечающих хорошо прослеживающимся крупным региональным несогласиям, разделяют разрез Баренцевоморского бассейна на 9 ССК: архейско-нижнепротерозойский, верхнепротерозойский, нижнепалеозойский, верхнедевонско-нижнепермский, ниже-верхнепермский, триасовый, юрский, неокомский и аптско-верхнемеловой (рис. 3). Применение региональных знаний о геологическом строении Баренцевоморского шельфа и привязка отражающих горизонтов по скважинам позволяет соотносить выделенные ССК со стратиграфическими интервалами. Примерами таких опорных ОГ являются предфранское несогласие, кровля карбонатов нижней перми, рэтское несогласие, кровля верхней юры. Ниже-верхнепермский и триасовый ССК являются самыми мощными в осадочном выполнении бассейна и распространены повсеместно на изучаемой территории. Их суммарная мощность достигает 8,5-12,5 км в Южно-Баренцевской впадине и Предновоземельском прогибе (рис. 19).

Стратиграфическая привязка основных отражающих горизонтов (ОГ) была проведена при помощи построения синтетических сейсмограмм. Это методика применяется, когда в наличие нет данных ВСП, но имеются акустический и плотностной каротаж и точечные замеры время-глубина по скважине. Она основана на расчете акустического импеданса, снятии с сейсмического разреза формы сейсмического

импульса для воспроизведения синтетической сейсмотрассы (рис. 20). Последняя, в свою очередь, коррелируется с реальной сейсмотрассой, снятой с профиля в месте его пересечения со скважиной или ее вертикальной проекцией на профиль (если скважина находится на расстоянии). Осуществив привязку синтетической и реальной сейсмотрасс с удовлетворительным коэффициентом корреляции, можно рассчитать глубинно-временной закон для разреза данной скважины (рис. 21).

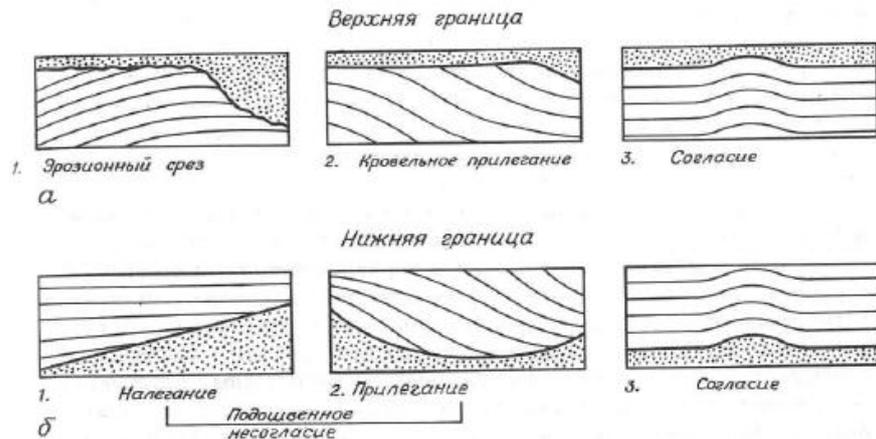


Рис. 18. Основные типы взаимоотношений слоев с границами комплексов (Сейсмическая стратиграфия, 1982)

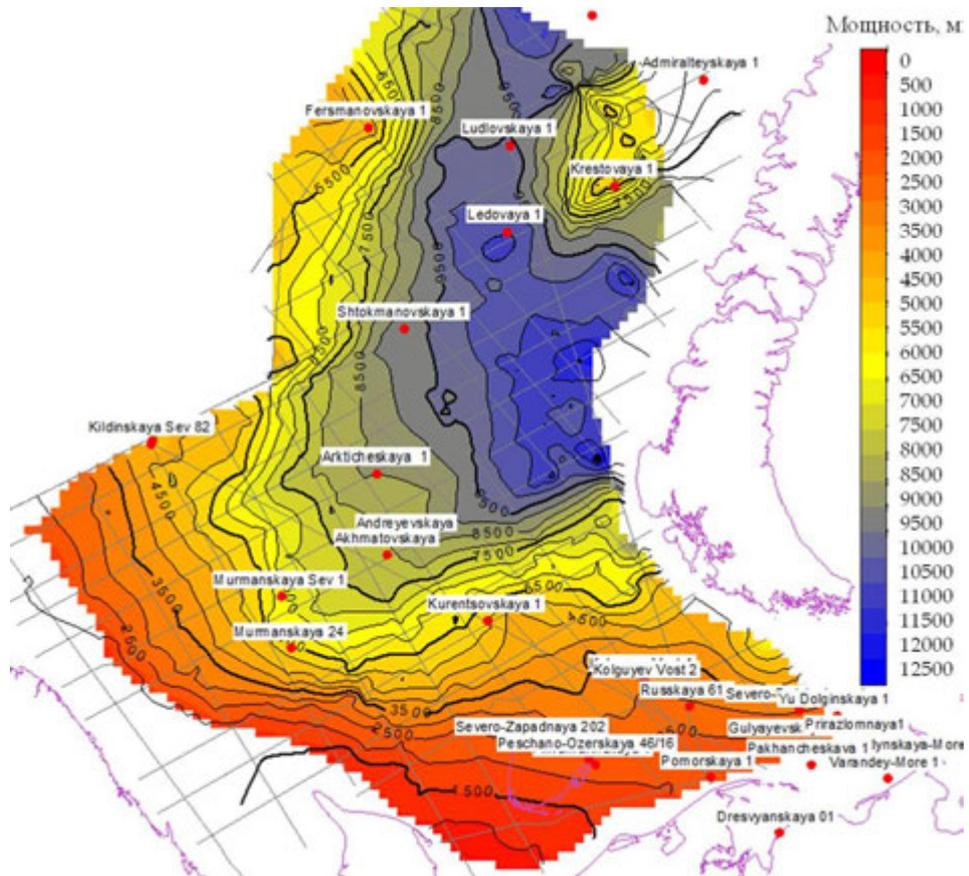


Рис. 19. Мощность пермско-триасовых терригенных отложений (составила Норина Д.А. по материалам ОАО МАГЭ)

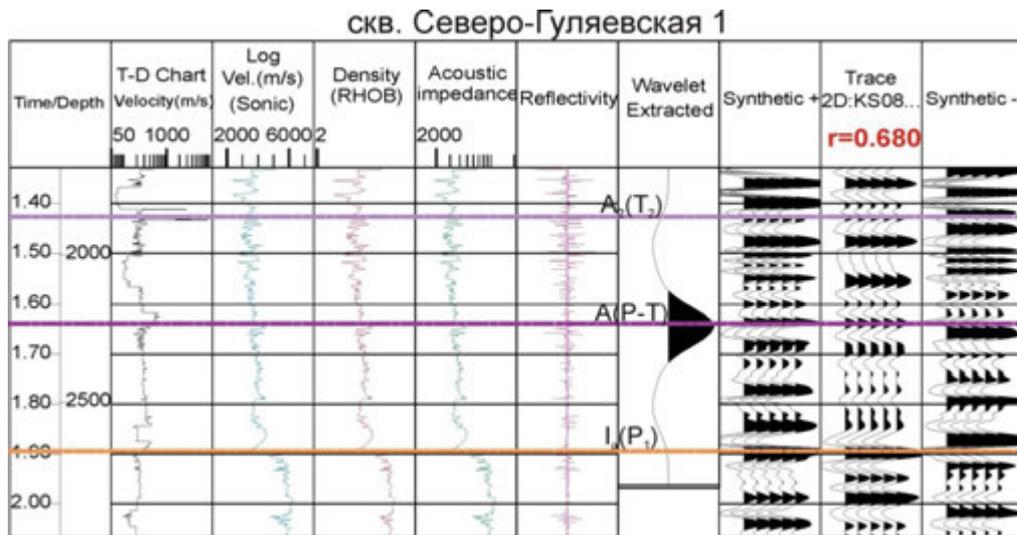


Рис. 20. Привязка отражающих горизонтов по скв. Северо-Гуляевская 1

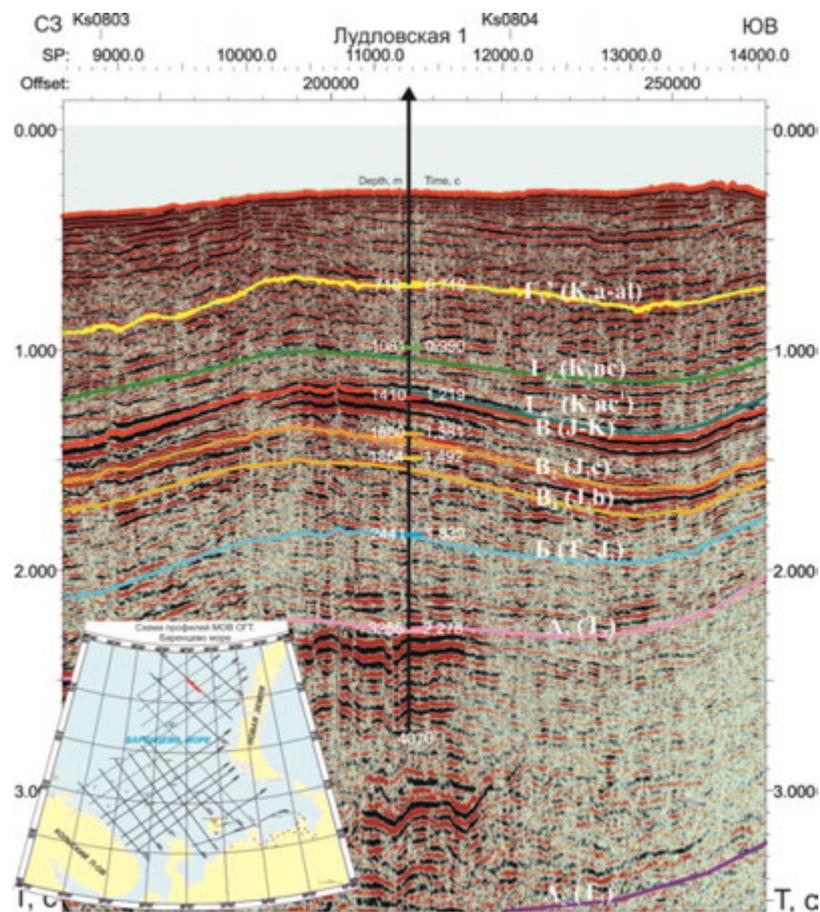


Рис. 21. Фрагмент сейсмического профиля KS0820 и скв. Лудловская 1 с отбивками

Возрастная привязка отражающих горизонтов в пермских отложениях основана на скважинах Приразломная-1, Северо-Гуляевская-1, Поморская-1 (ВНИИОкеангеология), Адмиралтейская-1 (Устрицкий, 2013) (рис. 21). Стратификация триасовых отложений основана на данных ВНИИОкеангеология по скважинам: Мурманская-22, 26,

Куренцовская-1, Северо-Гуляевская-1, Поморская-1, Лудловская-1, Ферсмановская-1, Приразломная-1, Северо-Кильдинская-80, 82, Арктическая-1, Адмиралтейская-1, Крестовая-1. Коэффициент корреляции сейсмических и скважинных данных варьируется в пределах 0,35-0,7, среднее значение равно 0,54. Низкие значения связаны со значительным расстоянием между скважинами и ближайшим профилем (минимум, 2 км), неполным комплексом ГИС, неоднозначной стратификация отложений (пермско-триасовый комплекс плохо охарактеризован фаунистически и палинологически).

Строение пермско-триасового разреза было также изучено по скважинным данным - проведена интерпретация каротажных диаграмм, выделены секвенции, системные тракты и поверхности максимального затопления, проведена их корреляция. Используемый автором метод секвентной стратиграфии (Копяевич, Малышева, 2008, Catuneanu, 2006, Габдулин и др., 2008) позволил на основе совместного анализа скважинных и сейсмических данных проследить цикличность осадконакопления, связанную с колебаниями относительного уровня моря, и латеральное изменение фаций.

По анализу форм кривых каротажных диаграмм в пермско-триасовых отложениях были выделены секвенции 3-го порядка мощностью 100-600 м и продолжительностью накопления 2-3.4 млн. лет. За основу были взяты показания гамма-каротажа (ГК), потенциал собственной поляризации (ПС) и акустического каротажа (АК). В классической секвентной стратиграфии границы секвенций соответствуют поверхностям максимальной регрессии моря и выделяются по подошве базальной песчаной пачки (низкие значения ГК). В пределах секвенции выделяются системные тракты, то есть фациальные ряды, сформировавшиеся при разном относительном уровне моря: нижний системный тракт (падение и начало подъема уровня моря), трансгрессивный системный тракт (возрастающая трансгрессия моря до поверхности максимального затопления - ПМЗ) и верхний системный тракт (замедление подъема уровня моря после максимальной трансгрессии и начало его падения). Так как в пермско-триасовое время Баренцевоморский регион представлял собой эпиконтинентальный бассейн, во время трансгрессий и регрессий моря происходили значительные перемещения береговой линии и границы мелководного и глубоководного шельфа. Поэтому отложения нижнего системного тракта часто выпадают из разреза на юго-востоке, но выделяются в более западных разрезах, где накапливались ниже бровки мелководного шельфа. В этом случае, граница секвенций определялась по смене регрессивного характера разреза на трансгрессивный - первой трансгрессивной поверхности (смена тренда кривых ГК и ПС). Однако надежнее всего выделяются и коррелируются наиболее глинистые части разреза (высокие значения ГК), соответствующие поверхностям максимального затопления. Они

лучше прослеживаются и на сейсмических данных в нижне-верхнепермском и триасовом ССК (яркие высокоамплитудные ОГ). При этом регрессивные клиноформенные комплексы, соответствующие верхним системным трактам, образуют по отношению к ПМЗ несогласие типа подошвенного прилегания.

Региональные палеогеографические карты Баренцевоморского бассейна для ранне-, средне и поздне триасовых эпох были построены в программе ArcMap. Выделение фациальных зон основано на всем комплексе изученных данных. Обстановки осадконакопления устанавливались на основе каротажных характеристик, мощности, корреляции трансгрессивных и регрессивных пачек по сейсмике и скважинам, сейсмофациального анализа, при наличии керновых данных или описаний обнажений - на литологических, структурных и текстурных признаках пород, находок флоры и фауны (Обстановки осадконакопления, 1990). В участках, не охарактеризованных литостратиграфическими колонками и скважинными данными, установление условий осадконакопления проводилось исходя из соображений о тектоническом положении, строении и истории развития бассейна в перми и триасе.

#### 4.3. НИЖНЕ-ВЕРХНЕПЕРМСКИЙ КОМПЛЕКС

Нижней границей нижне-верхнепермского ССК является ОГ Ia (Баренцевская шельфовая плита, 1988, Дараган-Суцова, 1984, 1995) - поверхность несогласия типа подошвенного прилегания, представляющая собой высокоамплитудное отражение, обусловленное значительным перепадом акустической жесткости на границе нижнепермских карбонатов и артинско-верхнепермской терригенной толщи. Он регистрируется на временах от 1-2.5 с (3-5 км) в юго-восточном и юго-западном бортах Южно-Баренцевской впадины, до 3.5-4 с (7-8 км) - в западном и северо-западном, и до 2 с (4-6 км) на Адмиралтейском вале (рис. 22). К центру Южно-Баренцевской впадины и по направлению к Новой Земле амплитудность ОГ Ia значительно падает. Это, вероятно, связано с литофациальным замещением шельфовых платформенных карбонатов на ассельско-кунгурские глубоководно-шельфовые преимущественно глинистые породы, которые встречаются в обнажениях на юго-западном и западном побережье Новой Земли. Здесь ОГ Ia прослеживается на временах до 6.5 с (12-14 км) (рис. 22).

Кровлей ССК является ОГ А (Баренцевская шельфовая плита, 1988, Дараган-Суцова, 1984, 1995) (рис. 3, 23), имеющий неустойчивые волновые характеристики и не всегда четко прослеживающийся. На юго-восточном и юго-западном бортах Южно-Баренцевской впадины он представляет собой поверхность пермско-триасового эрозионного несогласия (рис. 23). Далее на северо-запад и запад ОГ А прослеживается как коррелятивная согласная поверхность. В ходе последующей раннеиндской обширной

трансгрессии сформировалась маломощная глинистая пачка, выраженная как протяженное яркое высокоамплитудное отражение, перекрывающее поверхность несогласия (рис. 23). Вышележащие индские комплексы образуют по отношению к ОГ А несогласие типа подошвенного прилегания (рис. 24).

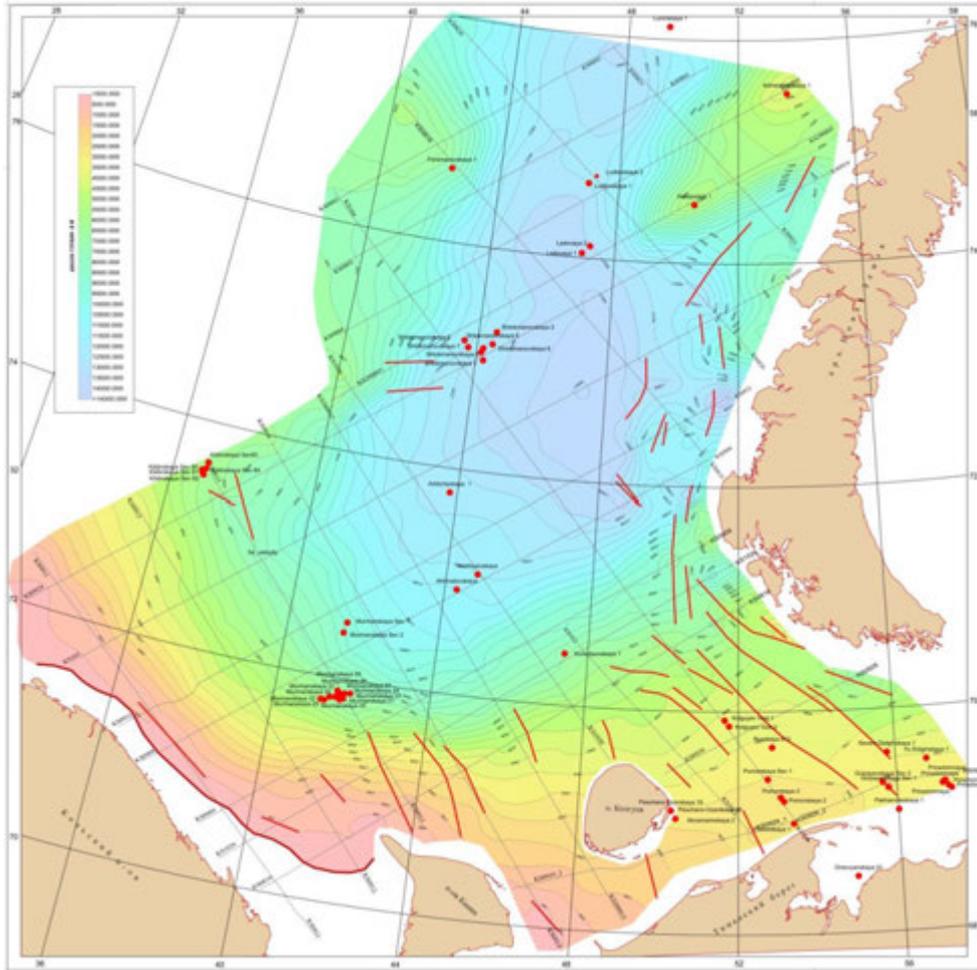


Рис. 22. Структурная карта по ОГ Ia - кровле нижнепермских карбонатов (составила Норина Д.А. совместно с ОАО МАГЭ)

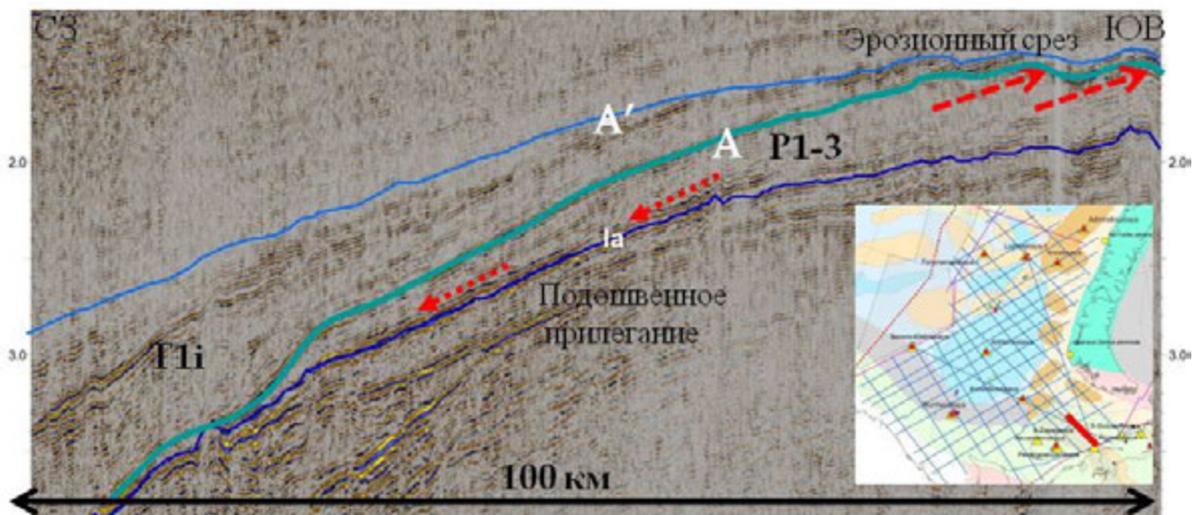


Рис.23 . Строение ниже-верхнепермского ССК в акватории Печорского моря

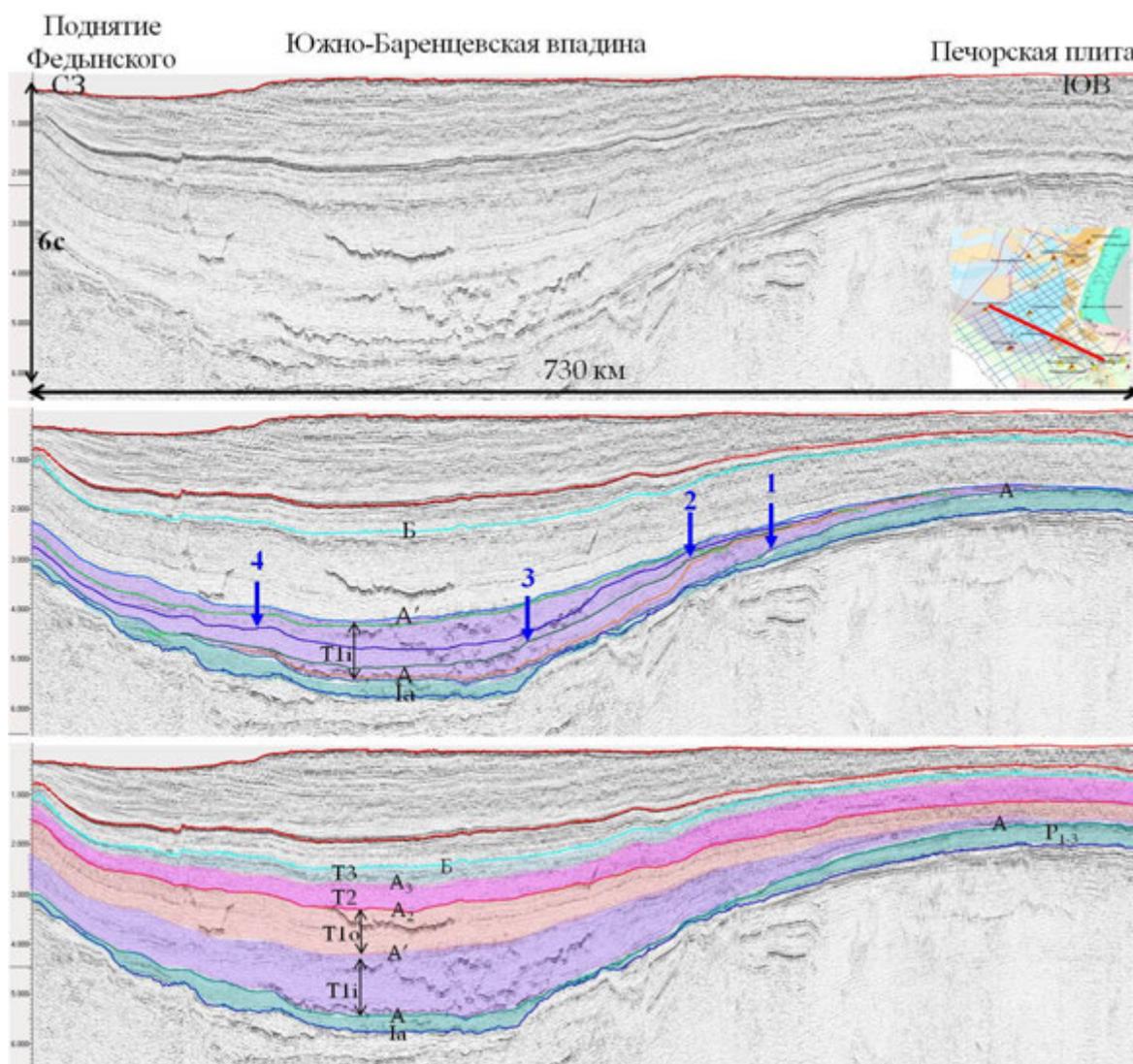


Рис. 24. Структура нижне-верхнепермского и триасового ССК. Отражающие горизонты по кровле: Ia - пермских карбонатов, A - пермского ССК, A' - индского подкомплекса, A<sub>2</sub> - оленекского подкомплекса, A<sub>3</sub> - среднетриасового подкомплекса, B - верхнетриасового подкомплекса)

В акваториальной части Тимано-Печорской плиты и в Предновоземельском прогибе нижне-верхнепермский ССК представлен проградационным комплексом клиноформ - косослоистые оси синфазности отражающих границ формируют несогласие типа подошвенного прилегания с ОГ Ia под пологим углом. При этом отмечается два направления проградации - с юго-востока на северо-запад (с Уральского орогена) и с востока на запад (с Новой Земли и Карской плиты) (рис. 23, 24, 25в).

Мощность ССК меняется от 800-1000 м в акватории Печорского моря и 2-2,5 км в Предновоземельском прогибе до 0,5-1 км в Южно-Баренцевской впадине. Мощность сокращается на Кольской моноклинали до 200-300 м и Адмиралтейском валу до 100-200 м, а также в западном и северо-западном направлении - 300-500 м. На норвежском шельфе, согласно литературным данным, она иногда сокращается до 130-200 м.

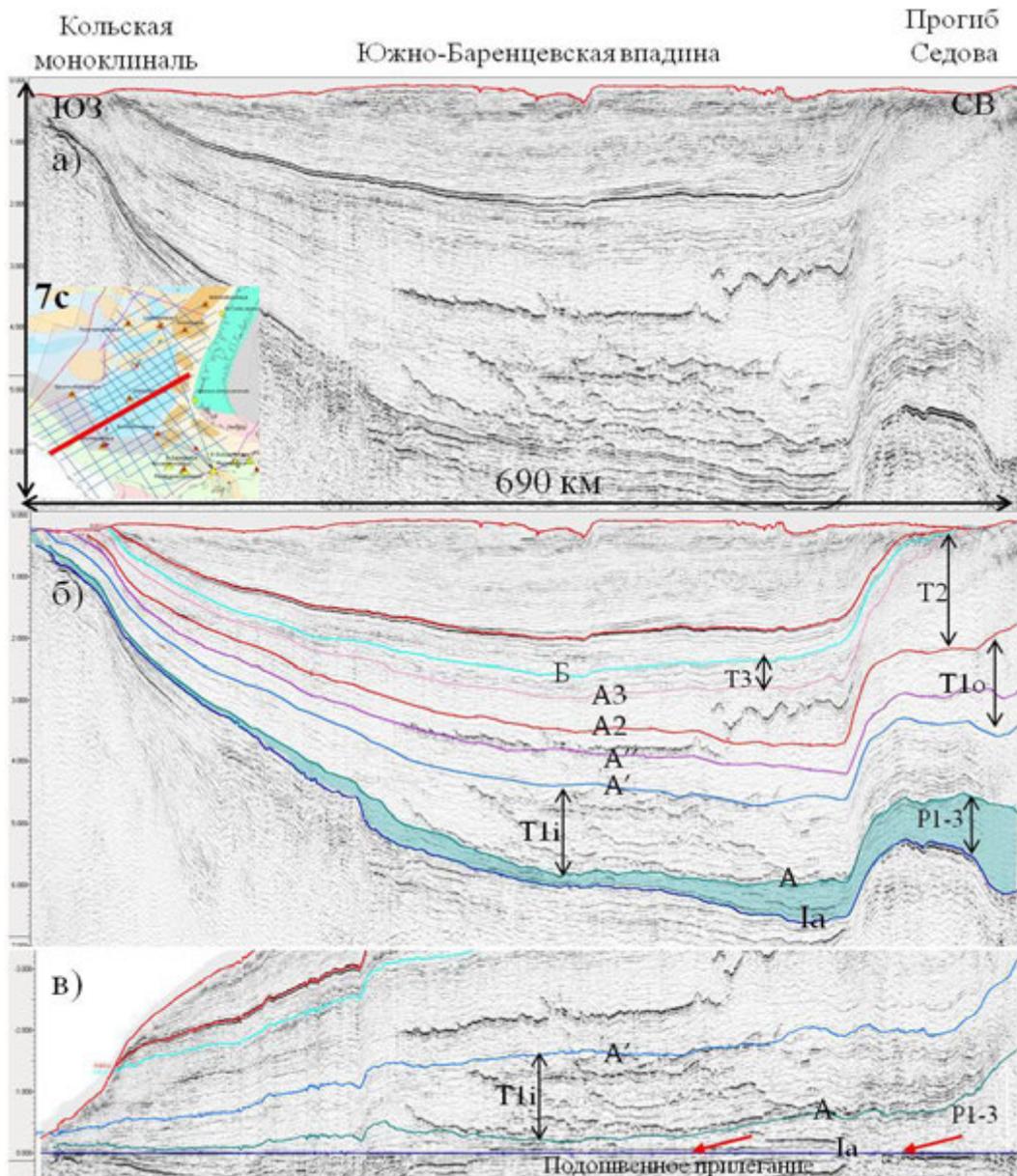


Рис. 25. Строение ниже-верхнепермского и триасового ССК. Подписи ОГ на рис. 24.  
 а) профиль без интерпретации, б) профиль с интерпретацией, в) профиль, выровненный  
 на кровлю пермских карбонатов

Внутреннее строение ниже-верхнепермского ССК обусловлено историей развития региона в перми. С позднебашкирского по раннесакмарский век Баренцевоморский бассейн находился в зоне теплого аридного климата (Stemmerik et al., 1999), что способствовало формированию карбонатной платформы на большей его части с биогермными палеоплизиновыми постройками в бортовых зонах и на поднятиях (рис. 27). Исключением являлись погруженные Южно-Баренцевской впадина и Новоземельский бассейн, где в глубоководно-шельфовых условиях карбонатные фации замещались на терригенные. Начало формирования ниже-верхнепермского терригенного комплекса

соответствует резкому похолоданию климата и подъему относительного уровня моря в конце сакмарского – начале артинского веков, что соотносится с кривой Вейла (рис. 26).

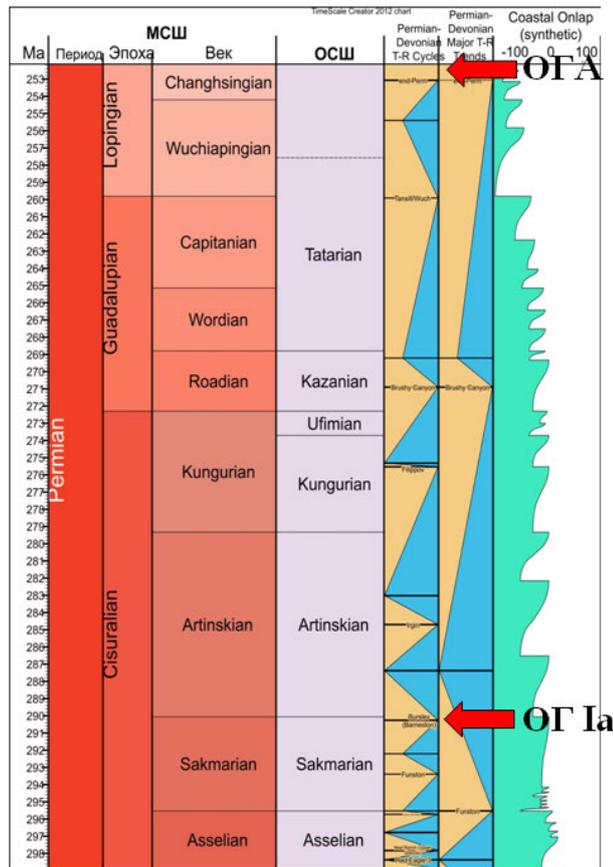


Рис. 26. Кривая изменения относительного уровня моря для пермского периода и соответствующие ей трансгрессивно-регрессивные циклы (Ogg, 2012)

В западной части БМШ трансгрессия привела к затоплению карбонатной платформы и смене карбонатного осадконакопления на терригенно-кремнистое. Вплоть до раннекунгурского века преобладающими отложениями стали холодноводные мшанковые карбонаты, также иногда образующие постройки высотой до 600 м (Stemmerik et al., 1999). Позднекунгурско-казанские трансгрессивные отложения в западной части Баренцева моря представлены брахиоподовыми известняками фациальной зоны внутреннего шельфа, мшанковыми известняками внешнего шельфа и спиккулитовыми кремнисто-глинистыми породами в более глубоководных бассейновых фациях (формация Рое) (рис. 28). Кремнистые известняки, глины и алевролиты преобладают в верхнепермских казанско-татарских отложениях (формация Оррет). Мощность средне-верхнепермских формации норвежского шельфа составляет всего лишь 135-180 м на моноклинали Финнмарк, 226 м в скв. 7226/11. Максимальные мощности наблюдаются на склонах поднятия Лоппа. (509-591 м) и в бассейне Хаммерфест (752-901 м).

В восточной части БМШ начиная с артинского века стало преобладать терригенное осадконакопление, окончательно установившееся в кунгуре. Поступление осадочного

материала с юго-востока происходило в результате начавшейся эрозии Уральского складчатого сооружения, что хорошо видно на сейсмических данных (рис. 23, 24).

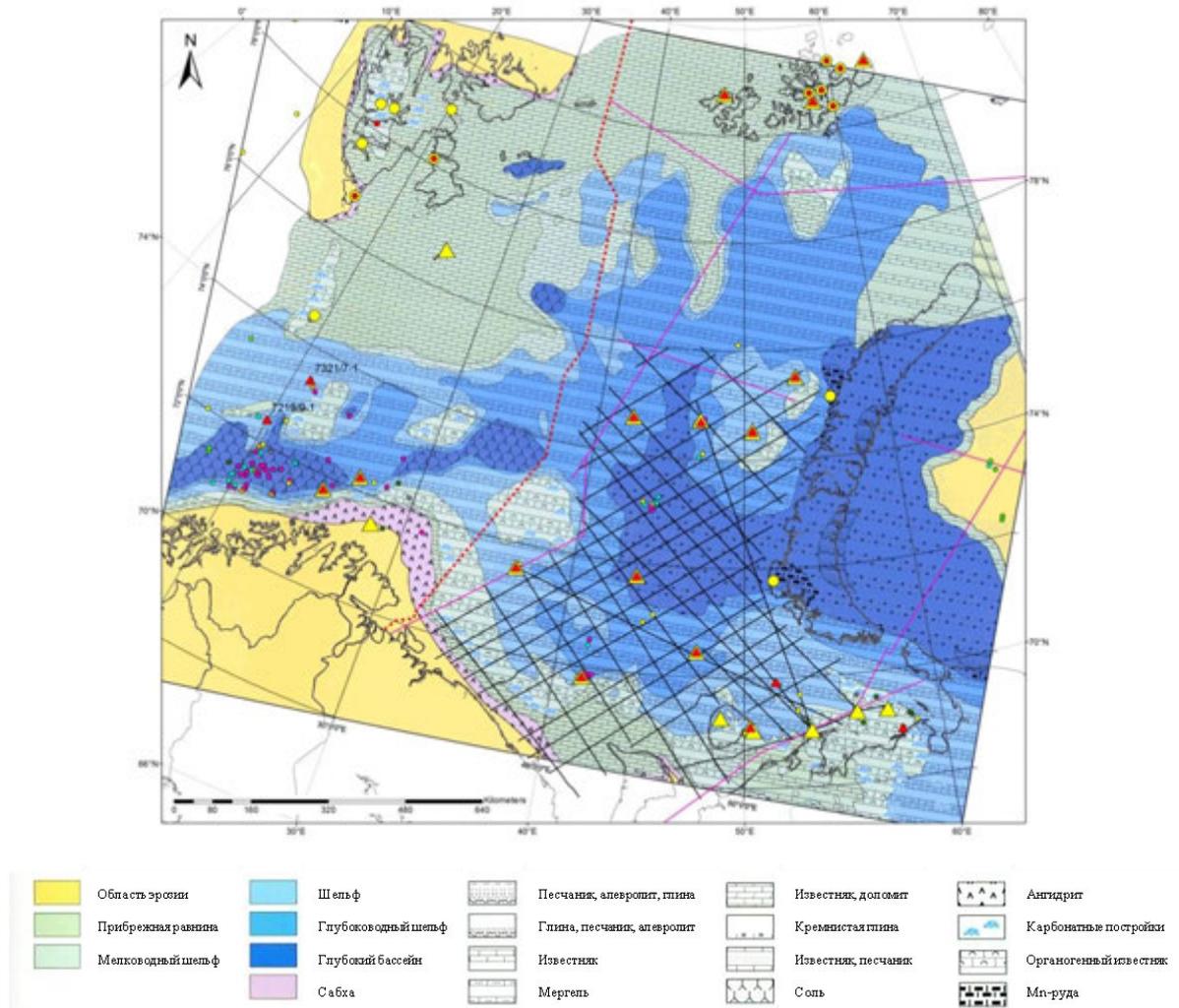


Рис. 27. Палеогеографическая карта ассельского века (*Geological history, 2009*)

Согласно скважинным данным в акватории Печорского моря и на о. Колгуев (рис. 29), мощности артинско-татарских терригенных отложений достигают 475-790 м. В скважинах Приразломная и Варандей-море средне-верхнепермские отложения отсутствуют, а артинско-кунгурские аргиллиты имеют мощность около 75-86 м. На о-ве Колгуев кунгурско-верхнепермские терригенные отложения достигают мощности 800 м. С юго-востока на северо-запад в направлении Южно-Баренцевской впадины мощность, согласно сейсмическим данным, уменьшается (рис. 23).

По каротажным характеристикам в разрезе терригенных артинско-верхнепермских отложений можно выделить до 5 секвенций 3-го порядка (продолжительность накопления ~3.4 млн. лет), что соотносится с кривой изменения уровня моря (рис. 26). Мощности секвенций от 100 до 300 м. Каждая секвенция начинается с маломощной трансгрессивной пачки, представленной сероцветными глинистыми и глинисто-алевритовыми породами с морской фауной (рис. 29). В артинских отложениях временами встречаются линзы и

прослой карбонатов. Выше залегает толща переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, которая формируется в условиях высокого стояния моря. В ней увеличивается количество песчаных прослоев, уменьшается глинистость разреза (уменьшение значений ГК). Уфимско-казанская трансгрессия (рис. 26) маркируется в разрезе трансгрессивной глинистой пачкой. В казанско-татарское время возобновилась регрессия, появляются дельтовые фации, прослой угля (Баренцевская шельфовая плита, 1988). В скважинах на востоке Печорского моря (Северо-Гуляевская, Приразломная) верхние секвенции эродированы в ходе предтриасового размыва.

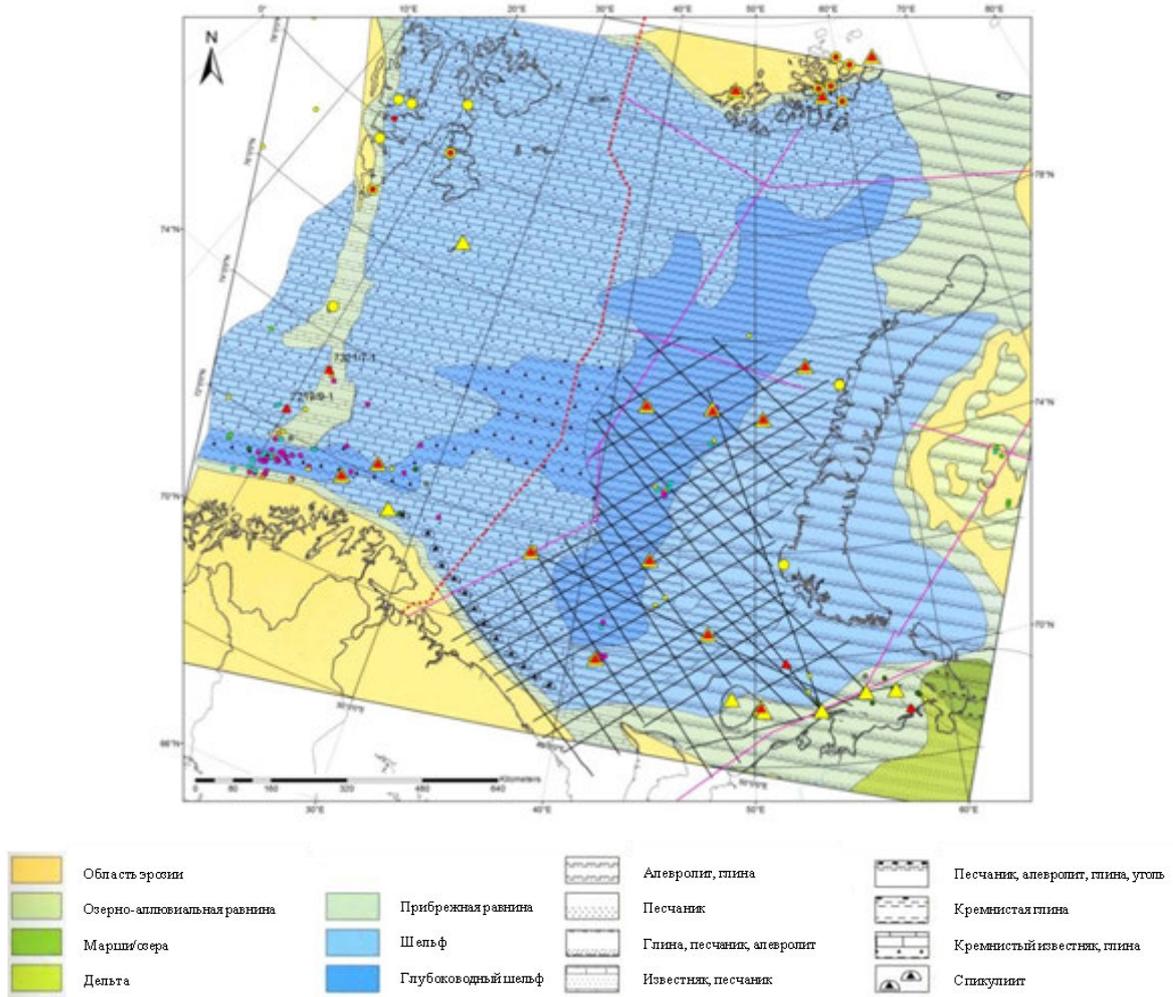


Рис. 28. Палеогеографическая карта вордского века (Geological history, 2009)

Карбонатное осадконакопление на Новой Земле завершилось раньше, чем на всем остальном шельфе Баренцева моря. На юго-западе архипелага верхнекаменноугольные карбонаты трансгрессивно перекрываются ассельско-кунгурскими морскими кремнисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми отложениями (рис. 5). На о. Вайгач на пачке артинских аргиллитов и песчаников залегают аргиллиты артинско-кунгурского возраста (Каленич и др., 2004), что также согласуется с артинско-кунгурским трансгрессивным разрезом скважин Печорского моря (рис. 29).

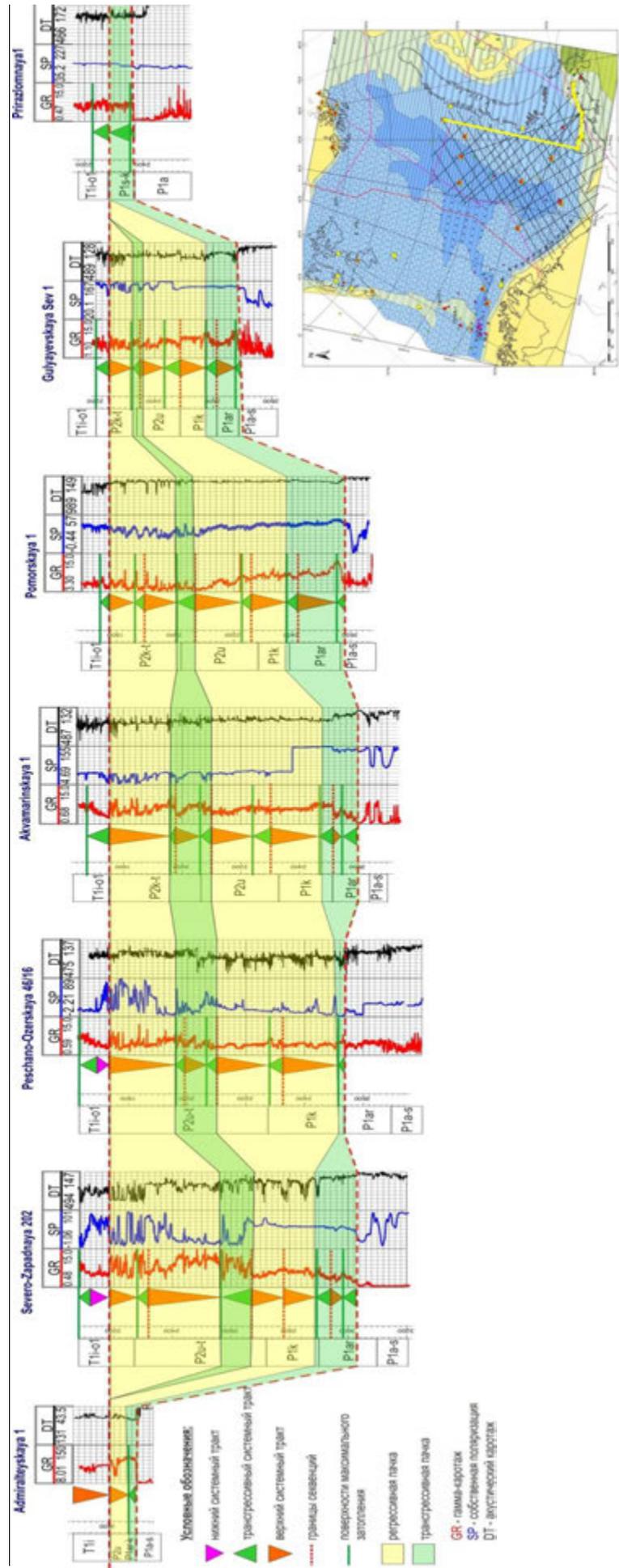


Рис. 29. Схема корреляции ниже-верхнепермских терригенных отложений по скважинам акватории Печорского моря, о-ва Колгуев и скв. Адмиралтейская-1

Присутствие мощных толщ нижнепермских турбидитов на севере Южного острова и на Карском побережье Северного острова (Каленич и др., 2004) подтверждает наличие глубоководного бассейна (рис. 27), в котором улавливались осадки, сносимые, по всей видимости, с Карской плиты. Уфимский ярус здесь также представлен отложениями дебритовых и иловых потоков, дистальными турбидитами мощностью от 500 до 2800 м. В казанско-татарское время происходит обмеление Новоземельского бассейна и заполнение сначала морскими алевро-глинистыми фациями (до 1400 м), а затем песчано-алевролитовыми мелководно-морскими отложениями с прослоями углей (до 850 м) (Каленич и др., 2004). Общая мощность средне-верхнепермских отложений на юго-западе архипелага достигает 2750 м, на западе и северо-западе - до 4400 м. На сейсмических профилях отмечается увеличение мощности пермского ССК в Предновоземельском прогибе, а наличие клиноформ, проградирующих в западном направлении, подтверждает наличие источника сноса на востоке (рис. 25).

Адмиралтейский вал, по всей видимости, оставался приподнятым. Мощность нижне-верхнепермского ССК в его направлении уменьшается, а его вскрытая в скв. Адмиралтейская-1 мощность составляет всего 89 м (Устрицкий, 2013). Здесь можно выделить нижнюю трансгрессивную пачку артинско-кунгурского возраста, представленную переслаиванием аргиллитов, алевролитов, кремнисто-углеродисто-глинистых пиритизированных пород с фауной аммонитов. Она перекрывается регрессивной пачкой переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Таким образом, с артинского века началось постепенное проградационное заполнение Южно-Баренцевской впадины и Предновоземельского прогиба осадками, сносившимися с юго-востока и востока. На конец поздней перми пришелся перерыв в осадконакоплении. На Кольской моноклинали и в Печорской синеклизе верхнепермские отложения частично срезаны в результате предтриасовой эрозии.

#### 4.4. ТРИАСОВЫЙ КОМПЛЕКС

Триасовый ССК представляет собой мощную толщу осадков (до 8-9 км в Южно-Баренцевской впадине и до 10,5-12 км в центральной части Предновоземельского прогиба). На шельфе к западу от Новой Земли, на Адмиралтейском валу и на Кольской моноклинали выходы триасовых пород закартированы на поверхности (рис. 2). Значительные мощности комплекса здесь срезаны послетриасовыми эрозиями.

Триасовый ССК ограничен в подошве верхнепермским эрозионным несогласием (ОГ А), а верхняя его граница (ОГ Б) соответствует рэтскому несогласию (рис. 30). Последнее четко выделяется по срезанию верхне-среднетриасовых отложений в бортовых частях бассейна, и хорошо видно в Предновоземельской зоне и районе п-ва Канин.

Триасовый комплекс отложений на изучаемой территории формировался в обширном эпиконтинентальном бассейне в мелководно-морских, прибрежных и дельтовых условиях при постоянной компенсации прогибания Южно- и Северо-Баренцевских впадин и Предновоземельского прогиба большими объемами поступающего осадочного материала. Колебания относительного уровня моря играли существенную роль в формировании триасового комплекса отложений. Для бассейна в это время характерны быстрые и обширные трансгрессии моря, и следующее за ними проградационное заполнение аккомодационного пространства. Береговая линия при этом могла перемещаться на сотни километров. Поверхности максимального затопления в данном случае служат хорошо прослеживаемыми региональными маркерами, выделяемыми как на каротаже, так и на сейсмических разрезах. Отложениям трансгрессивных трактов в скважинах соответствуют глинистые пакки. Внутритриасовые отражающие горизонты  $A'$ ,  $A_2$  и  $A_3$  (рис. 31) соответствуют границам секвенций, выделенных в скважинах, формирование которых обусловлено падением уровня моря. Они позволяют разделить триасовый ССК на 4 подкомплекса: индский и оленекский (нижний триас), средне- и верхнетриасовый.

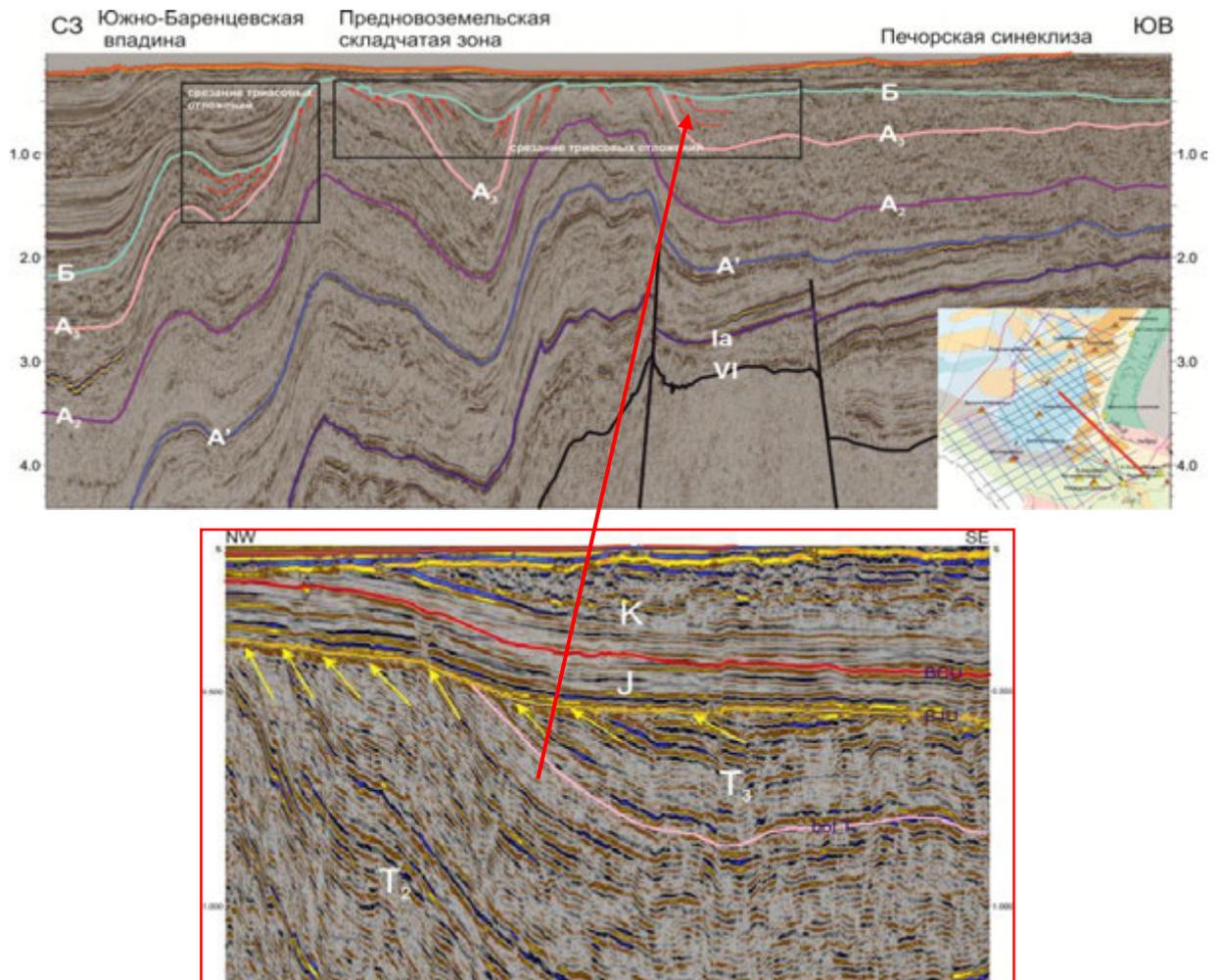


Рис. 30. Рэтское эрозионное несогласие в кровле триасового ССК

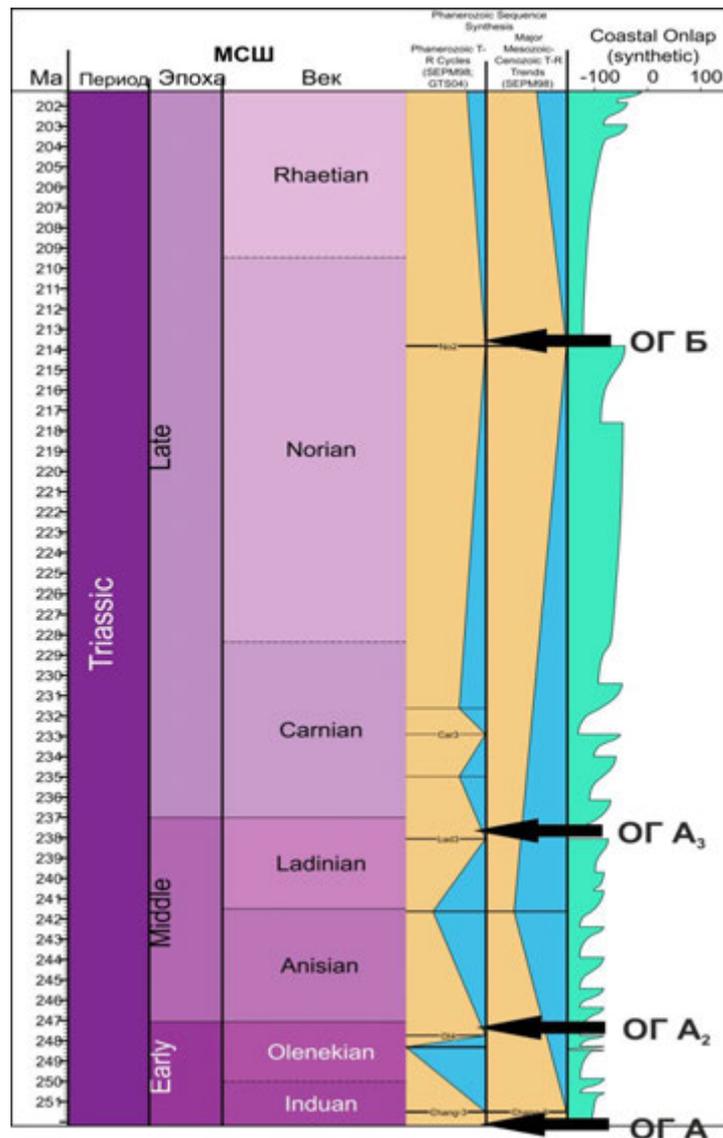


Рис. 31. Кривая изменения относительного уровня моря для триасового периода и соответствующие ей трансгрессивно-регрессивные циклы (Ogg, 2012)

Характерной чертой триасового ССК является наличие ярких, высокоамплитудных отражающих горизонтов, соответствующих интрузиям. Большинство из них не согласуется по форме со структурным планом (рис. 32), и лишь некоторые из них простираются согласно другим осям синфазности. Интрузии в триасовых отложениях очень четко выделяются и прослеживаются, они вскрыты в скв. Лудловская. Установлен их преимущественно базальтовый состав и то, что внедрение происходило в позднеюрское (159 млн. лет) и раннемеловое время (139-131 млн. лет) (Шипилов, 2007, Шипилов, Карякин, 2009). Большинство интрузивных тел приурочено к центральной части Южно-Баренцевской впадины и находится в нижне- и среднетриасовых отложениях (рис. 32). Причем, интрузии в индском подкомплексе часто подчеркивают его клиноформное строение, распространяясь вдоль поверхностей напластования (рис. 33).

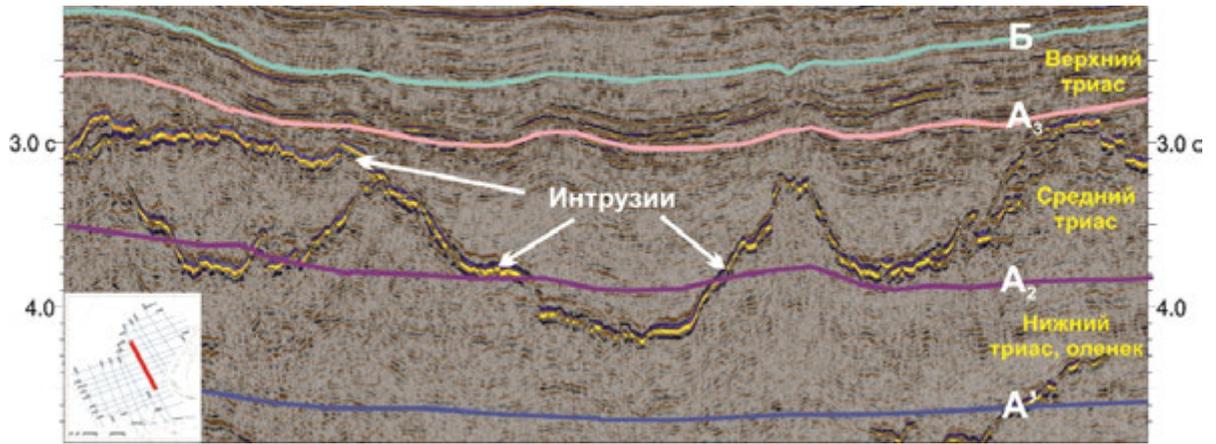


Рис. 32. Интрузии - характерная черта триасового ССК

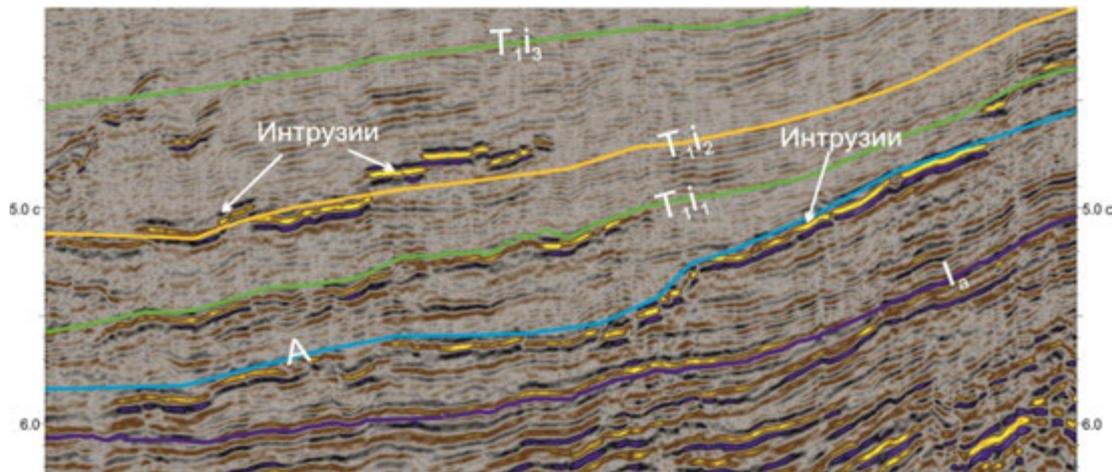


Рис. 33. Интрузии, подчеркивающие строение пермских и триасовых клиноформ

**Индский подкомплекс** имеет выраженное клиноформенное строение. Быстрый подъем уровня моря в начале индского века привел к тому, что отложения первого трансгрессивного тракта практически не выражены на сейсмических разрезах. Раннеиндская поверхность максимального затопления приурочена к яркому высокоамплитудному отражению сразу над ОГ А. На протяжении индского века происходило проградационное клиноформенное заполнение бассейна. Судя по направлению проградации, осадки поступали с Урала и Карской плиты (рис. 24, 34). Можно выделить, по меньшей мере, пять клиноформенных комплексов (рис. 35), соответствующих верхним системным трактам и разделенных поверхностями максимального затопления. Каждый клиноформенный комплекс характеризуется ближе к юго-восточному и восточному бортам бассейна сигмовидным рисунком сейсмических отражений (рис. 36, 37) соответствующих агградационной и проградационной серии клиноформ, перекрывающей поверхность максимального затопления. Отчетливо видно подошвенное прилегание осей синфазности к поверхности максимального затопления (рис. 34, 36, 37).

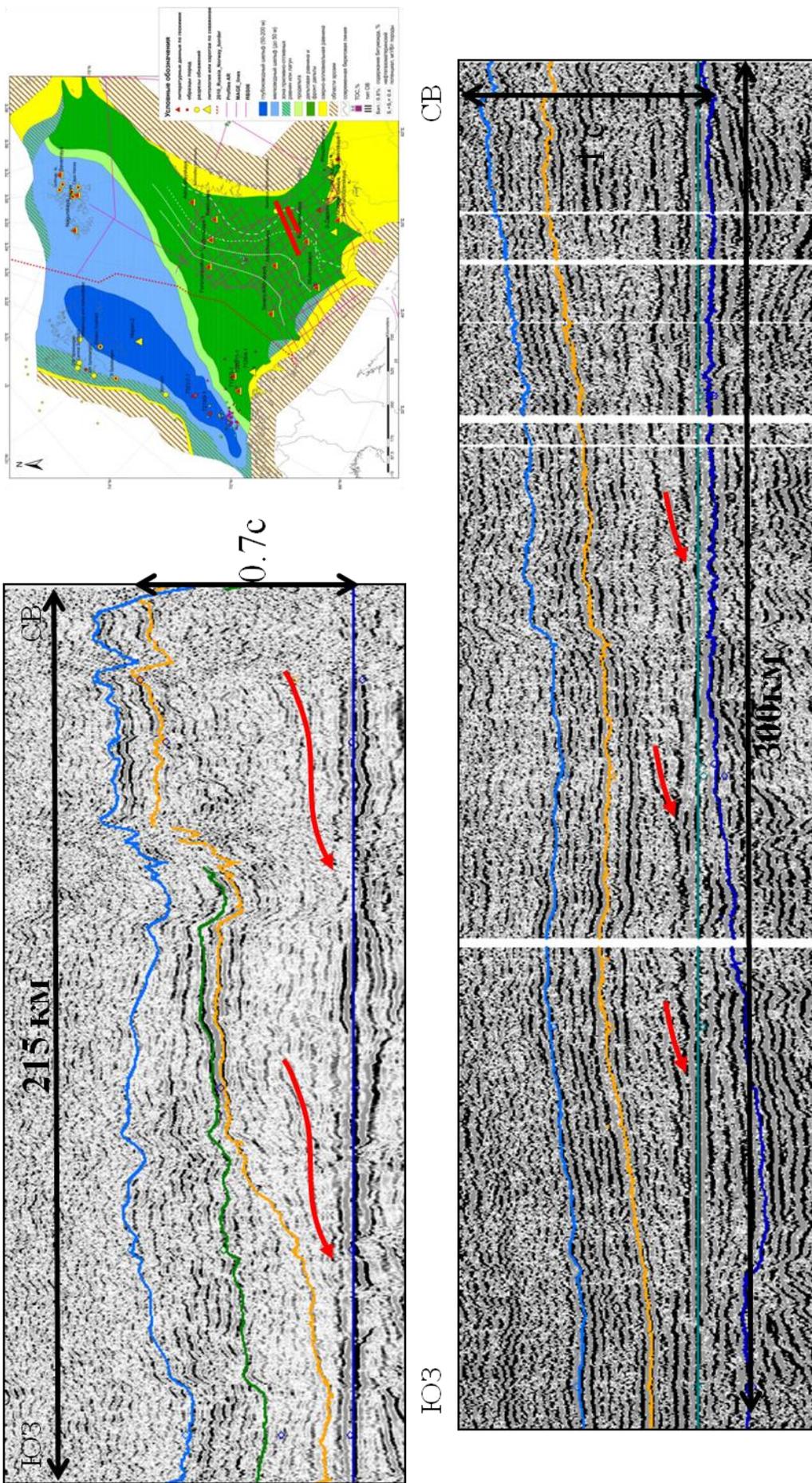


Рис.34. Индские клиноформные комплексы, проградирующие с Карской плиты

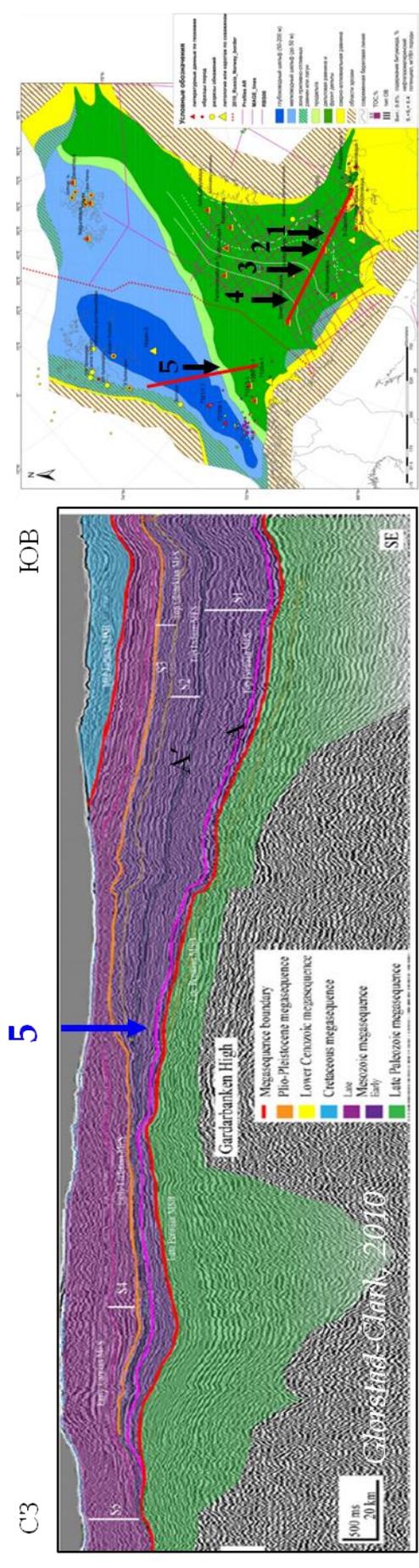
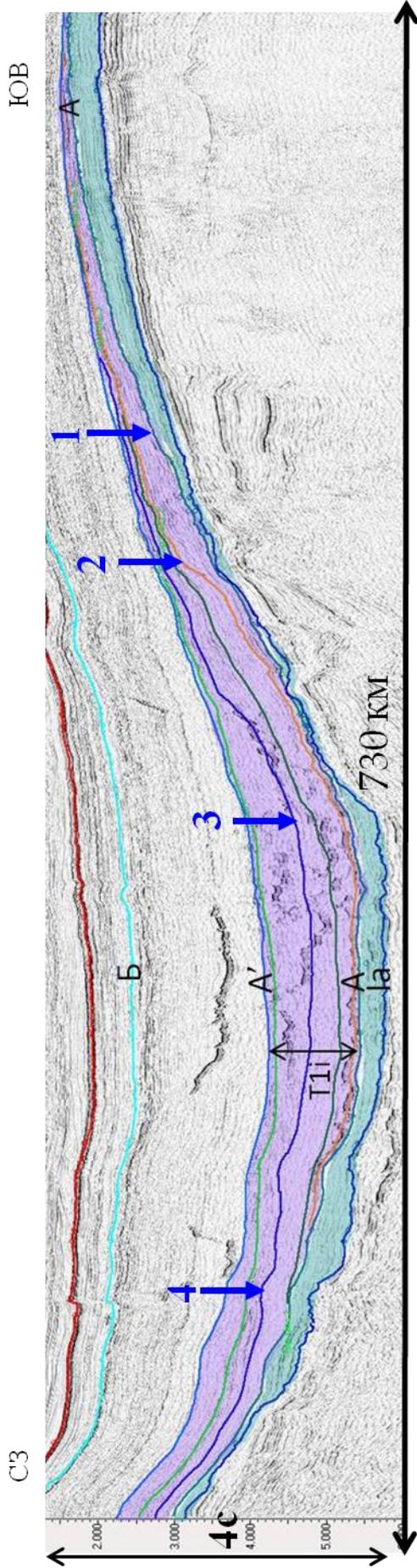


Рис. 35. Индские клиноформные комплексы (стрелочками и цифрами отмечена последовательная проградация дельтовой равнины)

СЗ

ЮВ

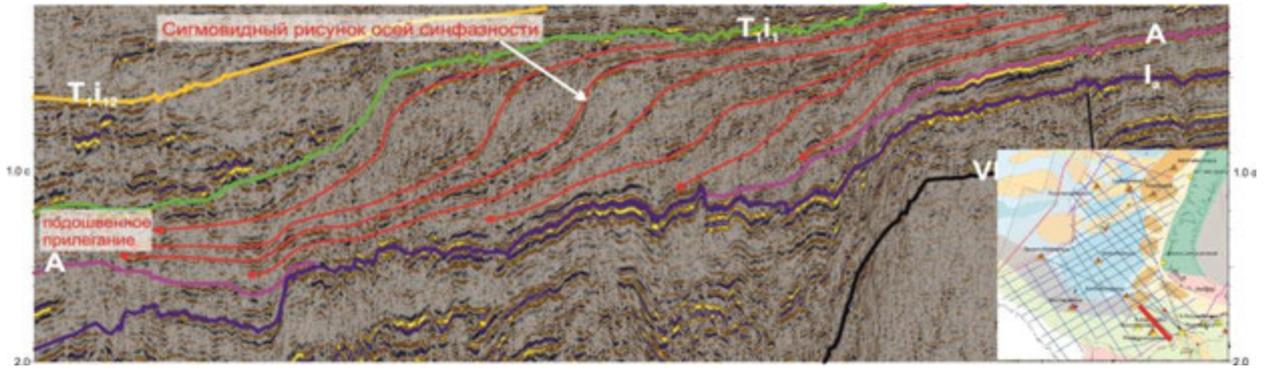


Рис. 36. Индские клиноформенные комплексы, проградирующие с ЮВ на СЗ

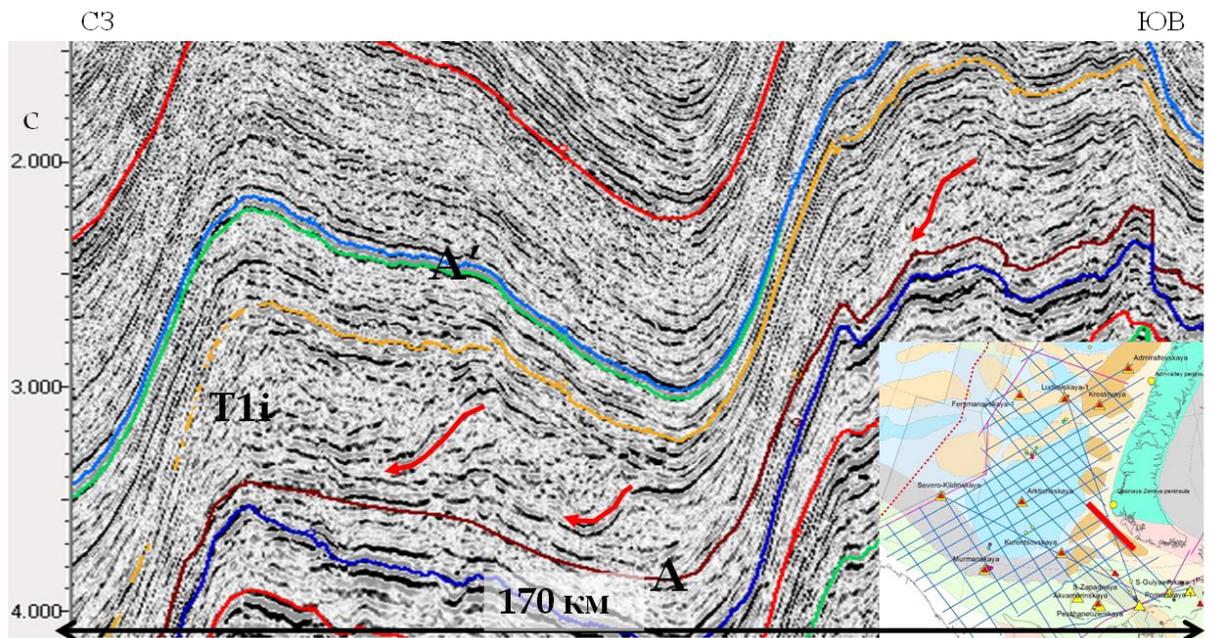


Рис. 37. Индские клиноформенные комплексы, проградирующие с ЮВ на СЗ через поднятия в Предновоземельской зоне

Стоит отметить, что такое строение клиноформенных комплексов наиболее четко прослеживается на юго-востоке и востоке изучаемой территории, ближе к источнику сноса. В направлении на запад и северо-запад в сторону норвежского шельфа индские клиноформенные комплексы уменьшаются в мощности, разрез становится более конденсированным, глинистым (рис. 35). Это отражается и на разрезах скважин - более глинистые разрезы в Северо-Кильдинской и Мурманской скважинах, и на норвежском шельфе. Перегиб клиноформ соответствует кромке обширной дельтовой и прибрежно-морской равнины и области перехода к мелководному и более глубоководному шельфу - зоне некомпенсированного осадконакопления с глубинами моря 200-500 м, судя по высоте клиноформ. На протяжении инда произошло значительное перемещения этой бровки в северо-западном направлении, и перегиб позднеиндских клиноформ картируется норвежскими учеными близ восточных склонов поднятий Лоппа и Гардербанкен (рис. 35).

Мощности индского комплекса отложений по сейсмическим данным достигают 3,6-4 км в центральной части Южно-Баренцевской впадины и Предновоземельского прогиба, уменьшаются до 1,7-2 км на запад к Центрально-Баренцевским поднятиям и на Адмиралтейском валу, до 2,5 км к Северо-Печорскому поднятию, до 700-400 м на Кольской моноклинали и Печорской плите (рис. 39).

*Оленекский подкомплекс* характеризуется наличием высокочастотных и средне- до высокоамплитудных отражений, образующих бугристый клиноформенный рисунок – неравномерно расположенные прерывистые субпараллельные фрагменты отражений, для которых характерно нерегулярное, бессистемное прекращение прослеживания отражений и их расщепление, наличие мини-клиноформ, близких к пределу разрешающей способности сейсморазведки. Таким рисунком характеризуются отложения, накапливавшиеся на мелководье в условиях дельтовой равнины, прodelьты. В центральной части Южно-Баренцевской впадины рефлекторы имеют более низкочастотные и низкоамплитудные характеристики, но образуют сходный рисунок, характеризующийся, правда, наличием большего количества субпараллельных отражений.

Два высокоамплитудных протяженных отражения ОГ А' - в подошве оленекского подкомплекса и ОГ А" - приблизительно на границе раннего и позднего оленека соответствуют границам секвенций в скважинах, перекрытых мощной пачкой трансгрессивных глинистых отложений. Они сформировались во время ранне- и позднеоленекской трансгрессий (рис. 24, 31, 38) и коррелируется в скважинах в Печорском море и на о. Колгуев, в Мурманской и Северо-Кильдинской скважинах, на Адмиралтейском поднятии, на норвежском шельфе (рис 40).

Мощность оленекского подкомплекса увеличивается к центру Южно-Баренцевской впадины (2,2-2,4 км) и Предновоземельской зоне (2,6-3 км). На Адмиралтейском поднятии накопилась толща мощностью до 1600-1800 м, т.е. он был не выражен в рельефе как поднятие. Мощности подкомплекса сокращаются в западном направлении (1,8-1,4 км), на Кольской моноклинали (400-800 м), в северной части Печорской синеклизы (600-1000 м).

В скважинах в Печорском море и на о.Колгуев индско-нижеоленекская часть разреза мощностью 260-500 м представлена преимущественно континентальными фациями - красноцветными глинами, бурыми алевролитами, косослоистыми зеленовато-серыми песчаниками с остатками наземных рептилий и рыб, комплексами спор (Окнова, 1992). В нижней части разреза в скв. Песчаноозерская и Северо-Западная встречаются прослойки песчаников 20-40 м с гравийно-галечным материалом, которые можно отнести к нижнему системному тракту, они характеризуются пониженными значениями ГК.

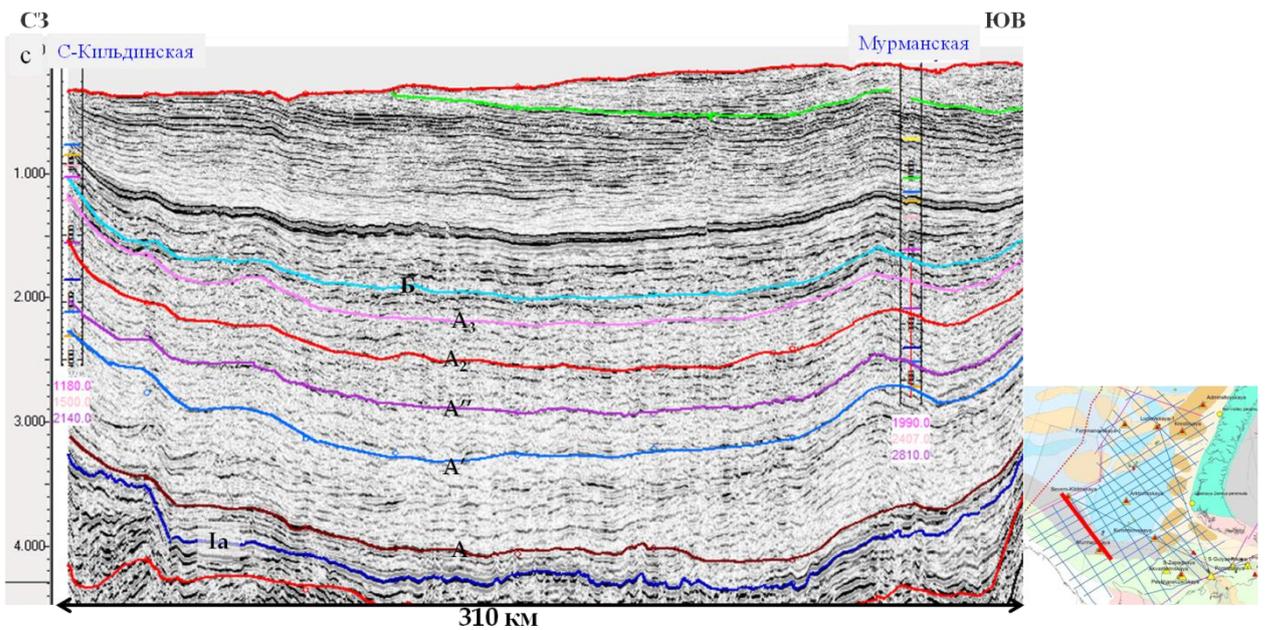
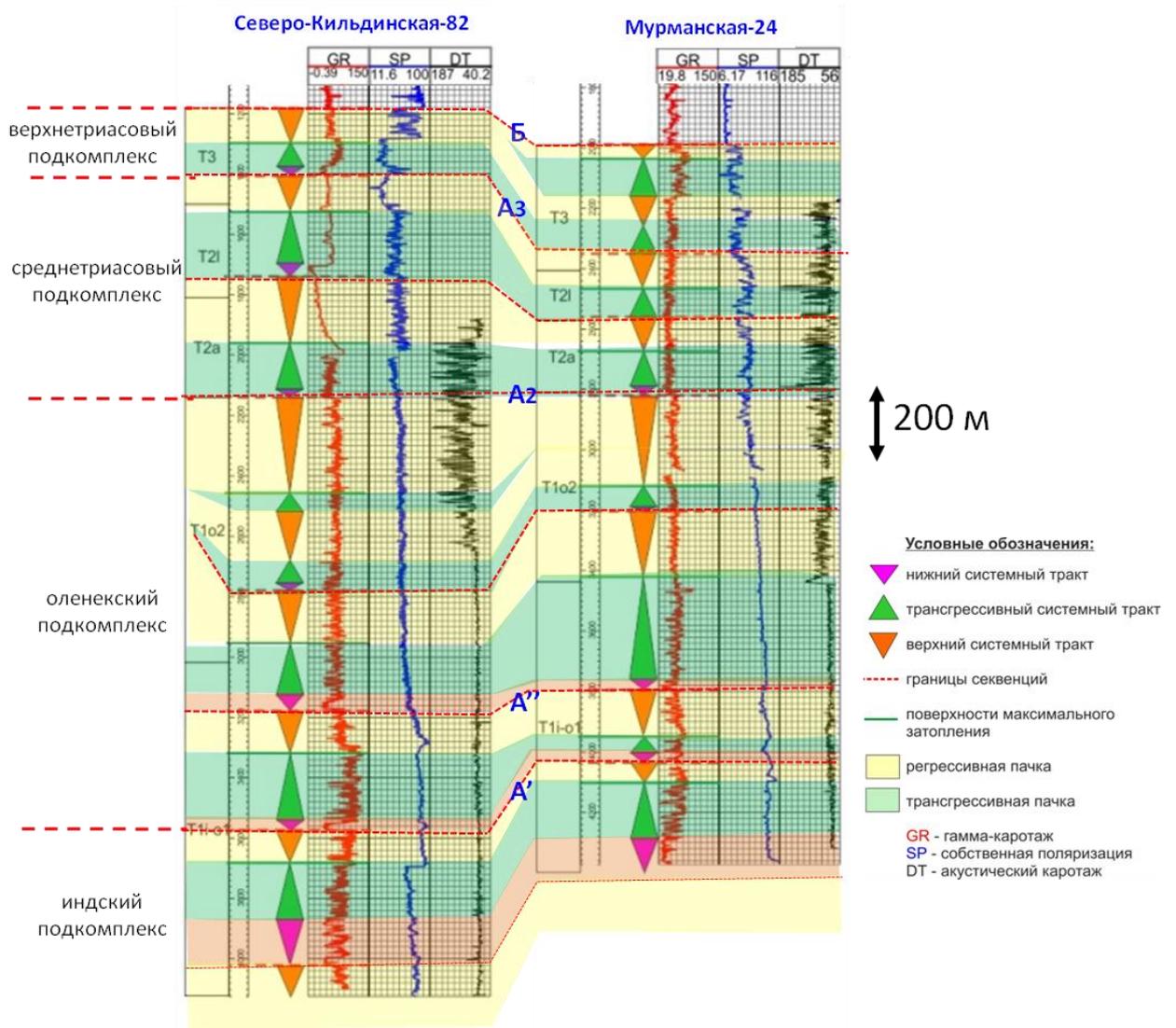


Рис. 38. Корреляция триасовых секвенций в скв. Северо-Кильдинская и Мурманская и основные отражающие горизонты

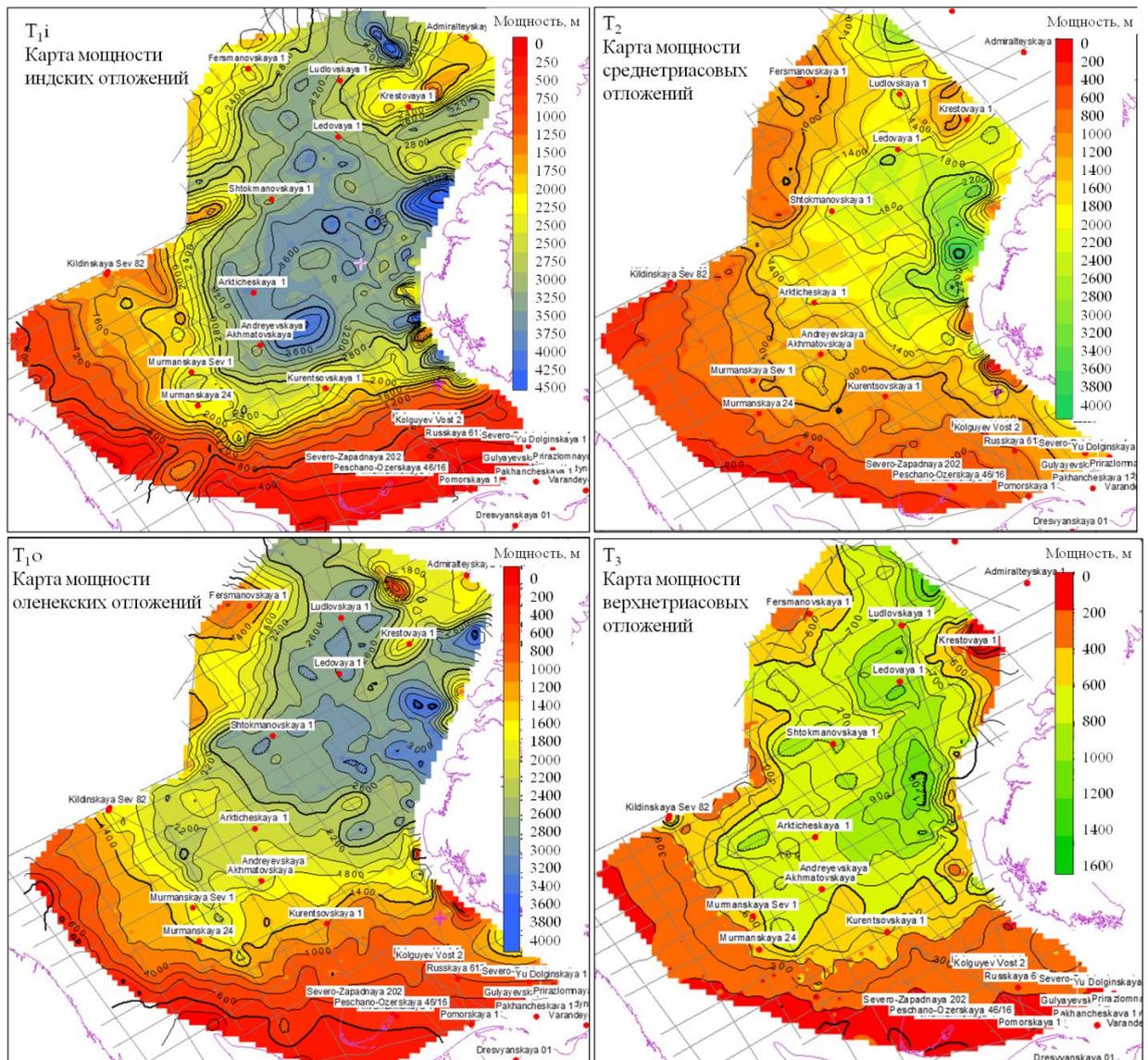
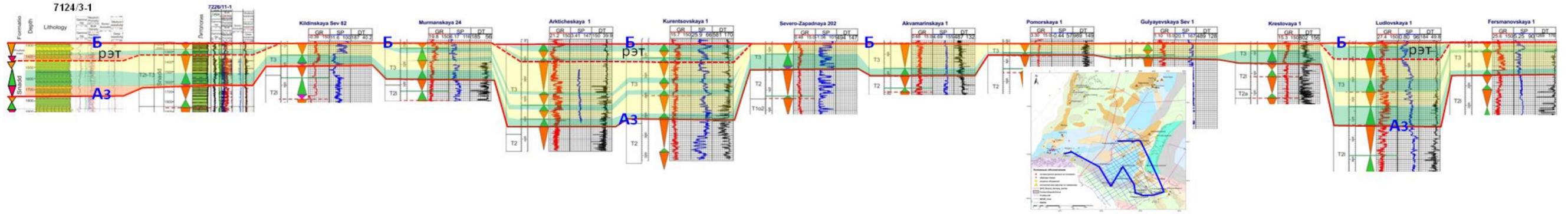


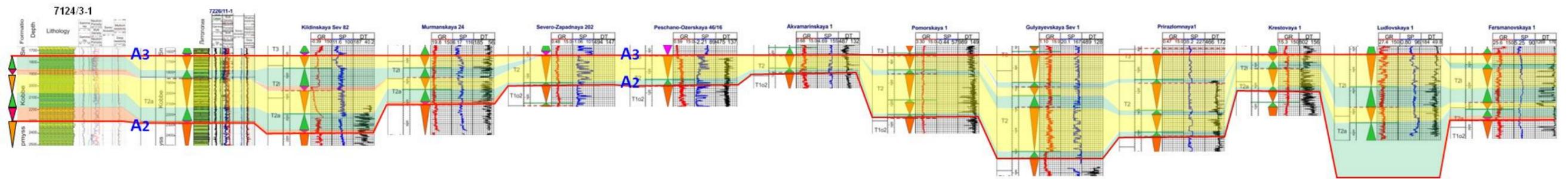
Рис. 39. Карты изопакит индских, оленекских, средне- и верхнетриасовых отложений

Выше залегает трансгрессивная пачка темно-серых глин. В других скважинах Печорского моря она перекрывает поверхность пермско-триасового несогласия. По данным каротажа выделяется 1-2 секвенции и преимущественно регрессивный характер разреза. Отложения трансгрессивного тракта 2-й секвенции в скв. Приразломная, Северо-Гуляевская, Поморская, вероятно, связаны с раннеоленекской трансгрессией. Верхнеоленекские отложения в этой части региона выделяются в объеме одной секвенции. В нижней ее части выделяется маломощные глинистые отложения, накопление которых связано с обширной верхнеоленекской трансгрессией (Рис. 31). В целом, эта часть бассейна представляла собой область транзита осадков.

Верхний триас



Средний триас



Нижний триас

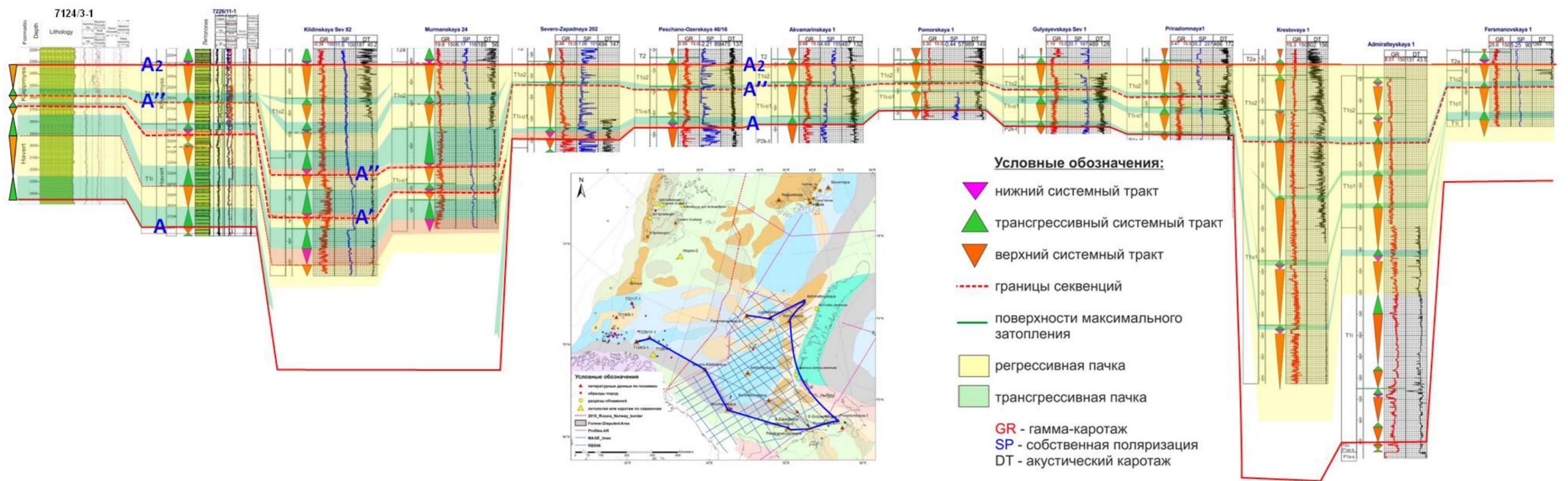


Рис. 40. Корреляция ниже-, средне и верхнетриасовых отложений по скважинам

Основным депоцентром осадконакопления являлась Южно-Баренцевская впадина и центральная часть Предновоземельского прогиба (рис. 39). Скв. Северо-Кильдинская и Мурманская в юго-западном борту впадины характеризуются мощным разрезом нижнетриасовых отложений (1600-2300 м), причем подошва индского яруса не вскрыта. Выделенные секвенции характеризуются мощностями до 600-800 м и выраженными трансгрессивными системными трактами. Верхнеиндская секвенция (под ОГ А') коррелируется с верхней секвенцией формации Хаверт в скв. 7124/3-1 и 7226/11-1 (рис. 40). Таким образом, в конце индского века часть осадочного материала, огибая поднятие Федынского, поступала и на норвежский шельф. Мощности достигают 800-1250 м, отложения представлены серыми и темно-серыми глинами с маломощными прослоями песчаников.

Мощность нижеоленекской секвенции составляет 400-800 м в Мурманской и Северо-Кильдинской скважинах. Она уменьшается до 250-100 м на норвежском шельфе (нижняя часть формации Клаппмыс), где развиты мелководно-морские и морские фации (Lithostratigraphic lexicon, 1999), формирующие конденсированный глинистый разрез. На границе раннего и позднего оленека в результате обширной морской трансгрессии накопилась мощная глинисто-алевритовая толща. В позднем оленеке произошло заполнение образовавшегося на шельфе аккомодационного пространства отложениями верхних системных трактов. Падение уровня моря на границе нижнего и среднего триаса выразилось в формировании границы секвенций, хорошо прослеживающейся от Печорского моря на норвежский шельф.

Мощная толща нижнетриасовых отложений (до 3,5 км) в скв. Адмиралтейская и Крестовая свидетельствует о том, что Адмиралтейский вал был втянут в погружение. Характерна агградация индских секвенций, и проградация - оленекских. Скопления раковин двустворок и пелиципод в индских отложениях (Устрицкий, 2013) приурочены к маломощным трансгрессивным пачкам. Верхнеиндская и оленекская часть разреза содержит больше алевро-песчаных пород с растительным детритом, спорами, пылью.

На основании рассмотренных сейсмических и скважинных данных была построена палеогеографическая схема Баренцевоморского шельфа для *раннетриасовой эпохи* (рис. 41). Основными источниками сноса обломочного материала являлись Уральский ороген и Карская плита, а дополнительными - Тиманский кряж на юго-востоке и Балтийский щит на юге (Geological history, 2009). Море раскрывалось на север, а на западе достигало берегов Гренландии. Нижнетриасовые отложения в Южно-Баренцевской впадине и Предновоземельском прогибе характеризуются максимальными мощностями и высокими скоростями седиментации, в среднем 1500 м/млн лет.

В пределах Печорской синеклизы и Печорского моря господствовали условия озерно-аллювиальной равнины, отложения которой вскрыты скважинами. По этой равнине шла транспортировка обломочного материала от Уральских гор в Южно-Баренцевскую впадину. Второй источник сноса - Карская плита - устанавливается по восточно-западному направлению проградации индских клиноформ с Новой Земли, а также по большим мощностям нижнего триаса в Предновоземельском прогибе, у современного пролива Маточкин Шар (рис. 39). Транспортировка осадков с Карской плиты осуществлялась реками по системе грабен и каньонов. При этом могли размываться нижележащие пермские турбидитовые отложения, а также более древние породы. Так могла сформироваться мощная толща индских глинисто-алевролитовых пород в скв. Адмиралтейская.

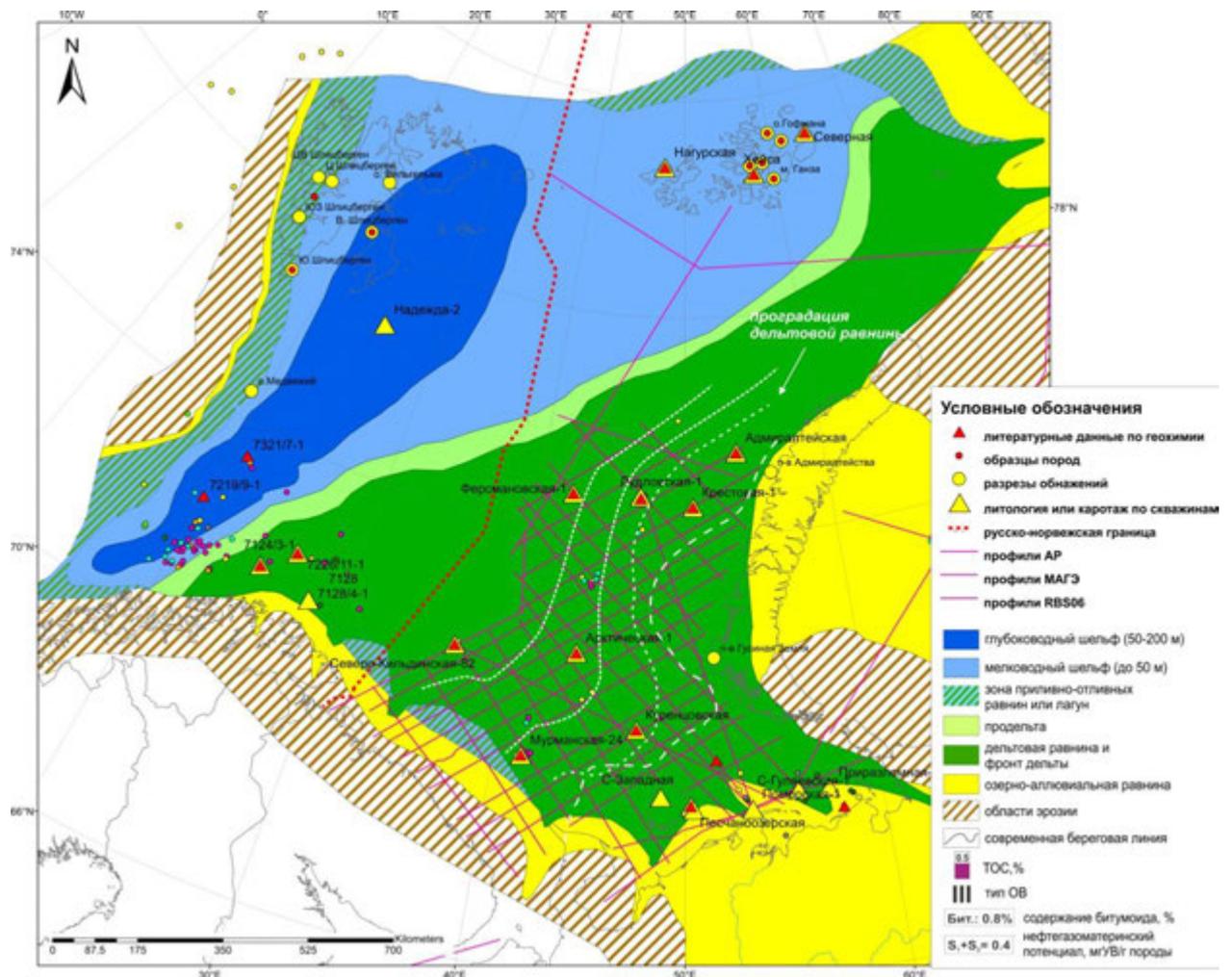
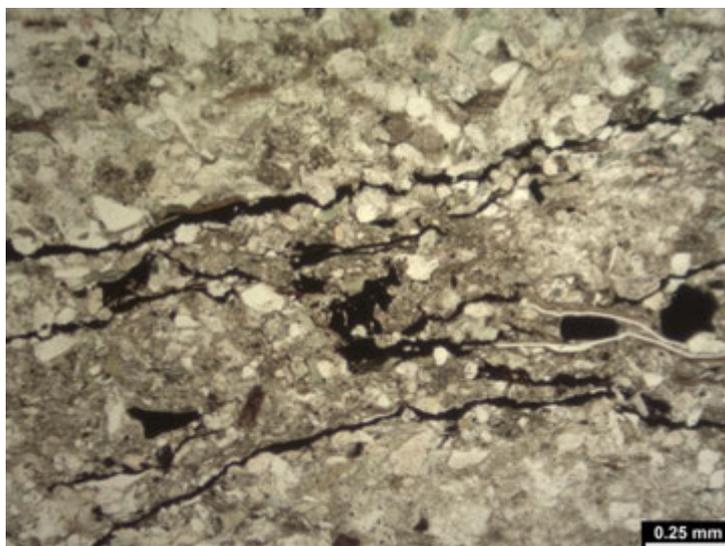


Рис. 41. Палеогеографическая карта БМШ для раннетриасовой эпохи

В течение инда с юго-востока и востока на запад и северо-запад сформировалась обширная дельтовая равнина. Осадочный материал сносился в сторону областей компенсированного прогибания - Южно- и Северо-Баренцевскую впадины. Были закартированы перегибы клиноформ индских секвенций, отражающих проградацию

дельтовой равнины (белые пунктирные линии на рис 41). Наиболее западная граница дельтовой равнины, сформировавшаяся во время максимальной регрессии, картируется по сейсмическим данным норвежскими учеными (Glorstad-Clark, 2011). Отложения дельтовой равнины и фронта дельты вскрыты в Песчаноозерской и Колгуевской скважинах. Они представлены косослоистыми яркоокрашенными красноцветными аргиллитами, коричневатыми алевролитами, полимиктовыми зеленоватыми песчаниками. Н.С. Окновой (1992) описаны отложения межрусловых кос или баров, представленные более крупнозернистыми, хорошо отсортированными разностями с высоким коллекторским потенциалом. Отложения бедны фауной, встречаются остатки рыб.

О проградации дельтовой равнины в нижнем триасе можно судить по наличию линз и слойков углистого материала в полимиктовых песчаниках оленекского яруса в скв. Ферсмановская (рис. 42).



*Рис. 42. Глинистый песчаник с углистыми линзами. Сква. Ферсмановская-1, 2919,2 м, Т<sub>10</sub>*

К этой фациальной зоне относят также разрезы южного острова Новой Земли (рис. 43) - в породах многочисленны споры, пыльца и остатки высшей растительности. Встречаются прослой карбонатов, линзы углей.

Приливно-отливные равнины и лагуны были распространены вдоль южного (моноклинали Кольская и Финмарк), западного борта бассейна, и к северу от Земли Франца Иосифа (рис. 41). Отложения этой лито-фациальной зоны изучены по скважинам 7128/4-1 (моноклинали Финмарк), обнажениям в западной и юго-западной частях арх. Шпицберген (рис. 44) (Lithostratigraphic lexicon, 1999). Пестро- и сероцветные породы представлены чередованием алевролитов, глин и песчаников. Для разрезов Шпицбергена характерны прослой известняков с брахиоподами, доломитов, конкреции сидерита, карбонатный цемент в алевролитах.

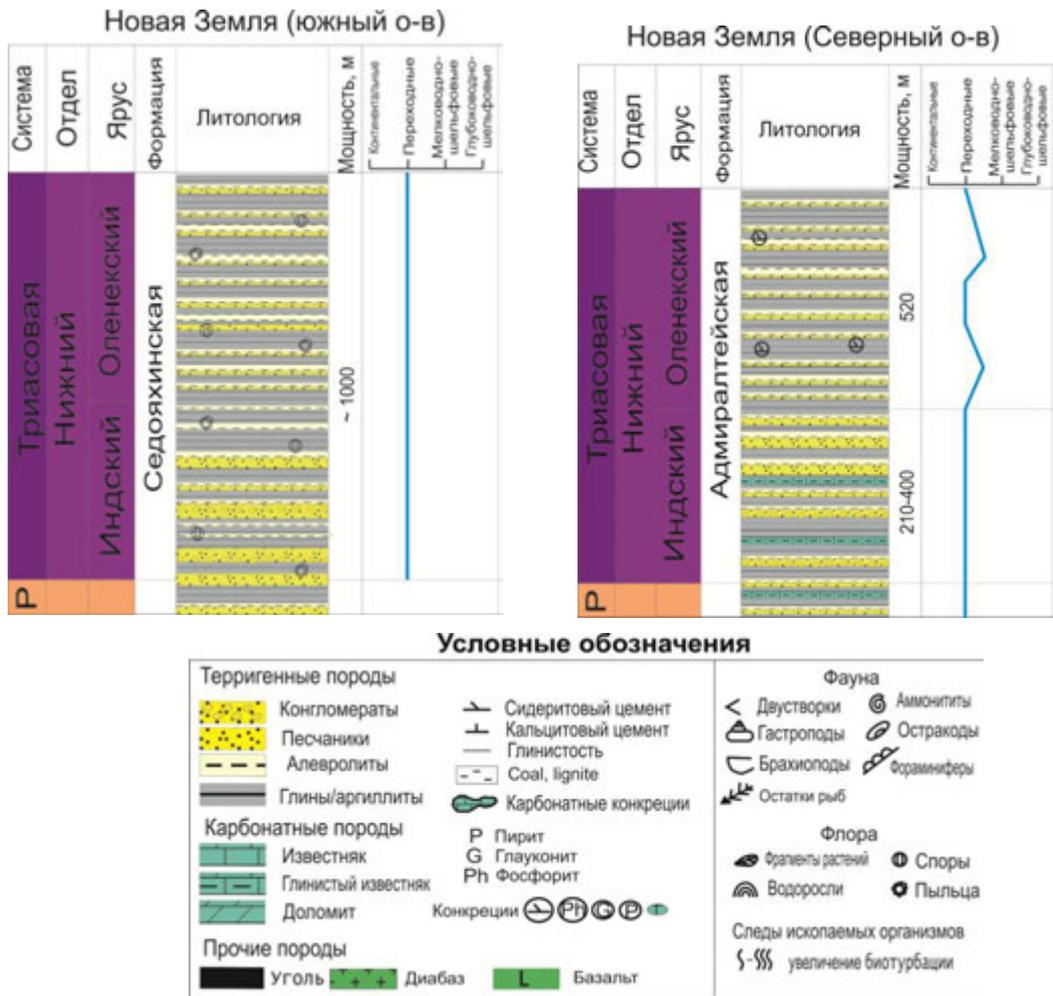


Рис. 43. Разрезы нижнего триаса в обнажениях на Новой Земле (по Каленич и др., 2004)

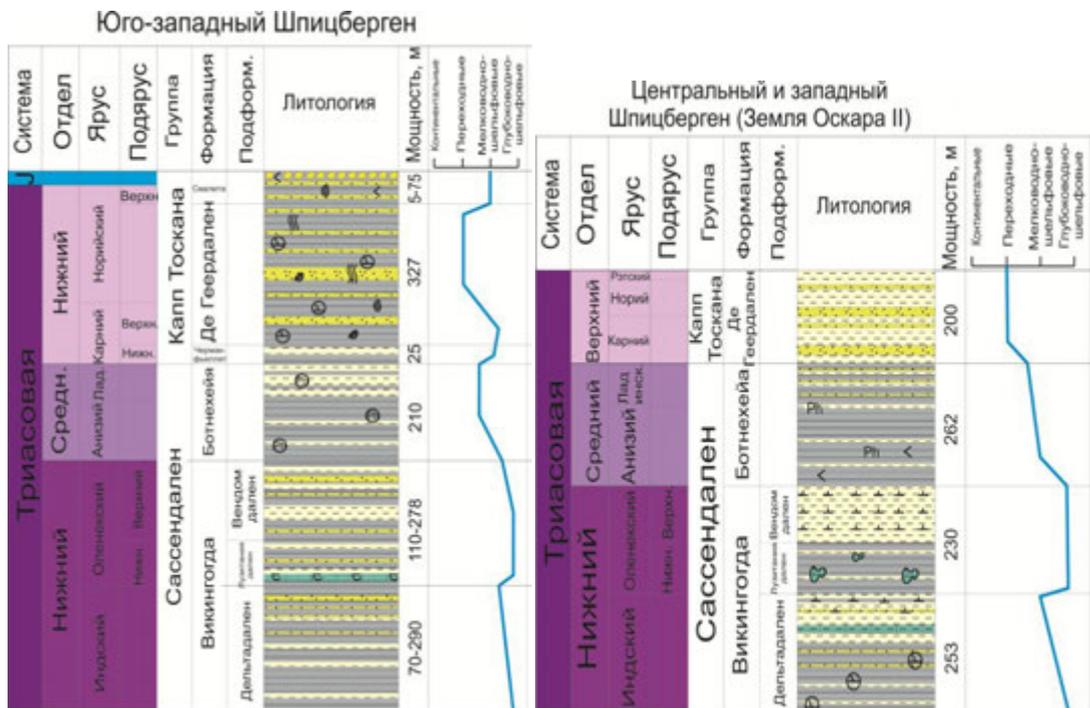


Рис. 44. Разрезы триаса в обнажениях юго-западного, западного и центрального Шпицбергена (по Lithostratigraphic lexicon, 1999), условные обозначения на рис. 43

На большей части акватории Баренцева моря господствовали условия мелководного шельфа (рис. 41). По мере проградации индских и оленекских клиноформенных комплексов, область мелководного шельфа смещалась на запад и северо-запад. Отложения этой фациальной зоны описаны по обнажениям в центральной и северо-восточной частях Шпицбергена (о-в Вильгельма), на о. Медвежий (Пчелина, 1965, 1972) (рис. 44, 45) и в скважине Нагурская на Земле Франца Иосифа (рис. 9) и на норвежском шельфе. На Шпицбергене отложения этой лито-фациальной зоны представлены в нижней части чередованием зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Последние характеризуются наличием знаков ряби, косой или параллельной слоистостью. В верхней части разреза (оленекский ярус) преобладают глины с одиночными прослоями известняков и доломитов, септариевыми и карбонатными конкрециями. По разрезу встречается фауна амmonoидей и двустворок. Нижнетриасовые отложения, вскрытые Нагурской скважиной, представлены темными глинами, часто тонкослоистыми, с тончайшими слойками светлых алевролитов, иногда с прослоями глинисто-известковистых илов. В верхах разреза присутствуют редкие маломощные прослои сильнослюдистых полимиктовых песков. Здесь, в мелководно-морском бассейне, обитали рыбы, редкие пелециподы и фораминиферы.

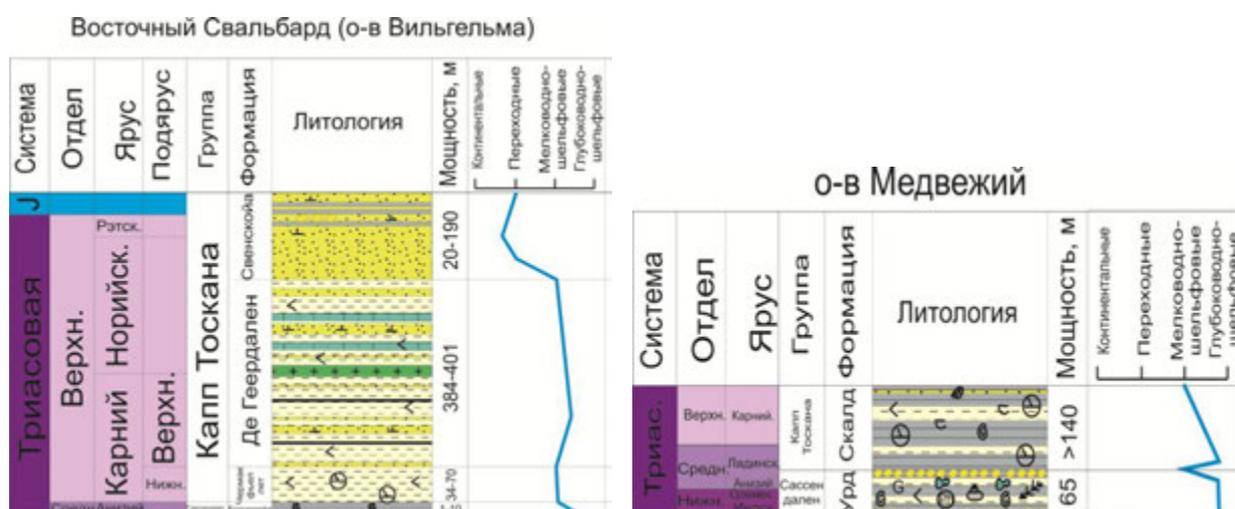


Рис. 45. Разрезы триаса в обнажениях северо-восточного Шпицбергена (о-в Вильгельма) и о-ва Медвежий (по Lithostratigraphic lexicon, 1999), условные обозначения на рис. 43

В западной части Баренцева моря в нижнем триасе существовала область развития глубоководного шельфа (рис. 41), протягивающаяся с северо-востока на юго-запад. В ее пределах развит конденсированный разрез темно-серых и черных глинистых и глинисто-алевролитовых пород. В обнажениях на о-вах Баренца и Эдж (восточная часть Свальбарда) присутствуют прослои глинистых известняков, фосфоритовые конкреции (что говорит о восстановительных обстановках в осадке), фауна рыб и амmonoидей (рис. 9). В скважине на о-ве Надежды маломощные нижнетриасовые отложения представлены алевролитами с

конкрециями пирита и карбонатным цементом (рис. 46). Норвежские исследователи выделяют зону распространения глубокого шельфа по границе, где заканчивается подошвенное прилегание нижнетриасовых клиноформ. Эта область некомпенсированного осадконакопления образовалась, вероятно, в результате общего прогибания бассейна и в условиях относительной удаленности источников сноса терригенного материала.

*Среднетриасовый подкомплекс* характеризуется наличием более высокочастотных и высокоамплитудных отражений в бортовых частях Южно-Баренцевской впадины, чем в центральной ее части. Нижняя его граница - ОГ  $A_2$  - приурочен поверхности максимальной регрессии, сформировавшейся во время падения относительного уровня моря на границе оленекского и анизийского веков (рис. 24, 25, 31). Его хорошая протяженность и прослеживаемость обусловлены наличием выше по разрезу выдержанной глинистой толщи, накопившейся в результате раннеанизийской трансгрессии. В этом подкомплексе отмечается присутствие других сравнительно высокоамплитудных протяженных отражающих горизонтов, некоторые из которых удается протянуть на значительные расстояния, до нескольких сотен километров. Эти отражения соответствуют также этапам повышения относительного уровня моря, и как следствие накопление более глинистых разностей отложений, например, в раннеладинское время (рис. 31, 40). Проградационные клиноформенные тела на российской части БМШ в среднем триасе не фиксируются (рис. 24, 25), но норвежские исследователи картируют дальнейшее продвижение дельтовой равнины и миграцию перегиба клиноформ (рис. 47) на запад и северо-запад в периоды высокого стояния уровня моря и его падения (Glorstad-Clark, 2010). На юго-востоке бассейна возможно наличие дельтовых клиноформ, высотой первые десятки метров, но их невозможно выделить на региональных сейсмических профилях из-за недостаточной разрешающей способности сейсморазведки.

По сейсмическим данным мощность среднетриасового подкомплекса достигает 1,2-1,6 км в Южно-Баренцевской впадине и до 1,6-3,8 км в центральной части Предновоземельского прогиба (Кармакульский синклиорий) (рис. 39, 48). Уменьшение мощностей на запад к поднятиям Ферсмана и Федынского до 600-1000 м свидетельствует о том, что они были приподняты в среднем триасе, представляли собой зону транзита осадков или даже отмели. Также активировался рост Адмиралтейского поднятия, на склонах которого мощности среднего триаса сокращаются до 1,2-0,8 км. На самом Адмиралтейском валу и поднятиях в пределах Предновоземельского прогиба отложения среднего триаса были значительно эродированы во время посттриасового подъема.

Мощности сокращаются до 400-600 м на Печорской плите и до 200-400 м на Кольской моноклинали.

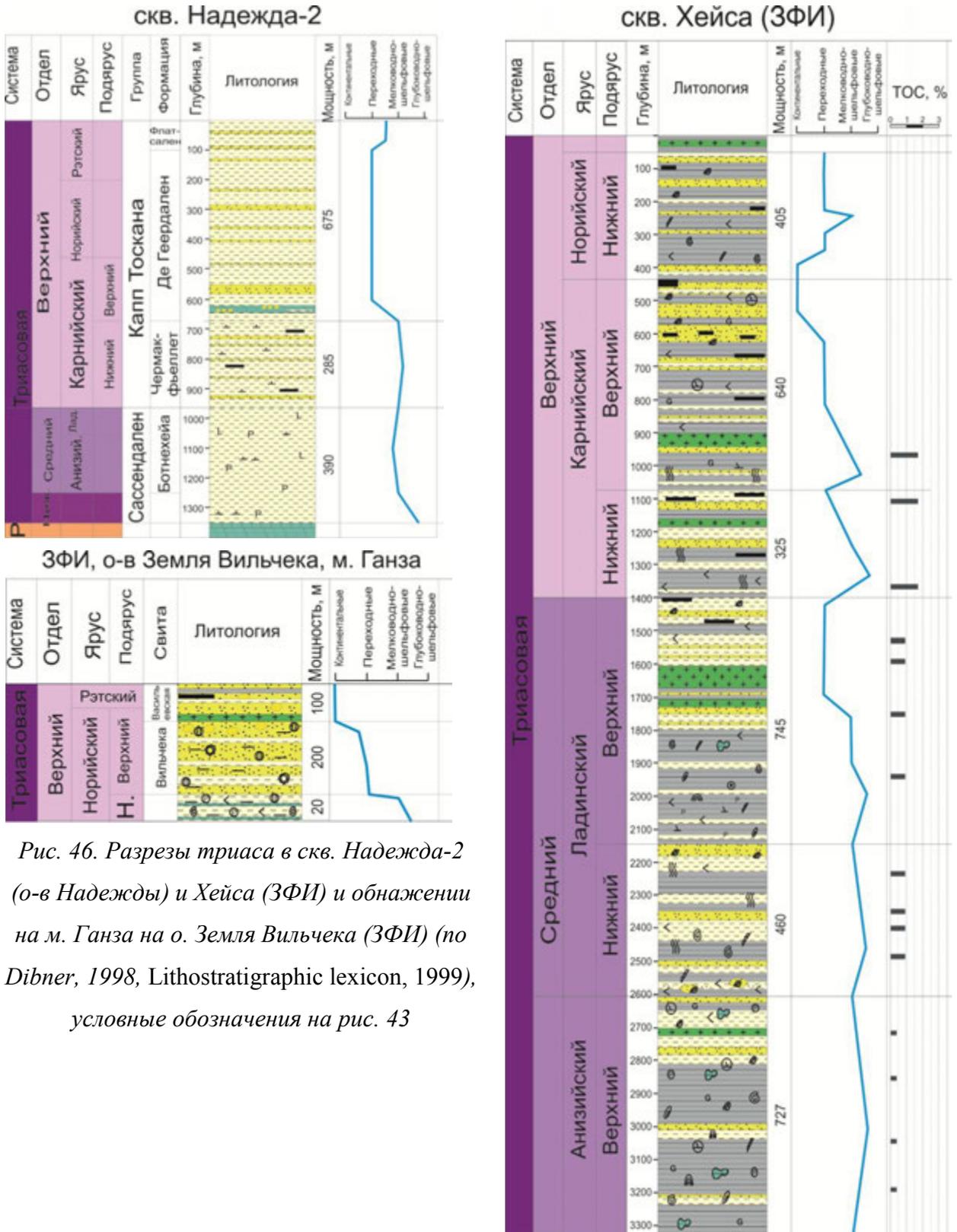


Рис. 46. Разрезы триаса в скв. Надежда-2 (о-в Надежды) и Хейса (ЗФИ) и обнажении на м. Ганза на о. Земля Вильчека (ЗФИ) (по Dibner, 1998, Lithostratigraphic lexicon, 1999), условные обозначения на рис. 43

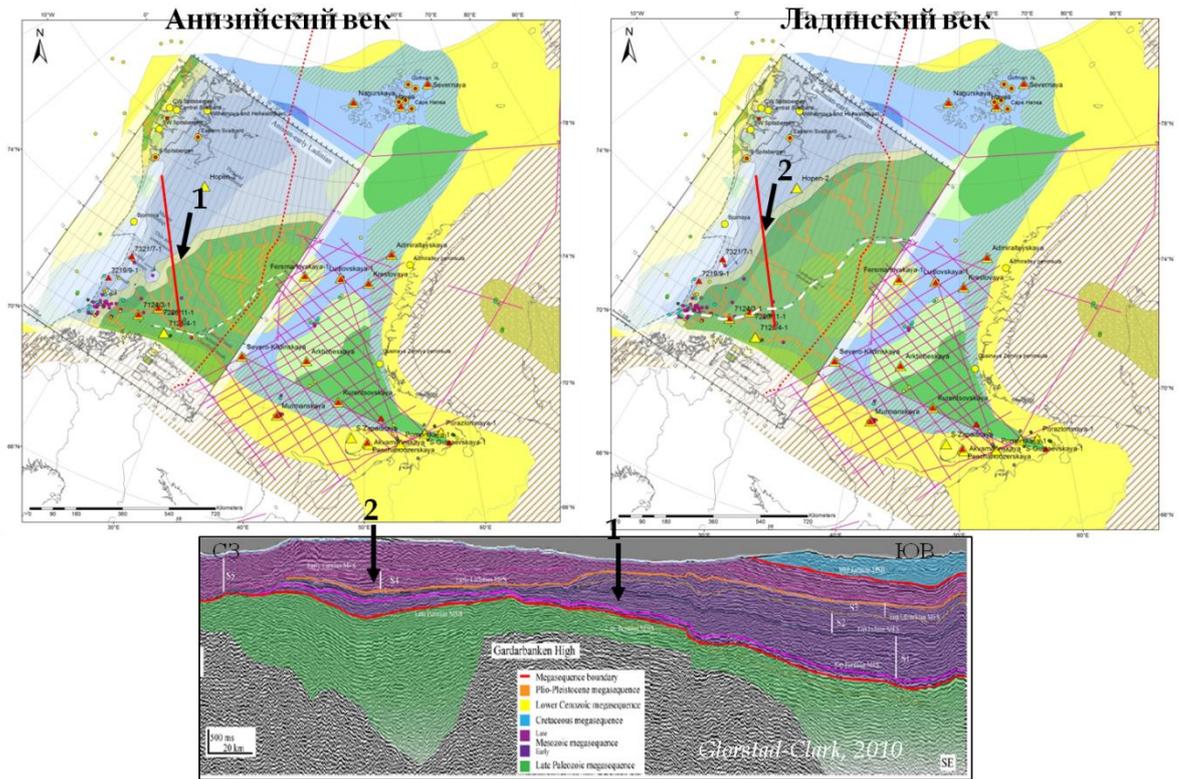


Рис. 47. Палеогеографические карты на периоды максимальной регрессии в анизийском и ладинском веках и проградация дельтовой равнины, показанная стрелочками и цифрами (по Glorstad-Clark, 2010). Условные обозначения на рис. 50

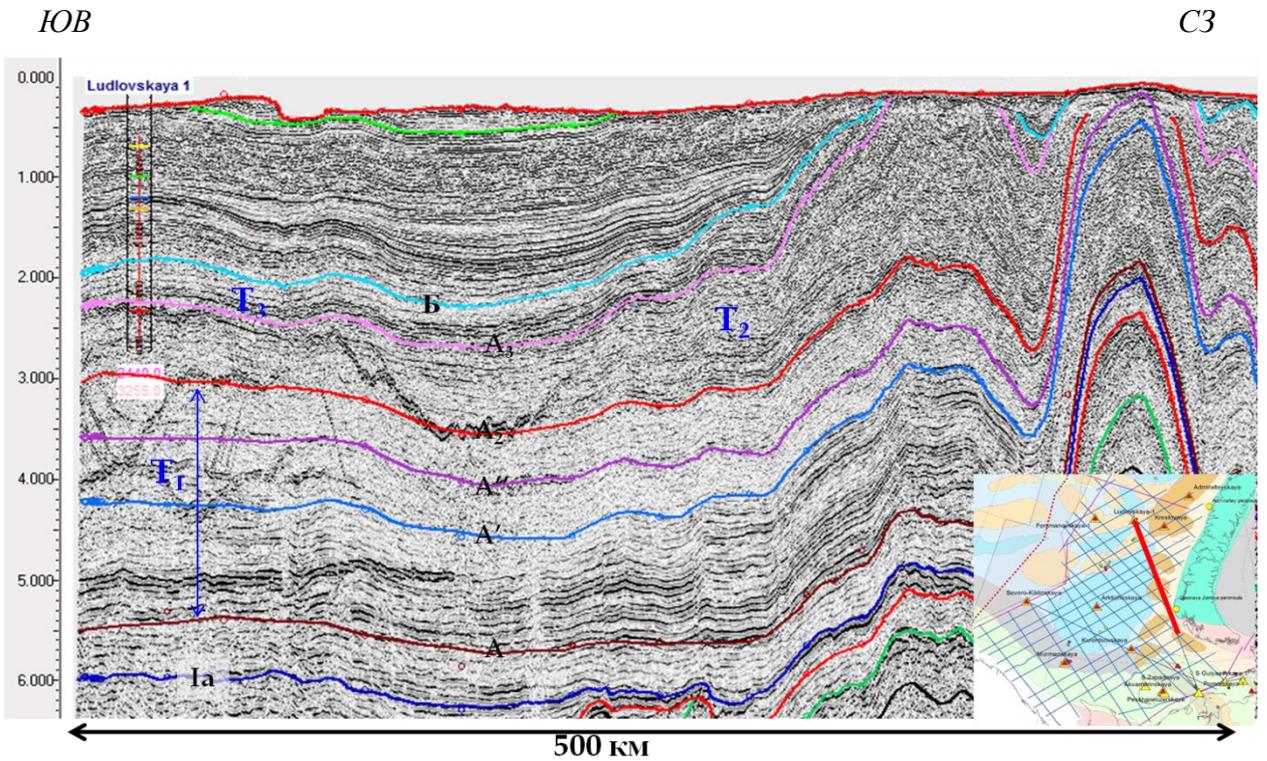
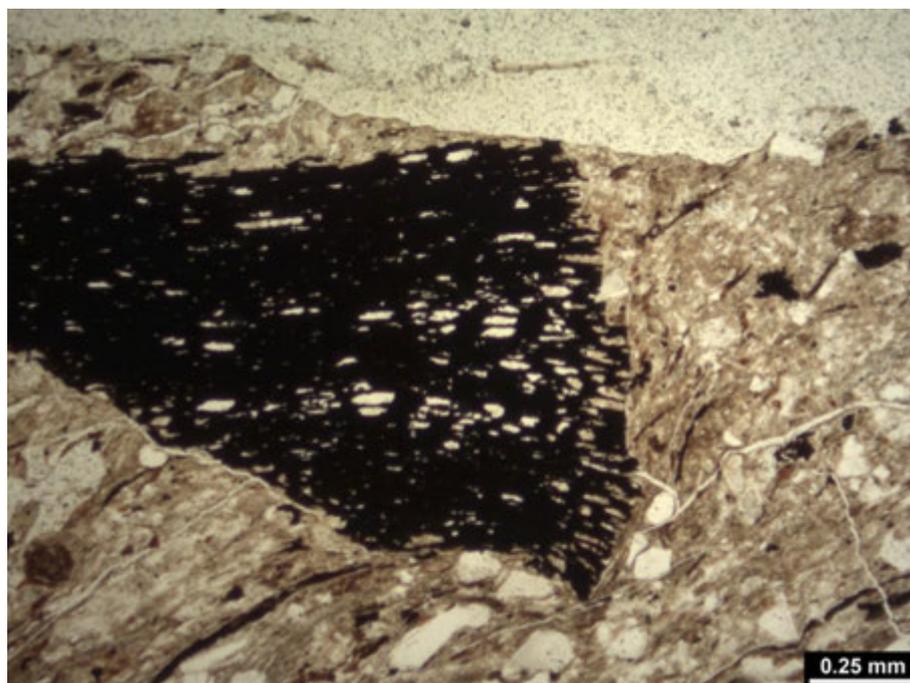


Рис. 48. Строение среднетриасового подкомплекса в Предновоземельском прогибе

По скважинным данным в среднетриасовых отложениях было выделено 2 секвенции 3-го порядка (рис. 40), мощностью от 200 до 800 м, - анизийская и ладинская. Они лучше всего выделяются в Южно-Баренцевской впадине и ее бортовых зонах. От скв. Мурманская, Северо-Кильдинская, Лудловская и Ферсмановская к скв. 7124/3-1 и 7226/11-1 на норвежском шельфе хорошо коррелируются трансгрессивные системные тракты, отложения которых накопились во время раннеанизийской и ладинской трансгрессий. Они представлены мощными (до 200 м) пачками пестроцветных, серых и темно-серых глин, горизонтально и линзовидно слоистых с зернами пирита и глауконита, прибрежно-морского генезиса. Отложения верхних системных трактов представлены переслаиванием глин, алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников с линзами и прослоями угля (рис. 49), спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения ладинской секвенции, в целом, более глинистые. В скважинах в Печорском море и о. Колгуев анизийские и ладинские отложения выделяются в единую толщу пестроцветных глинисто-алевритовых пород и песчаников с многочисленными прослоями угля, включениями древесины и детрита озерно-аллювиального и дельтового генезиса. Увеличение мощности среднетриасовых отложений в скв. Поморская, Северо-Гуляевская, Приразломная, хорошая дифференциация на каротажных диаграммах и наличие 10-20-метровых песчаных пачек свидетельствует о том, что здесь начиналась обширная дельтовая равнина рек, берущих начало на Урале. Здесь возможно выделение 3-4 секвенций.



*Рис. 49. Аргиллит неравномерно песчанистый с углефицированными остатками растений. Сква. Мурманская-26, 2432,4 м, T<sub>2</sub>l*

В *среднетриасовую эпоху* основные источники обломочного материала сохранились такими же, как и в раннем триасе. Большую роль стал играть снос осадков с Гренландской палеосуши к западу от Шпицбергена, а также начались первые фазы воздымания Новоземельского орогена (рис. 50). В среднем триасе произошло снижение темпов седиментации до 120-200 м/млн. лет. Прогибание Южно-Баренцевской впадины и Предновоземельского прогиба сократилось. В зоне Центрально-Баренцевских поднятий начались процессы инверсии, образовывались отмели, периодически затопляемые морем.

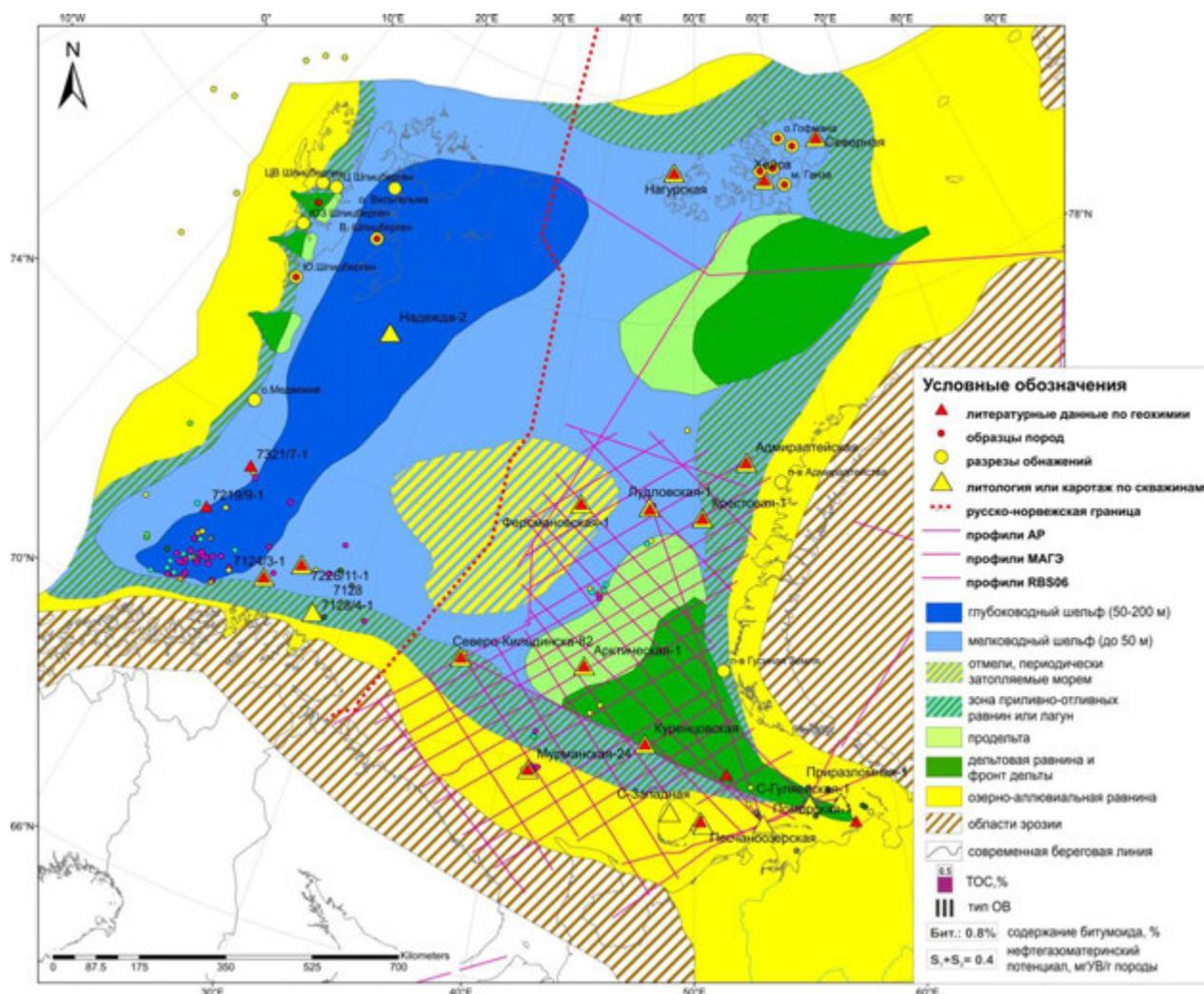


Рис. 50. Палеогеографическая карта БМШ для среднетриасовой эпохи (максимальная трансгрессия в начале анизийского и ладинского веков)

В среднем триасе увеличилась площадь, занимаемая озерно-аллювиальными равнинами. Помимо Тимано-Печорской синеклизы, Печорского моря и моноклиналей Финнмарк и Кольская, они распространялись вдоль Новой Земли, на западе региона, а также на больших территориях к востоку от ЗФИ (рис. 50). Отложения озерно-аллювиальных равнин вскрыты Песчаноозерской скважиной и в верхних системных трактах в скв. Мурманская. Они представлены переслаиванием зеленовато-серых мелко- и

среднезернистых песчаников с пестроокрашенными глинами и редкими прослоями черных пиритизированных глин.

Зона развития приливно-отливных равнин и лагун располагалась в пределах Южно-Баренцевской зоны ступеней, на северном обрамлении Балтийского щита, на Адмиралтейском валу, к северу и востоку от ЗФИ, где помимо дельт значительную роль играли приливно-отливные и волновые процессы (рис. 50). Отложения данной фациальной зоны встречены в разрезе Северо-Кильдинской скважины. Они представлены чередованием серых и серовато-коричневых с прослоями темно-серых аргиллитов и светло-серых тонкозернистых средне и плохо сцементированных песчаников с глинистым и глинисто-карбонатным цементом. В верхней части разреза алевролиты содержат включения слюды и линзы угля. Споры и пыльца присутствуют в большом количестве.

В периоды морских трансгрессий в раннеанизийское и ладинское время на юго-востоке и северо-востоке Баренцевоморского шельфа сокращались площади, занимаемые дельтовой равниной (рис. 50). Мелководно-морской бассейн и прodelьтовые обстановки, в которых формировались глинистые отложения трансгрессивных трактов, распространялись на юго-восток, достигая Южно-Баренцевской впадины и Южно-Баренцевской зоны ступеней. Прodelьтовые отложения мощностью 85 м в кровле ладинского яруса вскрыты скв. Арктическая и представлены чередованием темно-серых алевролитистых аргиллитов с горизонтальной и линзовидной слоистостью и зеленовато-серых комковатых аргиллитов с углефицированным детритом. К западу от Шпицбергена были развиты небольшие дельты, а на архипелаге накапливались глинисто-алевроитовые горизонтально-слоистые породы прodelьты (рис. 44) (*Lithostratigraphic lexicon*, 1999). Эти отложения часто характеризуются битумопроявлениями. В песчаных прослоях наблюдаются знаки ряби, образовавшейся в результате волновой деятельности.

Мелководно-морские обстановки в периоды трансгрессий занимали значительную часть Баренцевоморского шельфа, в периоды регрессий - отступали далеко на северо-запад (рис. 47, 50). Они распространялись в северных (ЗФИ) и центральных районах шельфа, узкой полосой в центральной части Шпицбергена, а также на склонах Балтийского щита. На Земле Франца Иосифа отложения этой лито-фациальной зоны представлены чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников в разрезах скважин Хейса и Северная (рис. 8, 46), причем, в последней возрастает количество и мощность песчаных пропластков. Алевро-песчаные породы имеют серый, голубовато-серый и буровато-серый цвет массивную либо косую, волнистую и реже – горизонтальную слоистость (Dibner, 1998). На западе ЗФИ в скв. Нагурская песчаники в отложениях среднего триаса отсутствуют, а разрез представлен темно-серыми линзовидно- и

волнисто-слоистыми аргиллитами с прослоями алевролитов (рис. 9). Породы содержат пирит, сидерит, конкреции карбонатов, а в верхней части - линзы угля. Разрезы всех трех скважин содержат разнообразную морскую фауну (аммоноидеи, двустворки, фораминиферы, иглокожие, остракоды), остатки водорослей и высшей растительности (Dibner, 1998). Аутигенные минералы фиксируют постепенную смену восстановительных условий в начале среднего триаса окислительными в конце. Мористость отложений увеличивается в направлении от скв. Северная к скважинам Хейса и Нагурской.

Отложения мелководного шельфа в центральных и южных районах Шпицбергена представлены черными и темно-серыми аргиллитами и алевролитами с редкими фосфоритовыми конкрециями, фауной двустворок и аммоноидей и следами биотурбации (рис. 44) (Lithostratigraphic lexicon, 1999).

На западе региона обстановки глубоководного шельфа охватили восточную часть Свальбардского архипелага, но сократилась на юге. Породы этой лито-фациальной зоны на востоке Свальбарда (о-ва Эдж, Баренца, Вильгельма) представлены темно-серыми и черными глинами формации Ботнехейа с редкими прослоями алевролитов и известняков, септариевыми и фосфоритовыми конкрециями (рис. 9, 45) (Lithostratigraphic lexicon, 1999). В скважине на о-ве Надежды в разрезе преобладают алевролиты с включениями зерен пирита (рис. 46). Мощности отложений этой лито-фациальной зоны составляют 150-250 м. По набору аутигенных минералов и фауне, бедной количеством видов, можно говорить о восстановительной обстановке, существовавшей при накоплении этих пород.

***Верхнетриасовый сейсмостратиграфический подкомплекс*** отличается от ниже- и среднетриасового. Он характеризуется средне- и высокоамплитудными, высокочастотными, протяженными, параллельными или субпараллельными сейсмическими отражениями на всей изучаемой территории (рис. 51, 24, 25). Природа ОГ А<sub>3</sub> обусловлена, по всей видимости, осушением обширной дельтовой равнины и небольшим перерывом в осадконакоплении на границе среднего и верхнего триаса (рис. 31). Присутствие корней растений в кровле ладинских отложений в скв. Арктическая свидетельствует о формировании границы секвенции. В ходе последующей раннекарнийской трансгрессии сформировалась глинистая толща, к которой приурочено протяженное и высокоамплитудное отражение. Однородность сейсмической записи в данном подкомплексе говорит об однородности условий осадконакопления в восточной части Баренцева моря в позднем триасе. Клиноформенные верхнетриасовые тела картируются лишь на западе и северо-западе норвежского шельфа (Glorstad-Clark, 2010).

Мощность верхнетриасового подкомплекса увеличивается в Южно-Баренцевской впадине до 700-1000 м, уменьшается на поднятиях Ферсмана и Федынского до 400-600 м, на Адмиралтейском валу, Кольской моноклинали и в сторону Печорской синеклизы до 100-300 м. Характерно, что в отличие от ниже- и среднетриасового подкомплексов, не наблюдается увеличения мощности в Предновоземельском прогибе, но наоборот - ее уменьшение до 500-300 м. Это связано с тем, что прогибание было компенсировано осадками в ранне- и среднетриасовую эпохи, а в позднем триасе начались процессы орогенеза на Новой Земле, и эта зона была втянута в воздымание, как и Адмиралтейский вал. В позднем триасе и на границе триаса и юры здесь сформировались крупные складки (рис. 30), а часть верхнетриасовых отложений была размыта. Рэтское эрозионное несогласие проявилось также на Кольской моноклинали и в Печорском море (рис. 52), где верхнетриасовые отложения частично эродированы. В скважинах Ферсмановская, Штокмановская, Северо-Кильдинская, Мурманская это несогласие выражено как стратиграфическое - отложения рэтского яруса выпадают из разреза (рис. 40).

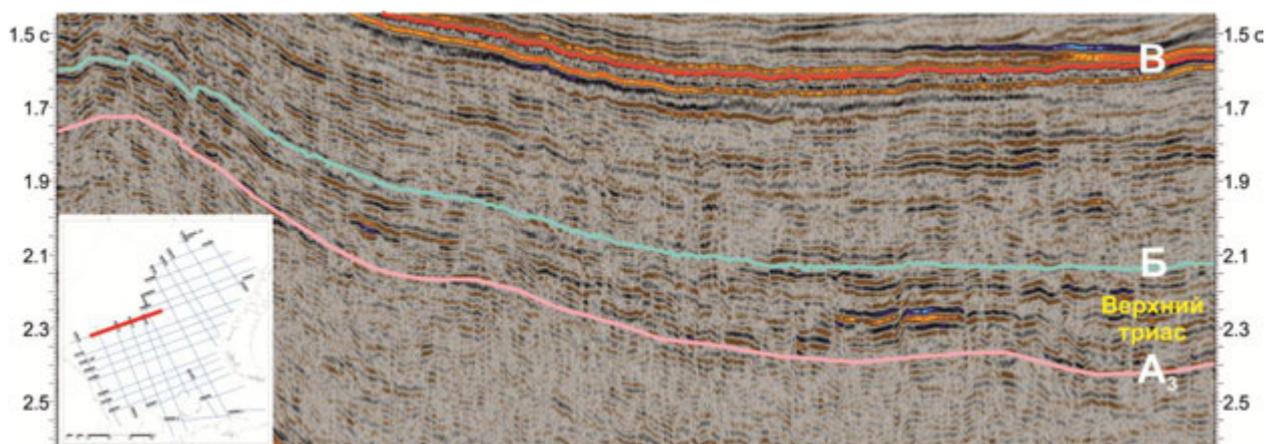


Рис. 51. Структура верхнетриасового сейсмостратиграфического подкомплекса

Отложения верхнетриасового подкомплекса на юго-востоке БМШ представлены частым переслаиванием глин и песчаников, накопившихся в условиях прибрежно-морских, дельтовых и аллювиальных равнин. В разрезе карнийского и норийского ярусов по каротажным диаграммам выделяется 1 секвенция в бортовых зонах Южно-Баренцевской впадины и 2 секвенции - в ее центральной части (рис. 40). Песчаные отложения нижнего системного тракта, вскрытые скв. 7124/3-1 на норвежском шельфе, накопились во время регрессии моря на границе ладинского и карнийского ярусов. Затем, в ходе раннекарнийской трансгрессии накопилась глинистая толща, с максимальной мощностью 150-200 м на норвежском шельфе и в скв. Лудловская. Сокращение мощности трансгрессивного тракта до 20-50 м происходит в южном борту Южно-Баренцевской впадины, в Печорском море и на поднятии Ферсмана. В отложениях верхнего системного тракта в скв. Арктическая выделяются дельтовые песчаные пласты мощностью 20-40 м по

форме кривой ГК - уменьшение глинизации вверх по разрезу. Макрописание показало, что это полимиктовые мелко-тонкозернистые песчаники с параллельно- и линзовидно-слоистой текстурой, значительной примесью растительных остатков и углистыми линзами (рис. 53). В скв. Куренцовская вскрыты песчаники аллювиальные каналов - нижняя граница пласта по ГК достаточно резкая, что говорит о врезании русла. Алевро-песчаные отложения верхнего системного тракта этой секвенции на норвежском шельфе замещаются на конденсированный глинистый разрез.

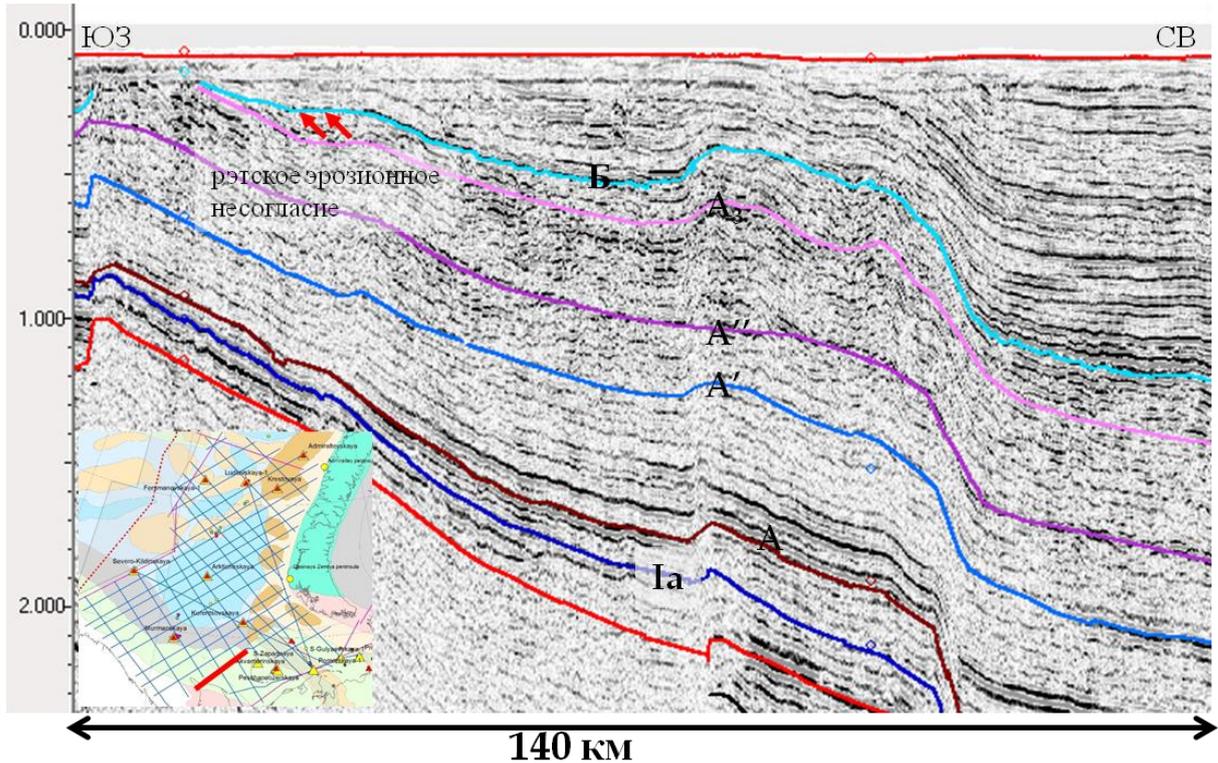


Рис 52. Рэтское эрозийное несогласие на Кольской моноклинали

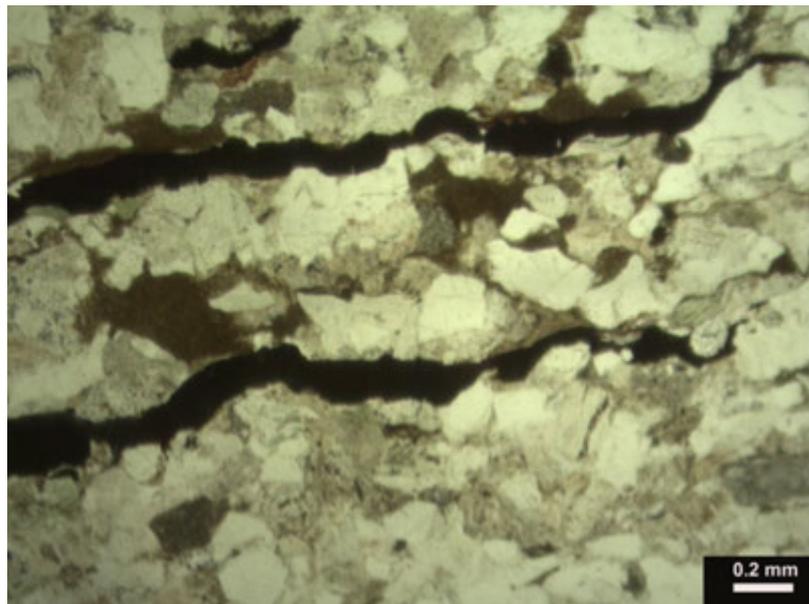


Рис. 53. Песчаник полимиктовый с углистыми линзами. Скв. Арктическая-1, 4005,7 м, Т<sub>3п</sub>

Трансгрессивный тракт второй секвенции связан с позднекарнийской трансгрессией (рис. 31). Он выражен в виде глинистой толщи мощностью 150 м в Лудловской и Мурманской скважинах (рис. 40). Ее мощность сокращается в Арктической и Куренцовской скважинах, где она перекрывает дельтовые и аллювиальные отложения верхнего системного тракта первой секвенции. Норийские отложения относятся к верхнему системному тракту и представляют собой регрессивную толщу переслаиванием глин, песчаников и алевролитов.

Центральная часть Южно-Баренцевской впадины была меньше затронута предъюрским размывом, поэтому в скважинах Арктическая, Куренцовская и Лудловская сохранились отложения рэтского возраста, выделенные в объеме одной секвенции мощностью до 180 м (рис. 40). Она коррелируется с секвенцией формации Фрухолмен в скв. 7124/3-1 и 7226/11-1 на норвежском шельфе. При этом западные разрезы (скв. 7124/3-1) более песчаные - преобладают отложения нижних и верхних системных трактов, сформировавшиеся на краю дельтовой равнины.

В *позднетриасовую эпоху* в Баренцевом море произошел переход к осадконакоплению в условиях гумидного климата, поэтому отложения имеют преимущественно сероцветный окрас (Басов и др., 2009). Основные источники обломочного материала остались такими же, как и в среднем триасе, но расширились области эрозии на Новой Земле, Адмиралтейском валу и к западу от Шпицбергена (рис. 54). В результате длительной эрозии на Новой Земле были уничтожены отложения среднего триаса. В позднем триасе скорость осадконакопления на юго-востоке Баренцевоморского шельфа снизилась до 20-30 м/млн. лет. Поднятие территории Баренцевоморского шельфа привело к постепенной регрессии моря, достигшей максимума в конце позднего триаса.

Озерно-аллювиальные равнины были распространены в пределах Тимано-Печорской и Северо-Карской синеклиз, Печорского моря, а также на западном, восточном и юго-восточном обрамлении Баренцевоморского шельфа (рис. 54). Отложения этой фациальной зоны вскрыты скважинами на о. Колгуев и в Печорском море - алевро-песчаный разрез с большим количеством растительного детрита, обломков древесины, отпечатков флоры и прослойками и линзами угля (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

На большей части Баренцева моря господствовали условия дельтовых и прибрежно-морских равнин, периодически затопляемых морем. В периоды регрессий моря могли образовываться лагуны с застойными гидродинамическими условиями. На Земле Франца Иосифа в карнийском веке в лагунных и лагунно-континентальных условиях накапливались паралические формации с отчетливым циклическим строением:

чередованием глин и алевропесчаных пород с обломками двустворок (рис. 9, 46) (Dibner, 1998). Присутствуют седиментационные брекчии, а к верхам разреза приурочены песчаники с прослоями углистых пород и каменных углей с остатками флоры и гумусовым ОВ. В ранненорийское время на Земле Франца Иосифа возобновились мелководно-морские условия с накоплением аргиллитов с карбонатными конкрециями и прослоями глинистых известняков. Для этой части разреза характерна разнообразная фауна аммонитов, двустворок, брахиопод, рыб, фораминифер, остракод, иглокожих (Dibner, 1998). Во время регрессии в средне- и позднезорийское время наблюдалось поглубение терригенного материала. Формирование средненорийской толщи с прослоями песчаников, линзами гравелитов и конгломератов происходило в прибрежно-морских условиях. В позднезорийское время на территории архипелага были развиты озерно-аллювиальные равнины и накапливались континентальные полимиктовые пески и песчаники с линзами и пластами гравелитов и конгломератов, вскрытые в скв. Северная и в разрезе м.Ганза на о. Земля Вильчека (рис. 46). Для этой толщи характерно наличие минерализованных стволов древесины, листовой флоры, скоплений угольной крошки и углистого детрита, встречаются также споры и пыльца.

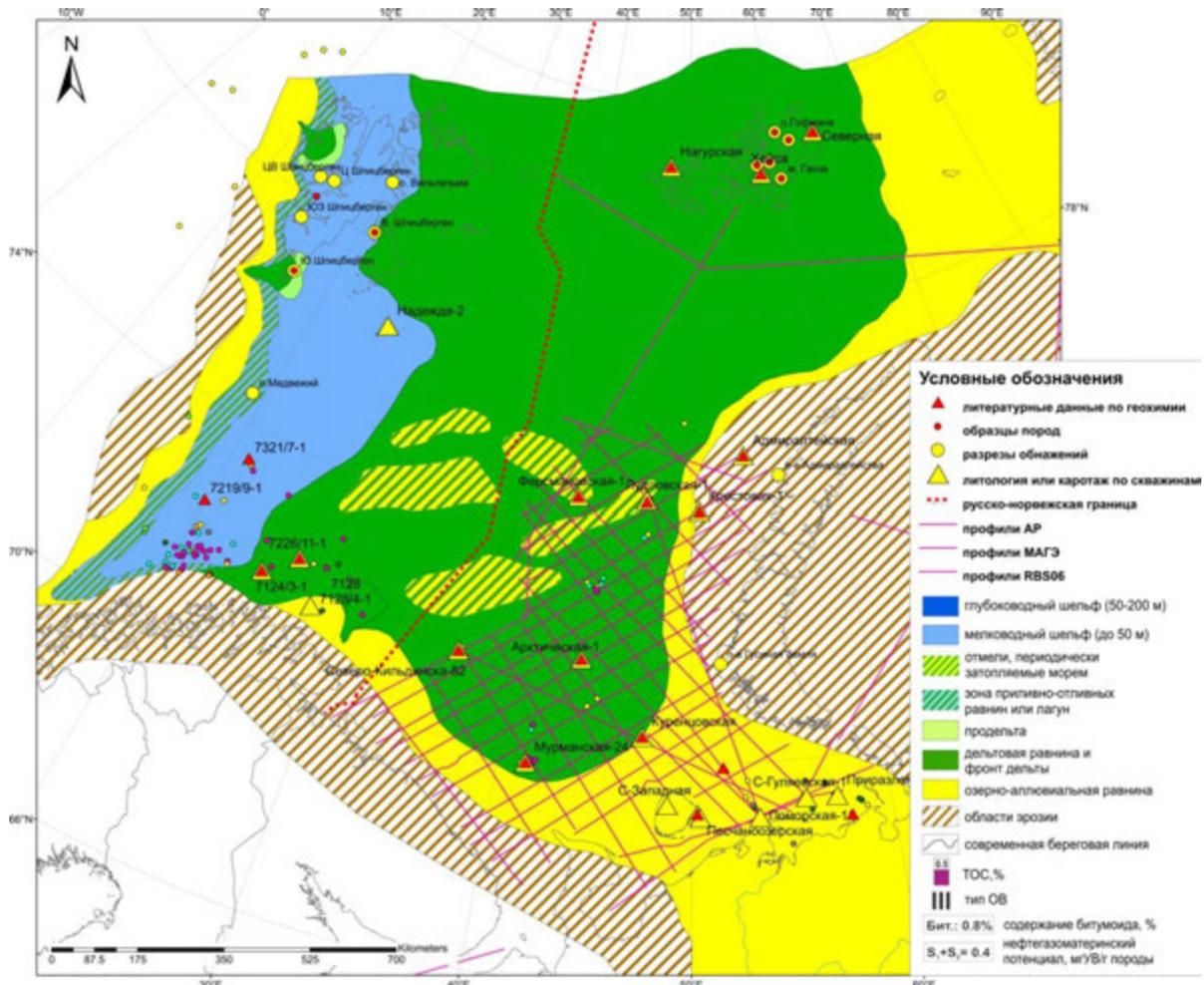


Рис. 54. Палеогеографическая карта БМШ позднеэриасовой эпохи

Общая мощность верхнего триаса на ЗФИ достигает 1900 м, то есть прогибание и проградационное заполнение дельтовыми комплексами в позднем триасе сместилось на север и северо-запад БМШ. Это подтверждается более мощными разрезами верхнего триаса на востоке арх. Шпицберген: до 600 м на о. Вильгельма (рис. 45) и 240-500 м на о.Эдж и Баренца (рис. 9). Нижнекарнийские отложения представлены маломощными продельтовыми алевролитами с конкрециями сидерита. Разрезы имеют регрессивный характер, количество песчаников возрастает вверх (Lithostratigraphic lexicon, 1999).

На о. Надежды нижнекарнийские отложения представлены светло- и темно-серыми алевро-песчаными разностями продельтового генезиса общей мощностью 285 м (рис. 46). В верхнекарнийско-рэтской части разреза увеличивается количество песчаников, появляются прослой конгломератов. Это дельтовые отложения общей мощностью 675 м (Lithostratigraphic lexicon, 1999). Таким образом, дельтовая равнина распространилась вплоть до о-ва Надежды и восточной оконечности архипелага Шпицберген.

Дельтовые и прибрежно-морские обстановки сохранились также в западной части Шпицбергена, где накопилась толща чередования серо-зеленых алевролитов и песчаников мощностью 200 м (рис. 44). В зоне Центрально-Баренцевских поднятий, вероятно, располагались отмели, которые лишь периодически затоплялись морем (рис. 54), что отражается в уменьшении мощностей верхнего триаса по сейсмическим данным.

Область мелководно-морского шельфа протягивалась в субмеридиональном направлении в западной части Баренцевоморского шельфа. Отложения этой фациальной зоны в центральной и юго-западной части Шпицбергена представлены нижнекарнийскими темно-серыми глинистыми породами с редкими прослоями алевролитов и песчаников, с конкрециями сидерита, фауной двустворок, аммоноидей, брахиопод (рис. 9, 44). В нижнекарнийско-норийской части разреза отмечается погрубение осадочного материала, наличие более мощных песчаных пластов, что связано с уменьшением глубины бассейна и поступление осадочного материала, как с востока, так и с запада. В верхней части разреза встречаются прослой карбонатов, знаки ряби, следы биотурбации, конкреции сидерита, линзы и прослой угля, редкая морская фауна, и остатки высшей растительности (рис. 54). Мощность отложений этой фациальной зоны меняется от 380-500 м на Шпицбергене до 150 м на о. Медвежий, где обнажается конденсированный разрез темно-серых глин и алевролитов с фауной аммоноидей и двустворок и конкрециями сидерита.

Таким образом, мощный пермско-триасовый комплекс терригенных отложений сформировался в условиях обширного эпиконтинентального шельфового бассейна.

Артинско-раннетриасовое время характеризуется активным прогибанием Южно-Баренцевской (и, вероятно, Северо-Баренцевской) впадины и Предновоземельского прогиба. Прогибание компенсировалось большими объемами осадков, поступающих с Уральского складчатого сооружения, Карской плиты, а со среднего триаса - и с Новой Земли. Они образуют проградирующие и агградирующие на запад и северо-запад клиноформенные комплексы. К концу индского века в юго-восточной и центральной части бассейна установился режим обширной дельтовой равнины. Большую роль в процессах осадконакопления играли эвстатические колебания уровня моря. Во время морских трансгрессий сокращались площади, занимаемые дельтовой равниной, и накапливались глинистые отложения мелководно-морского, продельтового и лагунного генезиса. Во время регрессий аккомодационное пространство стремительно заполнялось дельтовыми и озерно-аллювиальными отложениями верхних системных трактов, происходила проградация дельтовой равнины на запад и северо-запад. Со среднего триаса наблюдается снижение погружения и скоростей седиментации в юго-восточной части бассейна. Начинает заполняться осадками западная часть Баренцевоморского шельфа, которая на протяжении раннего и среднего триаса представляла собой область относительно глубоководного шельфа, удаленную от источников сноса. В позднем триасе произошло значительное обмеление бассейна.

## ГЛАВА 5. ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИХ СВОЙСТВ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Следующим этапом исследований было выделение нефтегазоматеринских пород (НГМП) в мощной толще пермско-триасовых отложений и характеристика их свойств и генерационного потенциала. К нефтегазоматеринским относятся любые тонкозернистые осадочные породы, содержащие органическое вещество (ОВ), способные генерировать и выделять жидкие и газообразные углеводороды (УВ) в количествах, достаточных для формирования промышленных скоплений. Нефтегазоматеринский (или нефтегазогенерационный) потенциал породы - это количество УВ, которое может быть сгенерировано за всю геологическую историю, зависит от типа и количества ОВ в данной породе и определяется в мг УВ/г породы (Баженова и др., 2004, Ермолкин, Керимов, 2012). В процессе катагенетического созревания породы и нефтегазообразования происходит постепенная реализация генерационного потенциала, и тогда его нужно рассматривать как остаточный. Для определения исходных нефтегазогенерационных возможностей породы необходимо пересчитывать ее основные параметры на начало катагенеза.

Геохимические исследования нефтегазоматеринских пород проводились в лабораториях кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

### 5.1. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ДЛЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Оценка нефтегазогенерационного потенциала *пермских терригенных отложений* основывалась на литературных данных пиролиза глинисто-карбонатно-кремнистых пород формации Рое казанского возраста и глинистых - формации Оррет татарского возраста на норвежском шельфе ([www.npd.no](http://www.npd.no)), кунгурских и верхнепермских отложений в акватории Печорского моря, формации Капп Старостин позднертинско - казанского возраста на архипелаге Шпицберген (Куницына, 2007, Верба, 2007).

Нефтематеринские свойства *триасовых глинистых отложений* были изучены на базе 20 образцов, отобранных из обнажений с островов Земли Франца Иосифа и Шпицбергена (рис. 17). Образцы средне- и поздне триасового возраста с островов Земля Вильчека, Гофмана, Ла-Ронсьер, Винер-Нейштадт, Солсбери архипелага Земля Франца Иосифа были предоставлены специалистами ВСЕГЕИ. Образцы ранне-, средне- и поздне триасового возраста были отобраны в центральной, южной и восточной частях архипелага Шпицберген в ходе полевого курса "Свалекс" при непосредственном участии автора. Более того, в работе использована интерпретация аналитических геохимических данных и результатов пиролиза триасовых отложений по более чем 150 образцам из

обнажений и скв. Грумантская-1 на Шпицбергене (Верба, 2007), скважин Нагурская, Хейса и Северная, пробуренных на ЗФИ (Данюшевская, 1995), скважин на юго-востоке БМШ (Мурманская, Северо-Кильдинская, Адмиралтейская, Крестовая, Ферсмановская, Арктическая, Куренцовская, Лудловская) (по материалам АМНГР, ВСЕГЕИ, МАГЭ, МГУ), в Печорском море (Песчаноозерская, Колгуевская, Варандей-море) (Гудкова, 1990, Григорьева и др., 1998) и на западе БМШ (7226/11-1, 7124/3-1, 7321/7-1, 7219/9-1) ([www.npd.no](http://www.npd.no)).

## 5.2. МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохимические исследования НГМП включали набор методов для качественной и количественной характеристика органического вещества (ОВ) в породах, изучения его состава, определения генетического типа и степени преобразования:

### 1. Макроскопическое описание породы.

Проводилось визуальное описание породы с целью определения типа, цвета, текстуры, структуры и характера реакции с HCl. Выявление поверхностных следов УВ проводилось путем помещения образцов под люминесцентную лампу с использованием хлороформа и без него. Фиксировались наличие и интенсивность свечения преобразованного органического вещества под воздействием ультрафиолетовых лучей.

### 2. Микроскопическое описание породы в петрографических шлифах.

Проводилось изучение петрографических шлифов с помощью поляризационного микроскопа при увеличениях  $\times 2,5$ ;  $\times 10$ ;  $\times 25$ ;  $\times 40$ ;  $\times 60$ . Исследовался минеральный состав породы, микротекстура, структура, трещиноватость, содержание рассеянного ОВ.

### 3. Люминесцентная битуминология.

Навеска породы массой около 2 г заливается 5 мл хлороформа и настаивается 24 часа. Описывается цвет, прозрачность раствора и интенсивность свечения под люминесцентной лампой по 12-балльной шкале. Это дает качественное содержание и тип битумоида. Далее в пробирку помещается полоска фильтровальной бумаги и характеризуется вытяжка раствора по 12-балльной шкале. По эталонной таблице определяется процентное содержание битумоида в породе. Этим методом из-за его субъективности недостаточно для характеристики нефтегазоматеринского потенциала породы. Поэтому по его результатам отбирались образцы с содержанием битумоида  $>0,01\%$  для проведения жидкостной экстракции.

### 4. Пиролиз Rock-Eval.

Пиролитический анализ Rock-Eval для определения содержания органического углерода (ТОС), генетического типа и потенциала ОВ был проведен в МГУ на приборе Rock-Eval-6. Метод основан на нагревании образца в инертной атмосфере (гелий) при

300°C в течение 3 минут, затем до 600°C при температурной программе 25°C/мин. При этом происходит постепенное выделение углеводородных и кислородосодержащих продуктов, количество которых, температуры и время выхода замеряется пламенно-ионизационным детектором. Первыми (до 300°C) улетучиваются УВ C<sub>1</sub>-C<sub>33</sub>, уже имеющиеся в породе в свободном или адсорбированном состоянии - пик S<sub>1</sub> (мгУВ/г породы). От 300 до 600°C происходит образование УВ и кислородсодержащих компонентов из керогена, смол и асфальтенов. Углеводороды фиксируются пиком S<sub>2</sub>, соответствующим современному генерационному потенциалу породы (мг УВ/г породы) - т.е. сколько еще УВ может быть сгенерировано породой от современной стадии зрелости до апокатагенеза. Для пород, достигших главной зоны нефтеобразования (ГЗН), сумма пиков S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub> характеризует остаточный нефтегазоматеринский потенциал. Кислородсодержащие компоненты выделяющиеся до 400°C, фиксируются пиком S<sub>3</sub> (мг СО<sub>2</sub>/ г породы), но при низких содержаниях ОВ характерна большая погрешность в определении. Органический углерод, оставшийся после выхода пика S<sub>2</sub>, измеряется при окислении в присутствии кислорода при 600°C - пик S<sub>4</sub> (мг СО<sub>2</sub>/ г породы). Общее содержание органического углерода - ТОС (масс. %) - рассчитывается автоматически их пиков S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> и S<sub>4</sub>. Важно, что при значениях ТОС<0,3% и S<sub>2</sub><0,3 мгУВ/г породы надо с осторожностью относиться к показаниям прибора из-за погрешности определения.

Температура максимума пика S<sub>2</sub> (T<sub>max</sub>) соответствует максимуму генерации УВ и является показателем степени катагенетического преобразования породы. Границы зон катагенеза по T<sub>max</sub> несколько варьируются в зависимости от типа ОВ. Для большинства пород начало МК<sub>1</sub> (ГЗН) соответствует T<sub>max</sub> = 435°C (R<sub>o</sub>=0,50%), начало МК<sub>4</sub> (главная зона газообразования - ГЗГ) - T<sub>max</sub> = 450°C для I типа ОВ, T<sub>max</sub> = 455°C для II типа и T<sub>max</sub> = 470°C для III типа (R<sub>o</sub>=1,15%). Стадия АК достигается III типом ОВ при T<sub>max</sub> = 540°C.

Пиролизатор Rock Eval также рассчитывает следующие важные параметры - водородный индекс HI = S<sub>2</sub>/ТОС (мгУВ/г ТОС), кислородный индекс OI=S<sub>3</sub>/ТОС (мг СО<sub>2</sub>/г ТОС) и коэффициент продуктивности PI = S<sub>1</sub>/S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub> (% или доли). Параметры HI и OI хорошо коррелируются соответственно с элементным содержанием водорода H/C и кислорода O/C в керогене. Поэтому их соотношение часто используются для определения типа органического вещества (керогена) в породе. По Б. Тиссо и Д. Вельте, сапропелевый кероген (тип I) представляет собой ОВ озерного генезиса из остатков водорослей и бактерий с высоким содержанием водорода (HI>600 мг УВ/г породы) и низким - кислорода. Он характеризуется высоким нефтегенерационным потенциалом. Морское ОВ из фито- и зоопланктона, бактерий, иногда с участием высшей растительности формирует II тип керогена, часто имеет высокий нефте- и газогенерационный потенциал.

Характеризуется значениями HI 300-600 мгУВ/породы. Кероген III типа, формирующийся преимущественно за счет остатков высшей растительности, имеет преимущественно газогенерационный потенциал. Он характеризуется низкими содержаниями водорода, и, соответственно, низкими HI < 300 мгУВ/г породы.

Индекс продуктивности PI - отношение количества сгенерированных пород к потенциалу породы варьирует в зависимости от степени зрелости от 5% до теоретически 100% (практически 60% и менее из-за процессов миграции).

Для НГМП, достигших ГЗН, требовалось провести корректировку на начало катагенеза, чтобы охарактеризовать их исходный нефтегазогенерационный потенциал  $(S_1+S_2)_0$  или  $(S_2)_0$ . (значения  $S_1$  на начало катагенеза близки к 0) Исходные  $TOC_0$  рассчитывались, умножая замеренные значения на коэффициент пересчета  $C_{орг}$  для данной степени катагенеза (табл. 1). Для восстановления исходных значений  $HI_0$  использовались модифицированные диаграммы Ван-Кревелена в параметрах  $(HI - T_{max})$  - по тренду в зависимости от типа ОВ. Исходный нефтегазогенерационный потенциал рассчитывался как  $(S_1+S_2)_0 = (S_2)_0 = (TOC)_0 * (HI)_0$ . По совокупности параметров  $(TOC)_0$ ,  $(S_1+S_2)_0$  и содержания битумоида в породе он классифицировался как бедный, удовлетворительный, хороший, очень хороший и превосходный (табл. 2).

##### 5. Жидкостная экстракция в хлороформе.

Цель данного метода - извлечение битумоидов из породы, определение их количественного и процентного содержания, расчет битумоидного коэффициента. Битумоиды – это группы соединений, которые извлекаются из породы с помощью органических растворителей, в данном случае - хлороформом.

Навеска раздробленной породы (фракции < 0,6 мм) массой около 20 г помещается в колбу и заливается хлороформом на 1/3 ее объема. В ультразвуковой ванне в течение 80 мин происходит перемешивание породы в колбе, что ускоряет процесс выделения и растворения битумоидов в хлороформе. Получившаяся взвесь фильтруется через бумажный фильтр в круглодонную колбу. Оценивается цвет фильтрата и интенсивность свечения под люминесцентной лампой. Круглодонная колба закрепляется над электронагревательной плиткой, и хлороформ перегоняется в колбу с остатками породы. Когда на дне круглодонной колбы остается немного фильтрата, он переливается в бюкс, остатки хлороформа испаряются под вытяжкой. Процесс экстракции повторяется, пока светимость фильтрата в люминесцентном свете не станет незначительной. Накопленные в бюксе хлороформенные битумоиды (ХБА) взвешиваются (г), рассчитывается их процентное содержание в породе, которое вместе с параметрами Rock Eval позволяет характеризовать нефтегазогенерационный потенциал НГМП (табл. 2). Битумоидный

коэффициент  $\beta^{x6}$  отражает долю битумоида в ОВ (%). Рассчитывается по формуле  $\beta^{x6}=(ХБА/ТОС)*100\%$ . Согласно закономерности Успенского-Вассоевича (Баженова и др., 2004),  $\beta^{x6}$  является надежным показателем автохтонности (или сингенетичности) битумоидов. Сингенетичные битумоиды, образованные ОВ данной НГМП, характеризуются значениями  $\beta^{x6}<20-25\%$ , эпигенетичные (аллохтонные, или миграционные) битумоиды -  $\beta^{x6}>40-50\%$ . Состав последних значительно ближе к нефти - высокое содержание масляной фракции. Параавтохтонные битумоиды, т.е. перемещенные внутри одной НГМП, но не покинувшие ее, характеризуются  $\beta^{x6}>20\%$  и, также, значительным содержанием масел. Остаточные битумоиды, отдавшие свою миграционную часть, имеют низкие значения  $\beta^{x6}<2-3\%$ .

Табл. 1. Значения коэффициентов пересчета Сорг (Баженова и др., 1981)

Градации катагенеза	Коэффициент пересчета	
	Сорг > 0,5%	Сорг < 0,5%
ПК <sub>2-3</sub>	1,02	1,05
МК <sub>1</sub>	1,1-1,3	1,09-1,23
МК <sub>2</sub>	1,53-1,94	1,44-1,7
МК <sub>3</sub>	2,35	1,89
МК <sub>4</sub>	2,43	1,9
МК <sub>5</sub>	2,5	1,98
АК <sub>1-4</sub>	2,56-2,75	2-2,08
Графит	2,85	2,2
остаток	35%	40%

Табл. 2. Количественные геохимические параметры генерационного потенциала незрелых нефтегазоматеринских отложений (Peters and Cassa, 1994)

Нефтегазогенерационный потенциал	ОВ			Битумоиды	
	ТОС, вес.%	Rock-Eval, мг УВ/г породы			
		S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	вес.%	(ppm)*
Бедный	0-0,5	0-0,5	0-2,5	0-0,05	0-500
Удовлетворительный	0,5-1	0,5-1	2,5-5	0,05-0,1	500-1000
Хороший	1-2	1-2	5-10	0,1-0,2	1000-2000
Очень хороший	2-4	2-4	10-20	0,2-0,4	2000-4000
Превосходный	> 4	> 4	> 20	> 0,4	> 4000

\*) ppm= 10<sup>-6</sup>%

## 6. Жидкостно-адсорбционная хроматография (ЖАХ)

Методом ЖАХ битумоиды разделяют на аналитические группы: масла, смолы и асфальтены. Из-за небольшого количества битумоидов в большинстве образцов проводилось только разделение асфальтеновой и масляно-смолистой фракций. Для этого битумоид заливался гексаном, настаивался сутки. Далее раствор фильтровался в другую емкость. Асфальтены оставались на стенках первого бюкса и на фильтре, т.к. они не растворяются в гексане. Масла и смолы взвешивались, рассчитывалось их процентное содержание в битумоиде. Для нескольких образцов с максимальным содержанием битумоидов проводилось разделение масел и смол для дальнейшего хроматомасс-спектрометрического анализа. Для этого использовалась тонкая хроматографическая колонка, заполненная силикагелем. Масла и смолы, растворенные в гексане, пропускались через нее. Масла поступали в бюкс под колонкой, а смолы задерживались на силикагеле и позже смывались хлороформом в другой бюкс. Для одной и той же НГМП с увеличением степени зрелости должно увеличиваться содержание масел в авто- и параавтохтонном битумоиде, и уменьшаться содержание асфальтенов и смол.

## 7. Газовая хроматография (ГХ)

Чтобы исключить влияние серы на ход дальнейших анализов, она отделялась из битумоида с помощью медных пластинок, предварительно опущенных в соляную кислоту. ГХ проводилась на хроматографе Clarus фирмы Perkin Elmer. Условия анализа: газ-носитель – гелий, скорость гелия 30 см/сек при 100°C. Капиллярная кварцевая колонка 60 м x 0,25 мм. Скорость программирования температуры термостата колонок 4°C/мин, начальная температура 60°C, конечная – 320°C. Цель метода газовой хроматографии – получение и анализ распределения (по хроматограмме ГХ) и концентраций алкановых УВ состава C<sub>11</sub>-C<sub>38</sub> позволяет определить тип ОВ, степень его преобразования и окислительно-восстановительные условия в диагенезе (табл. 3).

Один из главных параметров - это характер распределения нормальных (насыщенных) алканов (н-алканов) в битумоиде. Отмечается, что для остатков высшей растительности, из которой преимущественно состоит гумусовое ОВ III типа, характерно преобладание высокомолекулярных гомологов C<sub>27</sub>, C<sub>29</sub>, C<sub>31</sub>, а также преобладание нечетных высокомолекулярных гомологов над четными. Органическое вещество II типа, образовавшегося из фитопланктона, характеризуется большими концентрациями н-алканов C<sub>15</sub>, C<sub>17</sub>, C<sub>19</sub> (Хант, 1982), и примерно равным количеством нечетных и четных высокомолекулярных н-алканов.

Табл.3. Интерпретация геохимических коэффициентов, основанных на соотношениях нормальных и изопреноидных алканов

<i>Показатель</i>	<i>Фацциально-генетический тип, обстановки накопления ОВ, степень катагенеза</i>	<i>Автор</i>
Одномодальное распределение с преобладанием более низкомолекулярных гомологов C <sub>15</sub> , C <sub>17</sub> , C <sub>19</sub> ,	Морское ОВ (планктон, бентосные водоросли).	Tissot, 1978; Peters, 2005; Петров, 1984; Бушнев, 1999;
Бимодальное распределение (максимумы в низко- и высокомолекулярной области) с преобладанием высокомолекулярных гомологов (н-С <sub>23</sub> -н-С <sub>30</sub> ) и более высокими концентрациями нечетных алканов н-С <sub>27</sub> , н-С <sub>29</sub> , н-С <sub>31</sub> , по сравнению с четными н-С <sub>28</sub> , н-С <sub>30</sub>	При низких стадиях катагенеза указывает на континентальное ОВ (воски наземных высших растений).  Некоторые водоросли также содержат относительно высокомолекулярные н-алканы	Tissot, 1978; Peters, 2005; Петров, 1984; Бушнев, 1999; Баженова, 2004
Одномодальное распределение с преобладанием гомологов среднего молекулярного веса (н-С <sub>16</sub> - н-С <sub>24</sub> ) при отсутствии преобладания нечетных алканов  Преобладание четных гомологов в высокомолекулярной области  Преобладание нечетных гомологов в высокомолекулярной области	Свидетельствует о большом вкладе бактериального органического материала.  Битумоиды и нефти ОВ карбонатных и эвапоритовых пород.  Битумоиды и нефти морского и озерного ОВ глинистых пород.	Tissot, 1978; Peters, 2005; Петров, 1984; Баженова, 2004
Отношение пристана к фитану i-C <sub>19</sub> /i-C <sub>20</sub> (Pr/Ph)	> 3 - ОВ континентального происхождения, накапливавшееся в окислительной обстановке. 1-3 слабо восстановительные обстановки, прибрежно-морские и озерные условия < 0,6 - резко-восстановительные, гиперсолёные	Tissot, 1978; Peters, 2005; Бушнев, 1999
i-C <sub>19</sub> /n-C <sub>17</sub> (Pr/ н-С <sub>17</sub> )	Условия осадконакопления < 0,5 - морское ОВ, > 0,6 - континентальное ОВ	Tissot, 1978; Peters, 2005; Бушнев, 1999
i-C <sub>20</sub> /n-C <sub>18</sub> (Ph/н-С <sub>18</sub> )	≤ 0,3 – карбонатная минеральная матрица накопления ОВ, ≥ 0,3 - глинистая	Tissot, 1978; Peters, 2005; Бушнев, 1999

Другой важный геохимический коэффициент, рассчитываемый по результатам ГХ, это отношение изопреноидного алкана  $i-C_{19}$  (пристана, Pr) к  $i-C_{20}$  (фитану, Ph), которое применяется для определения окислительно-восстановительных условий диагенеза ОБ. Явное преобладание пристана свидетельствует о континентальном ОБ, формировавшемся в окислительных обстановках. Фитан преобладает в ОБ озерного и морского происхождения (I и II тип), находившегося в восстановительных обстановках диагенеза (Tissot, 1978, Peters, 2005).

#### 8. Хроматомасс-спектрометрия (ХМС)

Хроматомасс-спектрометрические исследования для алкановой и ароматической фракций битумоидов проводились на приборе Finnigan MAT-900 XP высокой чувствительности. Условия масс-спектрометрического анализа: электронная ионизация 70 eV (EI), диапазон масс 50-800 AMU, скорость сканирования – до 2000 AMU/сек, температура ионного источника 250°C. Компьютерная обработка полученных результатов проводилась в программе X-Calibur с записью ионов  $m/z$  57 (нормальные и изопреноидные алканы), 191 (три-, тетра- и пентациклические терпаны), 217 (стераны), 218 (изостераны), 259 (диастераны), 178, 192 (фенантрен и метилфенантрены), 184, 198 (дибензотиофен и метилдибензотиофены).

**Стераны** – тетрациклические нафтены с тремя шестичленными и одним пятичленным кольцами. На ранних стадиях диагенеза образуются «биологические» стераны с пространственной конфигурацией  $5\alpha 14\alpha 17\alpha 20R$  (буквами  $\alpha$  и  $\beta$  обозначается ориентация атомов водорода в хиральных центрах у соответствующих атомов углерода). В процессе катагенеза происходит эпимеризация хиральных центров и образуются более стабильные «геологические» стераны, имеющие следующие конфигурации:  $5\alpha 14\beta 17\beta 20S$  и  $20R$ . Соотношения  $14\beta 17\beta / (14\beta 17\beta + 14\alpha 17\alpha)$  и  $20S / (20S + 20R)$  (как правило, для стерана  $C_{29}$ ) используются для оценки катагенетического преобразования ОБ (Peters, 2005; Петров, 1984). Это соотношение достигает равновесия при значении 0,55, соответствующем концу зоны  $МК_2$ , и с увеличением термической преобразованности больше не меняется.

Распределение стерановых УВ состава  $C_{27}$ ,  $C_{28}$ ,  $C_{29}$  является надежным индикатором типа исходного ОБ. Преобладание стерана  $C_{29}$  указывает на большой вклад в исходное ОБ наземной растительности, а доминирование стерана  $C_{27}$  свидетельствует о значительном вкладе водорослевого ОБ (Петров, 1984, Peters, Cassa, 1994). При расчетах используется сумма четырех изомеров каждого стерана:  $5\alpha 14\alpha 17\alpha (20S + 20R)$  и  $5\alpha 14\beta 17\beta (20S + 20R)$ .

**Гопаны - трициклические терпаны** - имеют пентациклическое строение молекул и различаются лишь длиной алкильного заместителя. В зависимости от длины боковой цепи различают: триснорметилгопаны ( $C_{27}$ ), бисноргопаны ( $C_{28}$ ), норметилгопаны ( $C_{29}$ ), гопан ( $C_{30}$ ) и гомогопаны ( $C_{31-35}$ ). Гомогопаны имеют хиральный центр  $C_{22}$ , и две возможные конфигурации 22R и 22S. С увеличением катагенетической зрелости ОБ содержание 22R-гомогопанов постепенно уменьшается.

Для определения зрелости ОБ используют также трисноргопан состава  $C_{27}$ , который имеет две конфигурации –  $18\alpha(H)$  (Ts) и  $17\alpha(H)$  (Tm). С ростом катагенетической зрелости ОБ отношение  $Ts/(Ts+Tm)$  возрастает до 1 (конец зоны МК<sub>4</sub>) (Peters, 2005). Значение  $Ts/(Ts+Tm) = 0,25$  соответствует началу МК<sub>1</sub>, 0,5 - середине МК<sub>2</sub>, 0,75 - середине МК<sub>3</sub>. Другой параметр зрелости - это метилфенантеновый индекс - MPI - отношение суммы 2-метилфенантрена к сумме фенантрена и 1- и 9-метилфенантенов (Radke, Welte, 1983). Его значение 0,3 соответствует концу зоны катагенеза МК<sub>1</sub>, а значение 1,65 - началу МК<sub>4</sub>.

### 5.3. ПЕРМСКИЕ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Глинисто-кремнисто-карбонатные породы артинско-уфимского возраста формации Капп Старостин на Шпицбергене имеют значения ТОС 0,43-0,49% и низкие значения НІ - 80 мгУВ/г ТОС. Их нефтегазогенерационный потенциал характеризуется как остаточный, так как по значениям  $T_{max}$  (450-471 °С) они находятся в середине и ближе к концу главной ГЗГ (Куницына, 2007). М.Л. Верба (Верба, 2007) отмечает, что в разрезе верхнепермских отложений на Шпицбергене встречаются доманикоидные фации - черные сланцы типа "баженитов" с 20% ТОС. Хотя толщина этих прослоев на Земле Диксона не превышает 0,5 м, можно предполагать их развитие в акватории к востоку от Шпицбергена, где мощность пермских отложений возрастает. Таким образом, пермские отложения можно рассматривать как один из источников УВ на архипелаге.

К.А. Ситар отмечает, что в северной части Тимано-Печорского бассейна и его акваториальном продолжении в артинско-кунгурских терригенных породах отмечаются повышенные содержания ОБ до 4,5% (Ситар, 2007). Максимальные концентрации ОБ (8-11%) приурочены к западной части Варандей-Адзвинской зоны. В Печоро-Колвинском авлакогене артинские отложения содержат ОБ преимущественно гумусового типа, а в Хорейверской впадине - гумусово-сапропелевого. Повышенные значения ТОС в верхнепермских отложениях отмечаются в северо-западной части Варандей-Адзвинской зоны (до 11%), в северо-восточной части Хорейверской впадины (2-5%), в западной и восточной частях Печоро-Колвинского авлакогена (1,8 - 3,5%) (Ситар, 2007).

Согласно данным Норвежского нефтяного директората глинисто-карбонатно-кремнистые породы формации Рое кунгурско-татарского возраста на норвежском шельфе характеризуются невысокими содержаниями ОВ гумусового типа - ТОС не превышает 1,5% при НІ не более 200 мгУВ/г ТОС - и довольно бедным нефтегазогенерационным потенциалом  $S_2 < 1$  мгУВ/г породы. Исключение составляет скважина 7128/6-1 на платформе Финнмарк, где в отдельных прослоях со смешанным типом ОВ (НІ до 350 мгУВ/г ТОС) значения  $S_2$  могут достигать 4-5 мгУВ/г породы (www.npd.no).

Глинистые отложения формации Оррет татарского возраста западе норвежского шельфа имеют бедный нефтематеринский потенциал, вероятно, из-за близости источника сноса и опесчанивания разреза. В восточной же части и по мере удаления на север от моноклинали Финнмарк они характеризуются удовлетворительным потенциалом:  $S_2$  до 2 мгУВ/г породы, ТОС до 3% (www.npd.no). Учитывая высокую зрелость этих отложений (в ГЗГ по периферии прогиба Нордкапп), эти породы могли обладать хорошим исходным нефтегазоматеринским потенциалом.

#### 5.4. НИЖНЕТРИАСОВЫЕ НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Из нижнетриасовых пород *центральной части Шпицбергена* были исследованы аргиллит и глинисто-кремнистая порода *индского яруса (формация Дельтадаллен)* (табл. 4). Аргиллит серый с тонкоплитчатой, сланцеватой текстурой. Глинисто-кремнистая порода имеет темно-серый цвет, горизонтально-слоистую текстуру, мелкозернистую структуру, содержит включения слюды и отпечатки раковин. Алевролитовая масса кремнистого состава составляет >25%, зерна средней окатанности. Многочисленный углистый детрит пиритизирован и карбонатизирован.

Микроописание этих образцов показало, что аргиллит имеет неравномерный светло-коричневый цвет за счет значительной примеси рассеянного ОВ, образующего небольшие скопления (рис. 55). Глинистые минералы представлены гидрослюдой и хлоритом, в меньших количествах – каолинитом и смешаннослойными минералами, что подтверждается литературными источниками (Преображенская, Школа, 1997).

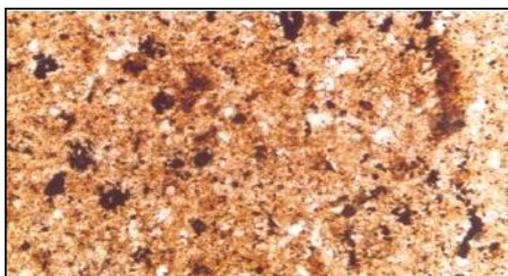


Рис. 55. Фотография шлифа кремнисто-глинистой породы (Т<sub>1i</sub>) из центральной части Шпицбергена в параллельных николях при увеличении  $\times 10$

Табл. 4. Результаты геохимических исследований пород из обнажений с арх. Шпицбергена и Земли Франца Иосифа

№ обр	Место отбора	Возраст (формация)	Порода	Люмбит	Rock Eval									Экстракция в хлороформе и ЖАХ				ГХ	ХМС
				битумод %	T <sub>max</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub> +S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>	PI	TOC	HI	OI	битумод %	В, %	асф, %	масла-смола, %	н-алканы	
1	Шпицберген (центр)	T <sub>1</sub> (Стики Кип)	Кремнисто-глинистая порода		447	0.13	0.32	0.45	-	0.3	0.21	152	-	0.022	10.48	10.9	89.1		x
2	Шпицберген (центр)	T <sub>1</sub> (Вордербукта)	Аргиллит		443	0.02	0.03	0.05	0.13	0.5	0.1	30	130	0.046	46	21.87	78.13		
3	Шпицберген (юг)	T <sub>1o</sub> (Аорнсунел)	Аргиллит		441	0.03	0.01	0.04	0.09	0.89	0.47	-	106	0.076	16.2	22.5	77.5		
4	Шпицберген (центр)	T <sub>2</sub> (Ботнехейа)	Алевритовый ритмит		455	0.09	0.14	0.23	-	0.41	0.01	-	-						
5	Шпицберген (центр)	T <sub>2</sub> (Ботнехейа)	Алеврито-глинистая порода		445	0.65	5.54	6.19	-	0.11	1.64	337	-	0.073	4.45	15	85	x	
6	Шпицберген (центр)	T <sub>2</sub> (Ботнехейа)	Аргиллит		448	0.51	4.38	4.89	0.19	0.1	1.7	258	11	0.107	6.29	28.4	71.6	x	x
7	Шпицберген (центр)	T <sub>2</sub> (Браваисбергет)	Аргиллит		451	0.54	2.14	2.68	0.23	0.2	1.38	155	17						
8	Шпицберген (центр)	T <sub>2</sub> (Браваисбергет)	Аргиллит		450	0.25	2.05	2.3	0	0.11	1.57	130	0	0.073	4.65	30.5	69.5	x	
9	Шпицберген (восток)	T <sub>2a</sub> (Ботнехейа)	Аргиллит		438	3.1	39.14	42.24	0.33	0.07	7.45	525	4	0.592	7.95	27.8	72.2	x	x
10	Шпицберген (восток)	T <sub>2a</sub> (Ботнехейа)	Аргиллит		438	0.91	3.39	4.3	0.21	0.21	0.87	390	24	0.47	54	21.2	78.8	x	
11	ЗФИ	T <sub>2a</sub>	Аргиллит	0.16	493	0.07	0.28	0.35	0.51	0.21	0.71	39	71	0.024	3.38	50	50	x	
12	ЗФИ	T <sub>2a</sub>	Аргиллит	0.08	453	0.09	0.44	0.53	0.82	0.17	1.02	43	80	0.031	3.04	29.9	70.1	x	
13	ЗФИ	T <sub>2a</sub>	Аргиллит	0.08	436	0.07	0.4	0.47	0.11	0.15	0.8	50	13	0.035	4.38	26.9	73.1	x	
14	ЗФИ	T <sub>2a</sub>	Аргиллит	0.0017	526	0.17	0.27	0.44	0	0.39	1.04	25	0						
15	ЗФИ	T <sub>2a</sub>	Аргиллит	0.0002	327	0.01	0.02	0.03	0	0.5	0.11	18	0						
16	Шпицберген (центр)	T <sub>3</sub> (Де Геердален)	Угристо-глинисто-алевритовая порода		448	0.09	0.54	0.63	-	0.15	0.51	105	-	0.045	8.82	0.9	99.1		x
17	Шпицберген (восток)	T <sub>3k1</sub> (Чермакфьеллет)	Аргиллит		438	0.04	0.59	0.63	0.19	0.06	1.15	51	17	0.071	6.2	80.24	19.76	x	
18	ЗФИ	T <sub>3k</sub>	Аргиллит	0.0002	324	0.02	0.04	0.06	0	0.33	0.7	5	0						
19	ЗФИ	T <sub>3n</sub>	Аргиллит	0.0013	429	0.03	0.54	0.57	0	0.05	1.34	40	0						
20	ЗФИ	T <sub>3n</sub>	Алевролит	0.0025	436	0.06	0.1	0.16	0	0.37	0.16	62	0						

По результатам пиролиза Rock-Eval нижнетриасовые породы со Шпицбергена содержат незначительное количество ОВ (ТОС - 0,1-0,21%) гумусового типа (HI < 152 мгУВ/гТОС) (табл. 4). Однако, при таких низких значениях ТОС, близких к разрешающей способности прибора, надо осторожно относиться к расчетным коэффициентам.

Экстракция хлороформенных битумоидов из нижнетриасовых пород Шпицбергена показали, что содержание битумоидов в них составляет 0,022 – 0,046%, причем в составе битумоида преобладают масла и смолы (78,13-89,1%) (табл. 4). Битумоидный коэффициент  $\beta^{xb}$  для образца №1 составляет 10,48%, что характеризует его как сингенетичный. Битумоид в образце №2 ( $\beta^{xb} = 46\%$ ) имеет миграционную природу.

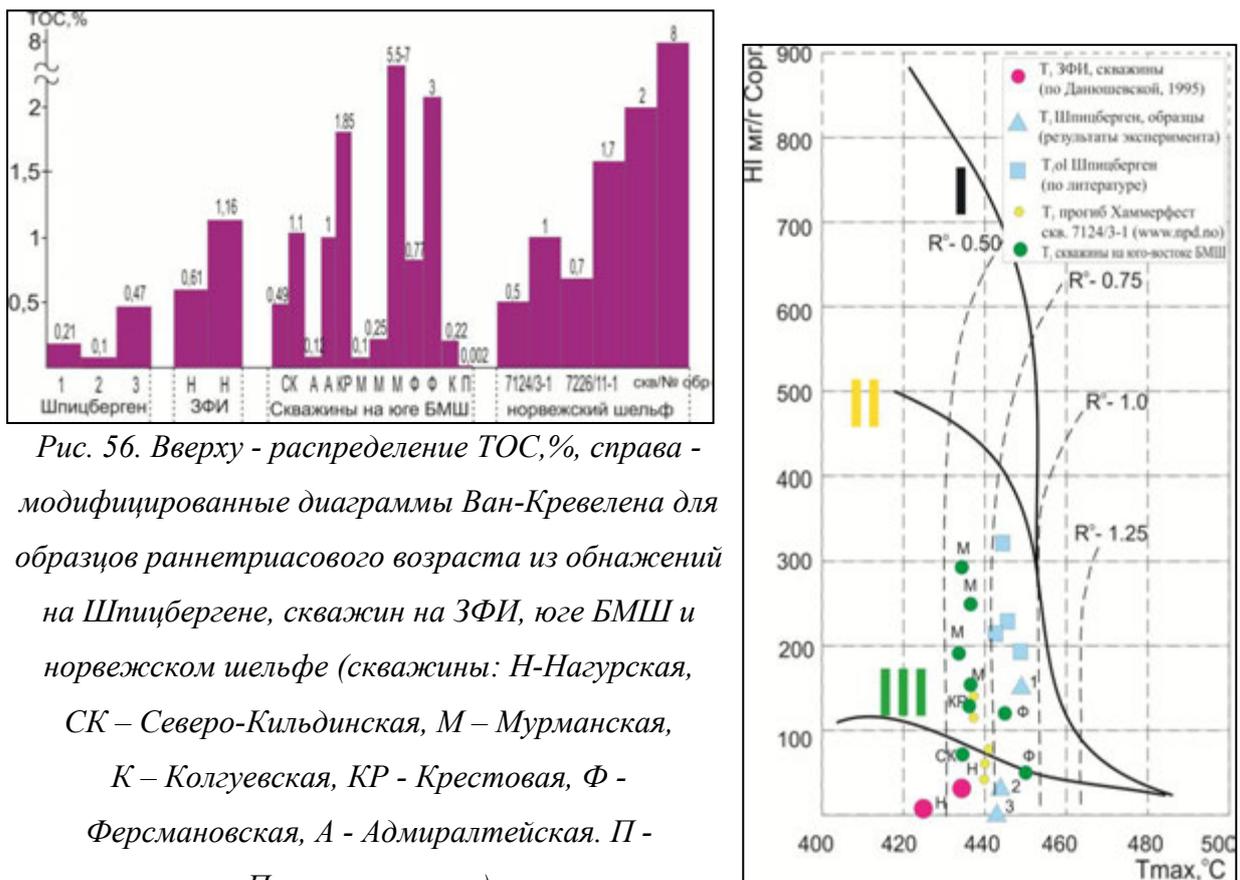


Рис. 56. Вверху - распределение ТОС,%, справа - модифицированные диаграммы Ван-Кревелена для образцов раннетриасового возраста из обнажений на Шпицбергене, скважин на ЗФИ, юге БМШ и норвежском шельфе (скважины: Н-Нагурская, СК – Северо-Кильдинская, М – Мурманская, К – Колгуевская, КР - Крестовая, Ф - Ферсмановская, А - Адмиралтейская. П - Песчаноозерская)

Алкановая и ароматическая фракции битумоида из образца №1 были изучены методом хромато-масс-спектрометрии. На хроматограмме m/z 57 фиксируются н-алканы от C<sub>18</sub> до C<sub>36</sub>, максимум распределения приходится на н-C<sub>20</sub> (рис. 57). Преобладание н-алканов среднемолекулярного веса и отсутствие преобладания нечетных гомологов может говорить о значительном вкладе бактериального органического материала. Низкое содержание дибензотиофена относительно фенантрена (0,03) (рис. 58) свидетельствуют о том, что битумоид был генерирован терригенными породами, а не карбонатами (Hughes et

all., 1995). Отношение 2-метилнафталин к 1-метилнафталин (2MN/1MN), возрастающее с катагенезом, и преобладание четных n-алканов предполагает среднюю степень преобразования ОБ (рис. 58). MPI-1 - метилфенантеновый индекс - отношение суммы 2- и 3-метилфенантенов к сумме фенантена и 1- и 9-метилфенантенов (Radke, Welte, 1983) – равен 0,42, а рассчитанная из него отражательная способность витринита  $R_c = (0,6 * MPI_1) + 0,37 = 0,62$ , что породы находятся в начале-середине ГЗН (рис. 59).

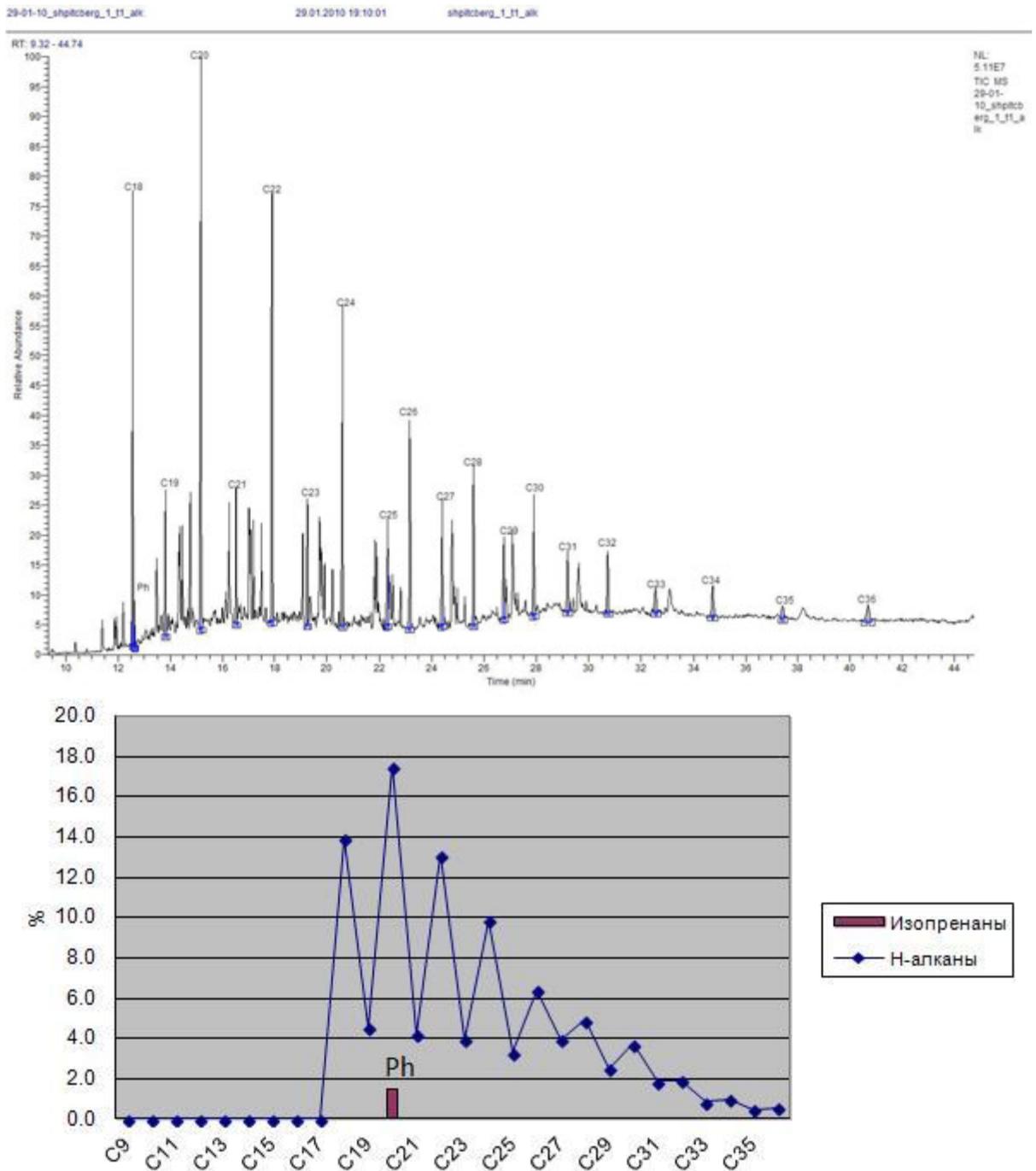


Рис. 57. Хроматограмма алкановой фракции и распределение n-алканов и изо-алканов битумоида из кремнисто-глинистой породы центральной части арх. Шницберген ( $m/z$  57, метод ХМС)

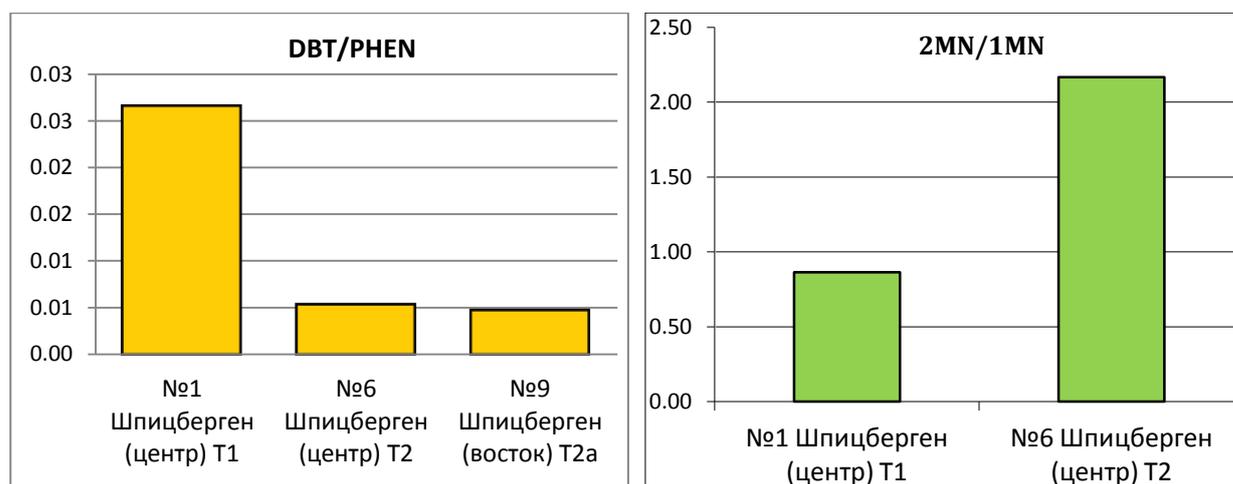


Рис. 58. Отношение дибензофенантрена к фенантрону (DBT/PHEN) и 2-метилнафталина к 1-метилнафталину (2MN/1MN) в ароматических фракциях битумоидов из образцов нижнего и среднего триаса со Шпицбергена (метод ХМС)

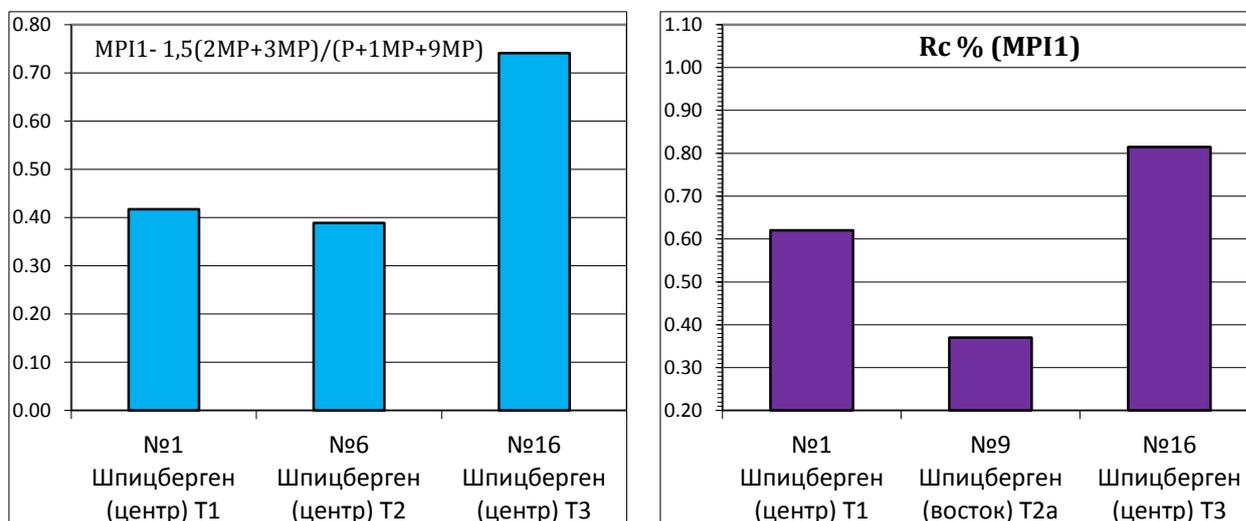


Рис. 59. Метилфенантеновый индекс (MPI-1) и  $Rc = (0,6 * MPI1) + 0,37$  в ароматических фракциях битумоидов образцов нижнего, среднего и верхнего триаса со Шпицбергена (метод ХМС)

По комплексу рассмотренных параметров на основе классификации Peters и Cassa можно заключить, что изученные породы индского яруса со Шпицбергена обладают бедным нефтегенерационным потенциалом (табл. 2). Показатели зрелости по биомаркерам соответствуют результатам пиролиза ( $T_{max} = 443-447^{\circ}C$ ), т.е. степень преобразования индских НГМП соответствует градации катагенеза МК<sub>2</sub>.

Был также изучен аргиллит оленекского яруса из южной части Шпицбергена. Для сравнения ниже приводятся также литературные данные для оленекских отложений центральной части острова Шпицберген и о-вов Баренца и Эдж на востоке архипелага.

Аргиллит из южной части острова макро- и микроскопически схож с изученными образцами индского возраста. Порода имеет несколько более высокие значения ТОС =

0,47%, но также гумусовый тип ОВ. Содержание битумоида несколько выше – 0,076%, битумоид сингенетичный ( $\beta=16,2\%$ ) с преобладанием в составе масляно-смолистой фракции (77,5%) (табл. 4). Степень преобразования по  $T_{\max}$  (441°C) соответствует началу МК<sub>2</sub>.

Породы оленекского яруса (формация Стики Кип) из центральной части Шпицбергена характеризуются более высокими содержаниями ОВ, чем изученные породы индского яруса. Они представлены темными глинами, ТОС в которых составляет 1,25-2,87% (Abdullah, 1999). По значениям  $HI=194-318$  мгУВ/гТОС можно сделать вывод о смешанном II-III типе ОВ с преобладанием гумусовой составляющей (рис. 56), что подтверждается петрографическими исследованиями органического вещества – преобладают мацераллы витринита, отмечается присутствие флюоресцирующего желто-оранжевым светом ОВ II типа. На основе значений  $T_{\max}$  (443-449°C) и анализа биомаркеров (отношение  $22S/22R+22S$  для гопана  $C_{32}$   $17\alpha(H),21\beta(H)$  равно 0,6; отношение  $20S/20R+20S$  для стерана  $C_{29}$   $5\alpha(H),14\alpha(H),17\alpha(H)$  равно 0,5-0,6) термическая зрелость оленекских отложений полагается ближе к середине ГЗН. Породы оленекского яруса характеризуются хорошим нефтегазогенерационным потенциалом:  $S_1+S_2$  составляет 3,6-8,9 мгУВ/г породы, а содержание битумоидов – 3637-7869 ppm (0,36-0,78 %).

Битумоиды оленекских пород характеризуются преобладанием масел и смол, а по ГХ - одномодальным распределением n-алканов, максимум которого приходится на  $C_{14}-C_{15}$ , с незначительным преобладанием нечетных гомологов (Abdullah, 1999). Отношение  $Pg/Ph$  составляет 1,4-2, коэффициенты  $Pg/n-C_{17}$  1,5-1,6 и  $Ph/n-C_{18}$  1,2-1,6, что подтверждает смешанный тип ОВ, накапливавшегося в слабовосстановительных условиях (рис. 60).

Оленекские породы (формация Викингогда) на востоке арх. Шпицберген (о-ва Баренца и Эдж) также характеризуются высокими значениями ТОС=1,1-6,1% (в среднем 3,2%), гумусово-сапропелевым (II-III) типом ОВ с преобладанием сапропелевой составляющей -  $HI$  до 330 мгУВ/гТОС (Bjoroy et al., 2010) (рис. 56) и очень хорошим нефтегазогенерационным потенциалом – средний  $S_2=12$  мгУВ/г породы. Они накапливались в морских восстановительных условиях (Bjoroy et al., 2010). При этом породы находятся ближе к середине ГЗН.

На Земле Франца Иосифа отложения индского и оленекского ярусов общей мощностью 690 м вскрыты скв. Нагурская. Они залегают на небольшой глубине 964-1657 м в зоне поднятия фундамента. Породы представлены в основном темно-серыми и черными аргиллитами с прослоями и линзами известняков и алевролитов. Нефтегазоматеринские свойства этих пород изучены А.И. Данюшевской (табл. 5). Концентрации органического углерода в отложениях индского яруса составляют 1,16%, в

оленокских породах – 0,61% (Данюшевская, 1995). Значения  $HI=10-33$  мг УВ/г ТОС говорят о гумусовом типе ОВ. Нефтегазогенерационный потенциал оценивается как низкий ( $S_1+S_2=0,18-0,3$  мгУВ/г породы). Породы находятся на низкой степени преобразования, близкой к началу ГЗН ( $T_{max}=424-434^\circ C$ ). Данюшевская А.И. отмечает низкую битуминизацию ОВ и преобладание смолисто-асфальтовых компонентов в битумоидах. По ее мнению, внедрение меловых интрузий, которые вскрыты скважиной, обусловило значительную обогащенность ОВ кислородсодержащими и ароматическими структурами.

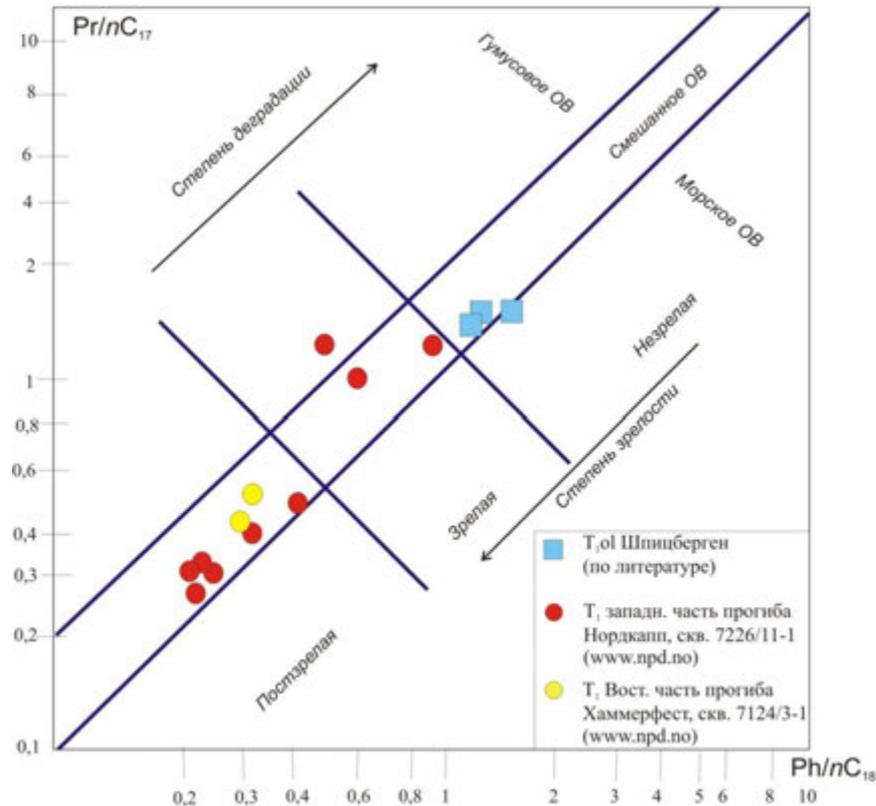


Рис. 60. Диаграмма  $Ph/n-C_{18}$  к  $Pr/n-C_{17}$  для нижнетриасовых пород центральной части Шпицбергена и из скважин на норвежском шельфе

Индские отложения в восточной части Баренцева моря изучены в скважинах Адмиралтейская-1 и Крестовая-1, где их мощность достигает 1,4-2,5 км. Они обладают бедным нефтегазоматеринским потенциалом, со значениями ТОС=0,12-1,1%,  $S_1+S_2=0,12-0,56$  мгУВ/г породы, при этом содержания битумоида не превышают 0,01% (по материалам АМНГР). Битумоид характеризуется, как правило, бимодальным распределением n-алканов, с первым максимумом n-C<sub>17</sub>-n-C<sub>19</sub> и вторым – в высокомолекулярной области около n-C<sub>26</sub>, и в целом – преобладанием высокомолекулярных n-алканов до n-C<sub>35</sub>. Отношение Pr/Ph 1-1,6 для Адмиралтейской скважины говорит о морских слабовосстановительных условиях осадконакопления с

примесью терригенного ОВ, при этом более восстановительные условия ( $P_r/P_h=0,6-1$ ) характерны для скв. Крестовая. Оленекские отложения содержат отдельные прослои, более обогащенные ОВ с ТОС 0,9-1,85 % гумусового типа (НІ до 126 мгУВ/гТОС), но все еще бедным потенциалом.

Табл. 5. Результаты пиролиза Rock Eval для пород из скважин ЗФИ (Данюшевская, 1995)

Скв.	Интервал, м	Возраст	Кол-во обр.	Параметры Rock Eval (средние значения)							
				T <sub>max</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub> +S <sub>2</sub>	PI	ТОС	НІ	ОІ
Нагурек ая	509.7-860.3	T <sub>2l</sub>	3	440	0.02	0.70	0.72	2.7	0.93	75	-
	1051.2-1351.2	T <sub>1o</sub>	2	434	0.02	0.28	0.30	5.4	0.61	33	-
	1445-1621	T <sub>1i</sub>	5	424	0.05	0.13	0.18	27.7	1.16	10	7
Хейса	947.8-1366.2	T <sub>3k</sub>	3	437	0.01	0.66	0.67	1.2	1.7	25	-
	1442.3-2545	T <sub>2l</sub>	8	450	0.07	0.40	0.47	14.9	0.91	40	79
	2640-3225	T <sub>2a</sub>	4	486	0.06	0.14	0.20	30	0.4	26	56
Северная	635	T <sub>3n</sub>	1	430	0.02	0.25	0.27	7.4	1.15	21	52
	936.7 (черная глина)	T <sub>3k</sub>	8	451	2.06	22	24.06	8.6	10.8	214	10
	1415 (углист. порода)	T <sub>3k</sub>	5	431	0.70	6.61	7.31	9.6	5.62	118	18
	956-1897	T <sub>3k</sub>	6	442	0.09	0.33	0.42	18.7	0.67	38	41
	1977-2778	T <sub>2l</sub>	6	502	0.13	0.15	0.28	46.4	0.87	16	14
	2833-3450	T <sub>2a</sub>	6	503	0.06	0.13	0.19	27.3	0.67	19	44

Красноцветные глинистые и алевро-песчано-глинистые отложения оленекского яруса в скв. Мурманская и Северо-Мурманская обладают низким содержанием органического углерода 0,04-0,25% (Григорьева и др., 1998) (рис. 56). Отдельные прослои содержат до 5,5-7% ОВ гумусового и гумусово-сапропелевого типа (НІ до 300 мгУВ/гТОС). Степень преобразования пород соответствует началу нефтяного окна ( $R_o=0,6-0,7\%$ ), таким образом, исходный нефтегазогенерационный потенциал этих прослоев характеризуется как хороший и очень хороший (до 10-23 мгУВ/г породы). На Северо-Кильдинской площади оленекские отложения представлены переслаиванием глинистых, глинисто-алевритовых и песчано-алевритоглинистых пород, встречаются линзы угля. Содержание органического вещества преимущественно гумусового типа в глинах составляет 0,1-0,50% (до 1%), потенциал бедный ( $S_1+S_2=0,3$  мг УВ/г породы, редко до 0,6) (рис. 56). В скв. Ферсмановская ТОС в оленекских аргиллитах достигает 0,77%, а в

отдельных прослоях – почти 3%. Эти прослои имеют удовлетворительный генерационный потенциал до 2,5 мгУВ/г породы. При этом ОВ - гумусового типа:  $HI=42-122$  мг УВ/гТОС, а  $T_{max}$  достигает 444-450°C (данные АМНГР).

Низкие содержания битумоида в нижнетриасовых аргиллитах на юго-востоке БМШ в Северо-Кильдинской скв. 0,0006-0,16%, в Мурманской – 0,0003-0,0025%, в Колгуевской – 0,012-0,017%, в Песчаноозерской – 0,02-0,28% (Гудкова, 1990), в Ферсмановской – 0,03-0,06% говорят, скорее, о бедном нефтегазогенерационном потенциале, за исключением отдельных прослоев. Битумоиды из оленекских пород скв. Ферсмановская характеризуются одномодальным распределением n-алканов (рис. 61), преобладанием низкомолекулярных гомологов и максимумом распределения n-C<sub>17</sub> – n-C<sub>18</sub>. Отношение Pr/Ph=1-1,32, что говорит о преимущественно морских обстановках осадконакопления.

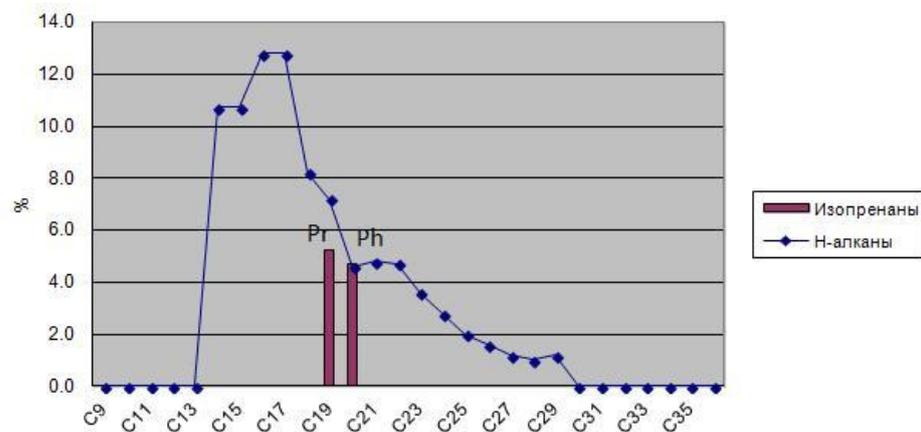


Рис. 61. Распределение n-алканов и изо-алканов в битумоиде из оленекских пород скв. Ферсмановская (по данным АМНГР)

Глинистые отложения *индского яруса нижнего триаса (формация Хаверт)* на моноклинали Финнмарк (скв. 7128/4-1) залегают на небольшой глубине (1-1,5 км), содержат ОВ гумусового типа ( $HI=17-69$  мгУВ/гТОС) в количествах 0,1-0,4%, и слабо преобразованы ( $R_0=0,45-0,49\%$ ) ([www.npd.no](http://www.npd.no)). В восточной части бассейна Хаммерфест (скв. 7124/3-1) эти породы, особенно в нижней части разреза, характеризуются значениями  $TOC=0,5-1\%$ , но тип ОВ остается гумусовым ( $HI$  не превышает 140 мгУВ/гТОС) ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Здесь индские глины залегают на глубинах 2660-3440 м, степень их катагенеза соответствует началу-середине ГЗН (рис. 56). На большей части норвежского шельфа, в том числе в прогибе Нордкапп (скв. 7226/11-1) индские глины содержат 0,7-1,7% ТОС (рис. 56). Водородный индекс при этом изменяется от 120 до 330 мгУВ/гТОС (Ohm et al., 2008). Это говорит об их хорошем исходном нефтегазогенерационном потенциале - до 6 мгУВ/г породы.

Отложения *оленокского* возраста (*формация Клаппмыс*) западной части БМШ представлены темно-серыми до черных алевритистыми глинами. Содержание органического углерода в них изменяется от 2 до 8% (рис. 56), водородный индекс - от 200 до 500 мгУВ/гТОС (Leith et al., 1992). Эти породы содержат аморфное сапропелевое вещество морского фитопланктона и относятся к нефтегазоматеринским с большим генерационным потенциалом. Согласно отношению  $Pr/n-C_{17}$  и  $Ph/n-C_{18}$  (рис. 60) и соотношению стеранов  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  и  $C_{29}$  (рис. 62) нижнетриасовые породы в норвежской части шельфа содержат смешанное гумусово-сапропелевое органическое вещество, накопившееся в обстановках открытого моря ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Некоторые исследователи отмечают распределение гопанов, типичное для пород, образовавшихся в морских восстановительных условиях (Vjoroy et al., 2010). На большей части норвежского шельфа нижнетриасовые породы находятся в конце ГЗН или в ГЗГ, за исключением поднятий, где они могут быть незрелыми.

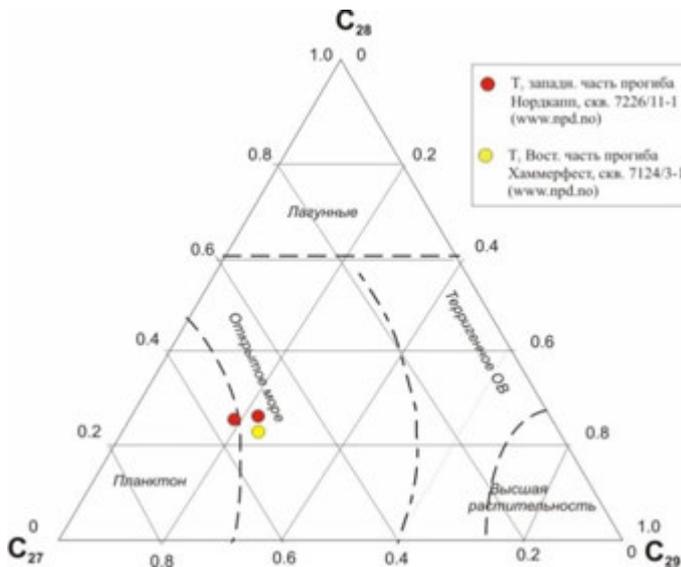


Рис. 62. Распределение стерановых УВ состава  $C_{27}$ ,  $C_{28}$ ,  $C_{29}$  в битумоидах нижнетриасовых пород из скважин в норвежской части Баренцева моря по результатам ХМС

### 5.5. СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изученные среднетриасовые породы из центральной части Шпицбергена представлены преимущественно темно-серыми и черными аргиллитами с тонко- и толсто плитчатой текстурой, пелитовой структурой (рис. 63). Образцы № 4 и 5 (табл. 4) представлены алеврито-глинистыми породами темно-серого цвета с мелко-алевритовой структурой, слабо и неравномерно карбонатизированные. Текстура в шлифах слоистая – чередование более глинистых и более алевритистых прослоев. Наблюдаются включения чешуек слюды, жилки кварца. Состав алевритовых зерен: кварц, полевой шпат, слюда, кальцит. Их контакты – точечные и вдавливания, зерна плохо окатаны (рис. 64).

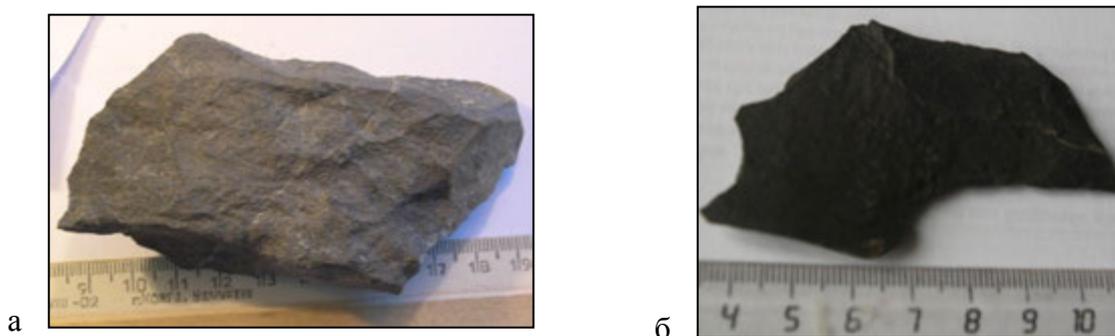


Рис. 63. Породы среднетриасового возраста из центральной части Шпицбергена: а – алевритовый ритм №4, б – аргиллит №6

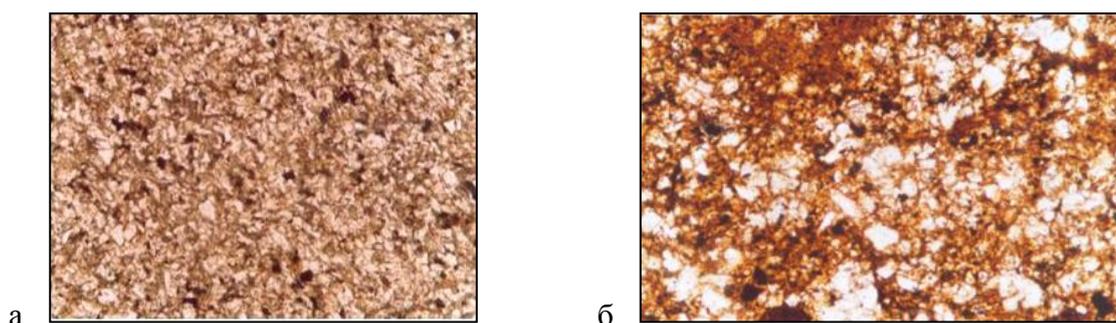


Рис. 64. Фотографии шлифов алевритоглинистых среднетриасовых пород из центральной части Шпицбергена в параллельных николях при увеличении  $\times 10$ : а – образец №4; б – образец №5.

По результатам Rock Eval среднетриасовые породы из центральной части Шпицбергена (формация Ботнехейя) содержат 1,38-1,7% ОВ смешанного II-III типа ( $HI=130-337$  мгУВ/гТОС) (табл. 4, рис. 65). Степень преобразования по  $T_{max}$  ( $445-451^{\circ}C$ ) соответствует середине ГЗН, что подтверждается анализом биомаркеров 2MN/1MN (рис. 58) и литературными данными (Vjoroу et al., 2010, Abdullah, 1999). Авторы ссылаются также на более надежные показатели зрелости, как отношение  $22S/(22S+22R)$   $C_{32}$   $17\alpha(H), 21\beta(H)$ -гопанов и  $20S/(20S+20R)$   $C_{29}$   $5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H)$ -стеранов, которые уже достигли равновесия. Остаточный нефтегазогенерационный потенциал породы - удовлетворительный ( $S_1+S_2=2,3-6,2$  мгУВ/г породы). Исходные ТОС к началу катагенеза (табл. 1) составляли 2-3,5%. Значения водородного индекса могли достигать 400-450 мгУВ/гТОС. Таким образом, исходный нефтегазогенерационный потенциал мог быть очень хорошим, т.е. составлять от 8 до 15 мгУВ/г породы (табл. 2). Эти расчеты подтверждаются литературными данными для пород этого же возраста, но менее преобразованных: ТОС до 7%, HI от 250 до 400 мгУВ/гТОС, превосходный нефтегазогенерационный потенциал ( $>29$  мгУВ/г породы), содержание битумоидов более 12000 ppm (1,2%) (Abdullah, 1999).

Результаты экстракции и ЖАХ битумоидов среднетриасовых пород центрального Шпицбергена показали концентрации битумоидов 0,07-0,1% (табл. 4), что согласуется с пиролитическими значениями нефтегазогенерационного потенциала. В составе битумоидов преобладают масла и смолы (69-85%). Значения  $\beta^{x0}$  составляют 4,5-6,3%, что характеризует битумоид как сингенетичный.

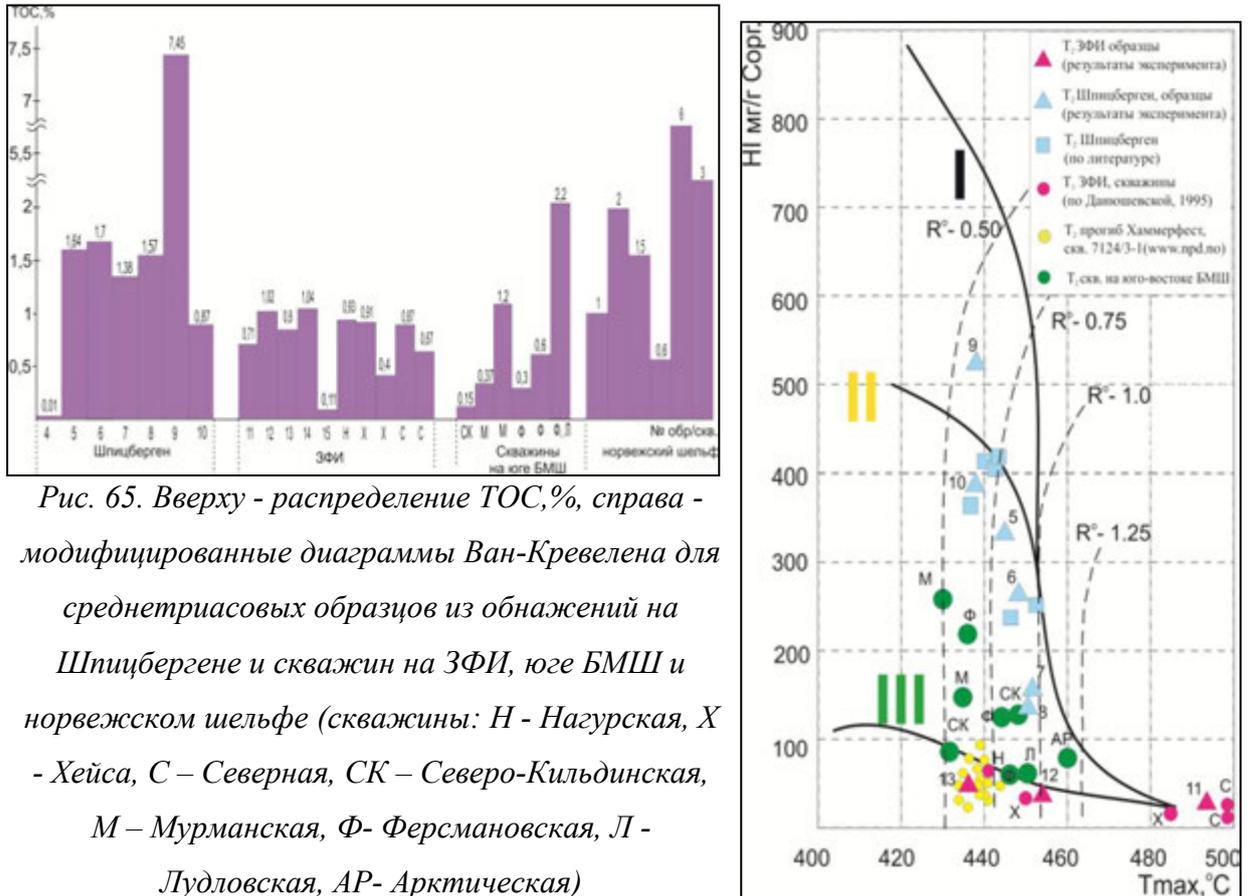


Рис. 65. Вверху - распределение ТОС,%, справа - модифицированные диаграммы Ван-Кревелена для среднетриасовых образцов из обнажений на Шпицбергене и скважин на ЗФИ, юге БМШ и норвежском шельфе (скважины: Н - Нагурская, Х - Хейса, С - Северная, СК - Северо-Кильдинская, М - Мурманская, Ф - Ферсмановская, Л - Лудловская, АР - Арктическая)

Результаты газовой хроматографии для битумоидов из среднетриасовых пород центральной части Шпицбергена показали, что для них характерно присутствие н-алканов начиная с  $C_{17}$  до  $C_{38}$ . Распределение н-алканов бимодальное: первый максимум приходится на н- $C_{20}$ , второй - на н- $C_{30}$  - н- $C_{31}$  (рис. 66, 67). Наличие второго максимума в высокомолекулярной области, большой нафтеновый фон и преобладание нечетных алканов в высокомолекулярной области ( $CPI\ 2 = 2 \cdot C_{29} / (C_{28} + C_{30}) > 1$ ) говорит о присутствии гумусовой компоненты в исходном ОВ. Тип вещества можно отнести к смешанному гумусово-сапропелевому (тип II-III), что согласуется со значениями HI пиролиза и коэффициентов  $Pg/n-C_{17}$  (0,6-0,77) и  $Ph/n-C_{18}$  (0,45-0,51) (рис. 68). Отношение пристана к фитану 0,44-0,46 говорит о морских преимущественно восстановительных условиях накопления ОВ.

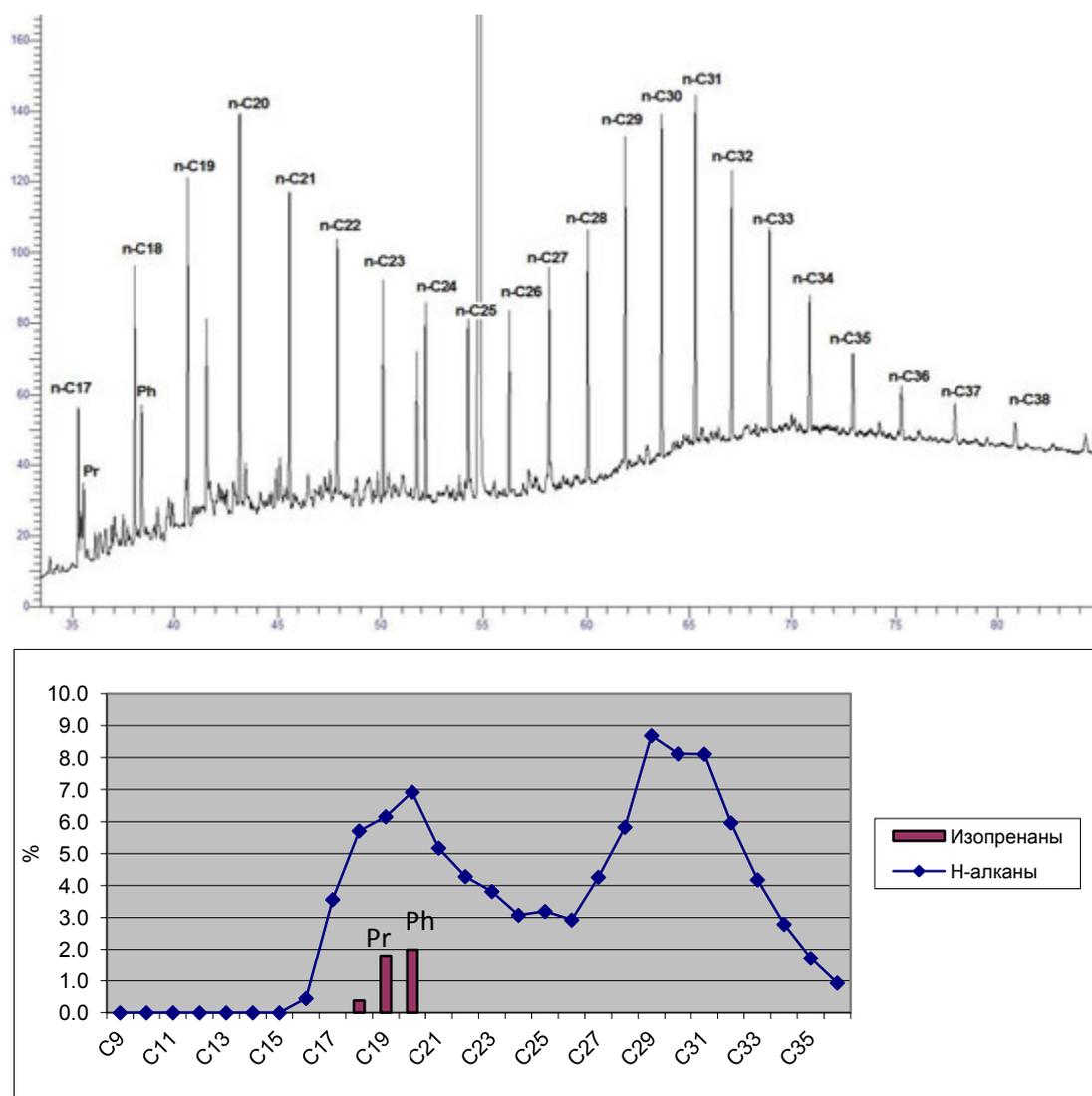


Рис. 66. Хроматограмма и распределение *n*-алканов и изо-алканов в битумоиде из аргиллитов среднетриасового возраста центральной части арх. Шницберген (образец №6). Получена методом ГХ

Изученные среднетриасовые (формация Ботнехейя, анизийский ярус) аргиллиты из восточной части арх. Шницберген (о-в Эдж) отличаются от рассмотренных образцов из центральной части архипелага наличием карбонатной примеси. По результатам Rock-Eval характеризуются значениями ТОС 7,45 и 0,87% и II типом ОВ согласно значениям НІ (525 и 390 мгУВ/гТОС).  $T_{\max}=438^{\circ}\text{C}$  показывает, что породы только вступили в ГЗН (рис. 65). Нефтегазогенерационный потенциал, определенный для породы №9 – превосходный ( $S_1+S_2=42,2$  мгУВ/г породы), а для №10 (табл. 4) – удовлетворительный ( $S_1+S_2=4,3$  мгУВ/г породы). Результаты подтверждаются литературными данными ТОС=1,2-10% (в среднем – 4,5%), НІ=204-612 мгУВ/гТОС (в среднем – 390),  $S_2=2,5-57$  мгУВ/г породы (в среднем – 19) (Vjoroy et al., 2010).

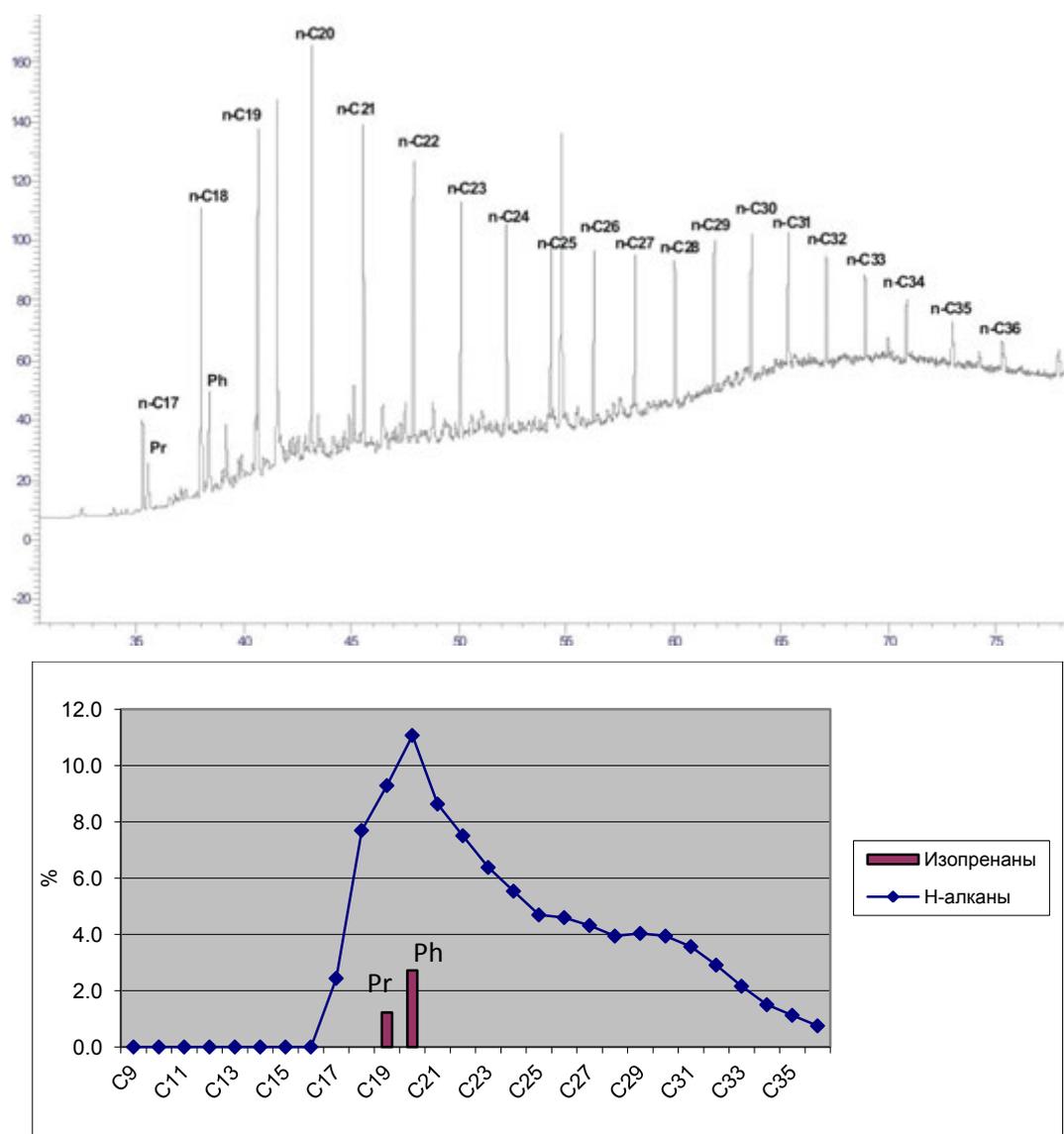


Рис. 67. Хроматограмма и распределение *n*-алканов и изо-алканов в битумоиде из аргиллитов среднетриасового возраста центральной части арх. Шпицберген (образец №8). Получена методом ГХ

Результаты экстракции и ЖАХ показали очень высокое содержание битумоидов в этих породах – 0,47-0,59%, в составе которых масла и смолы преобладают (72-79%) (табл. 4). Эти результаты подтверждают очень хороший нефтегазогенерационный потенциал среднетриасовых отложений на востоке арх. Шпицберген. Значения  $\beta^{x6}=7,95\%$  и высокие значения пика  $S_1$  пиролиза говорят о том, что процессы генерации УВ в породе уже начались. В битумоиде образца №10 значения  $\beta^{x6}$  достигают 54%, что говорит о его миграционной природе (табл. 4). Высачивание УВ в этом образце были замечены еще при макроописании. Б.А. Клубов связывал наиболее заметные проявления природных битумов от окисленных нефтей до асфальтов именно с породами этого возраста (Клубов, 1997).

На хроматограммах битумоидов из аргиллитов анизийского возраста восточной части арх. Шпицберген (о. Эдж) распределение *n*-алканов одномодальное: максимум приходится на *n*-C<sub>18</sub>-C<sub>20</sub> (рис. 69, 70). Максимум в низкомолекулярной области, низкий нафтеновый фон говорят о доминировании сапропелевой составляющей в исходном ОВ. Поэтому подтверждается исходный II тип ОВ. По отношению пристана к фитану от 0,9 до 1,2, значениям коэффициентов Pr/*n*-C<sub>17</sub> и Ph/*n*-C<sub>18</sub> можно заключить о преимущественно морском генезисе ОВ (рис. 68), что подтверждается распределением стерановых УВ состава C<sub>27</sub>:C<sub>28</sub>:C<sub>29</sub> как 33:25:42 (рис. 71).

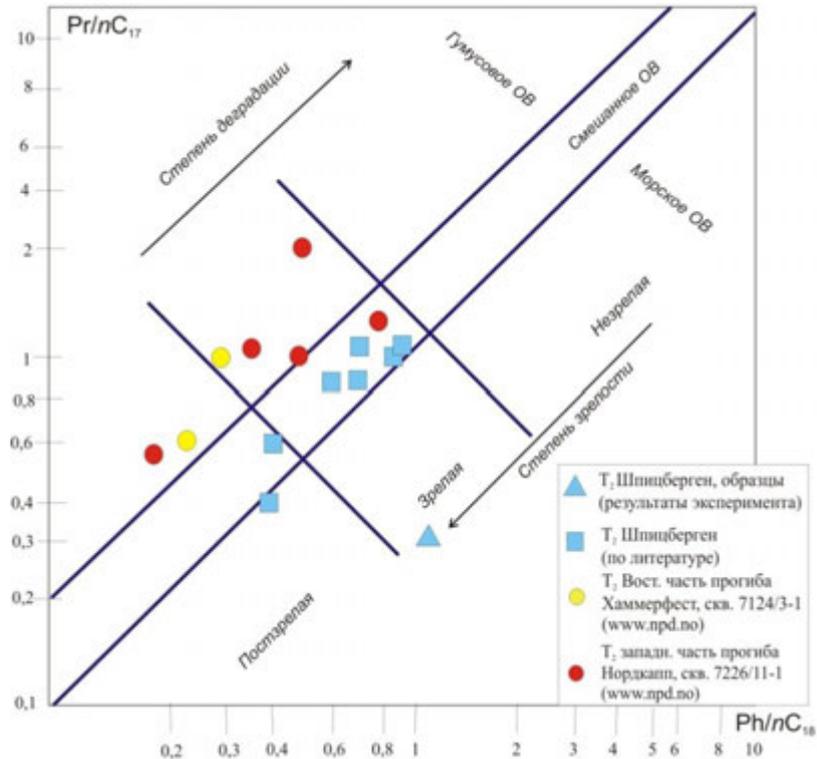


Рис. 68. Диаграмма Ph/*n*-C<sub>18</sub> к Pr/*n*-C<sub>17</sub> для среднетриасовых образцов из центральной части Шпицбергена и скважин на норвежском шельфе

Соотношение стереохимических эпимеров 5 $\alpha$ 14 $\alpha$ 17 $\alpha$ -стеранов 20S/20S+20R достигает 0,36. Соотношение (5 $\alpha$ 14 $\beta$ 17 $\beta$ (20S+20R)/5 $\alpha$ 14 $\beta$ 17 $\beta$ (20S+20R)+5 $\alpha$ 14 $\alpha$ 17 $\alpha$ 20R) стеранов равно 0,53, MPI ниже 0,5, отношение трициклических терпанов к гопанам (t23/H30) 0,26 также подтверждают данные Rock-Eval о невысокой зрелости - максимум, начало ГЗН (рис. 66).

На Земле Франца Иосифа отложения анизийского яруса представлены черными и темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с редкими прослоями песчаников в нижней части. К ладинскому ярусу относят пачки глинистых пород, переслаивающихся с глинисто-алевропесчаными пачками в нижней части, и черные аргиллиты с прослоями известковых алевро-глинистых пород в верхней части.

Образцы анизийского яруса с ЗФИ были отобраны с островов Гофмана (№11-13) и Ла-Ронсьер (№14,15). Породы представлены темно-серыми аргиллитами с тонкоплитчатой текстурой и пеллитовой структурой. Включения представлены чешуйками слюды и обломками раковин. Микроописание этих образцов показало, что они имеют неравномерный светло-коричневый цвет за счет значительной примеси рассеянного ОВ (рис. 72б).

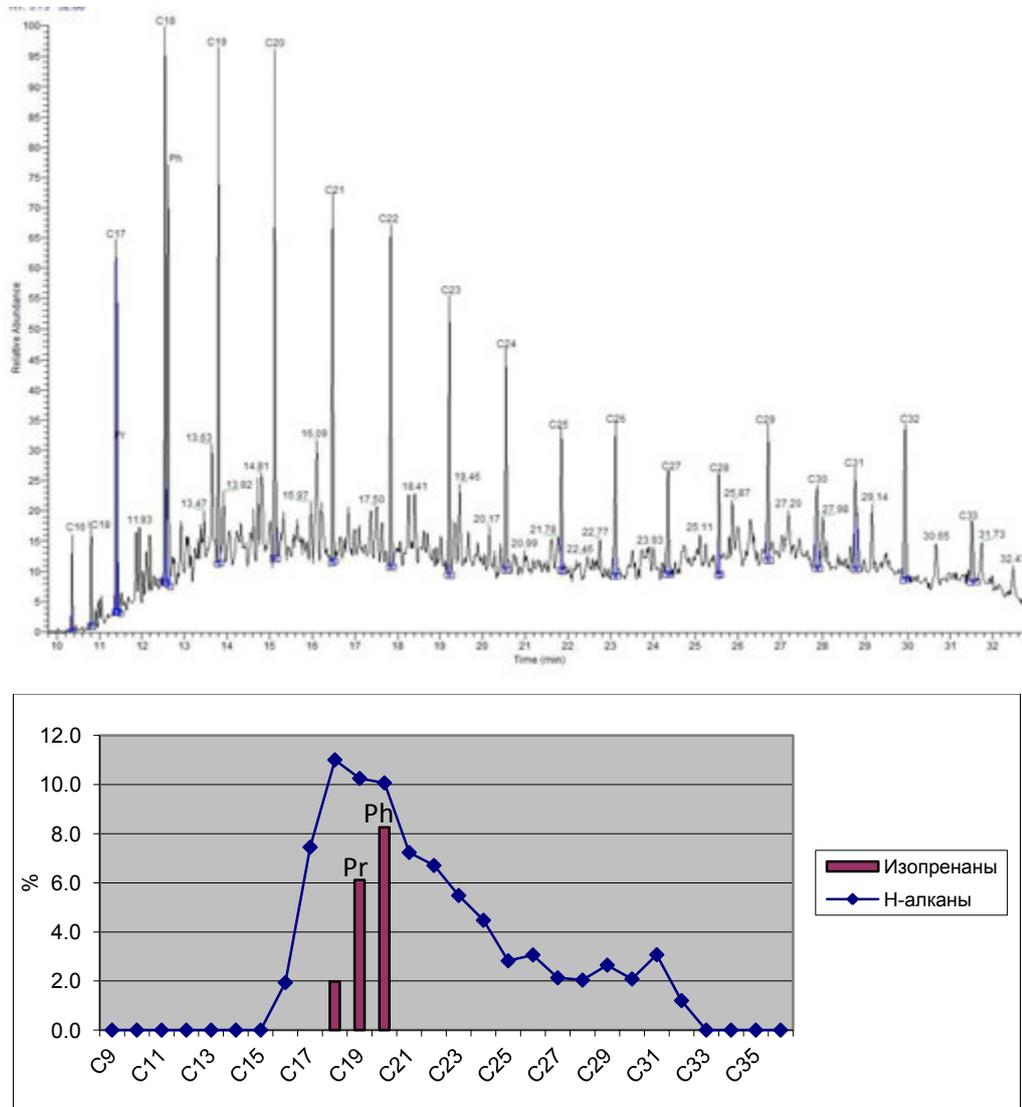


Рис. 69. Хроматограмма алкановой фракции битумоида и распределение *n*-алканов и изоалканов в битумоиде из аргиллитов анизийского возраста среднего триаса восточной части арх. Шпицберген (образец №9). Получена методом ХМС.

По результатам пиролиза Rock-Eval содержание ОВ в этих породах составляет 0,11-1,04% (табл. 4, рис. 65). Тип ОВ (НІ=18-50 мгУВ/гТОС) гумусовый. Значение  $T_{\max}$  =327°C для образца №15 с о-ва Ла-Ронсьер, вероятно, ошибочное из-за слишком низких содержаний ОВ в образце, близких к погрешности прибора. Повышенные значения  $T_{\max}$  в образце №14 ( $T_{\max}$ =526°C) по сравнению с замерами в одновозрастных породах скв. Хейса

и Северная (рис. 65) можно объяснить наличием локальных разогретых участков при внедрении в отложения триаса раннемеловых интрузий базальтов и долерито-базальтов. Вблизи интрузий создаются условия для аномально высокой зрелости ОБ и для локальной генерации УВ. Степень преобразования среднетриасовых НГМП на о-ве Гофмана меняется латерально от МК<sub>1</sub> на востоке в обнажениях на суше Воронина ( $T_{\max}=436^{\circ}\text{C}$ ) до МК<sub>3</sub>-МК<sub>4</sub> на западе на мысе Сугрובה ( $T_{\max}=493$  и  $453^{\circ}\text{C}$ ). Нефтегазогенерационный потенциал среднетриасовых НГМП на ЗФИ низкий:  $S_1+S_2=0,03-0,53$  мгУВ/г породы.

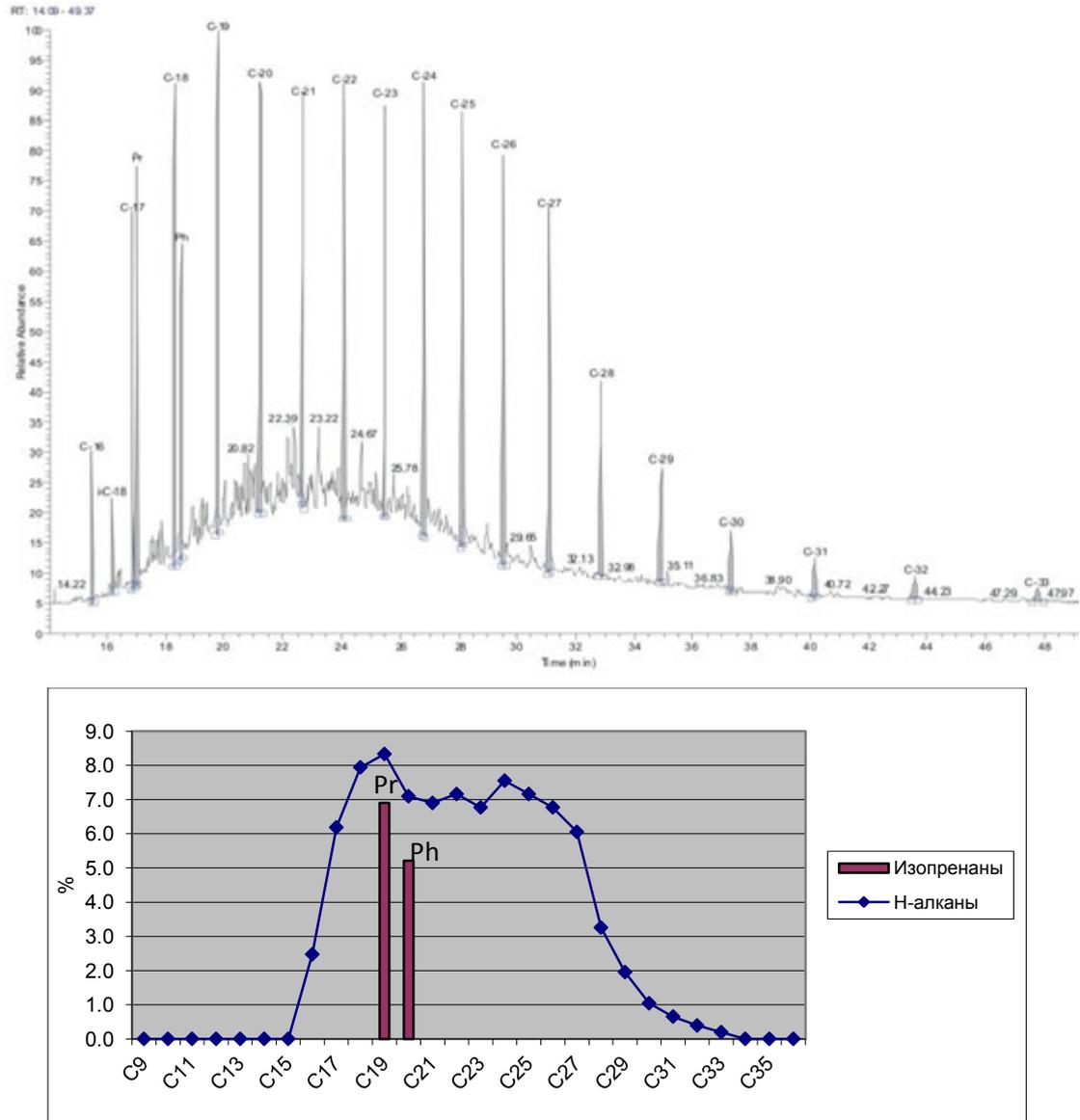


Рис. 70. Хроматограмма и распределение алканов в битумоиде из аргиллитов анизийского яруса восточной части арх. Шпицберген (образец №10). Получена методом ГХ

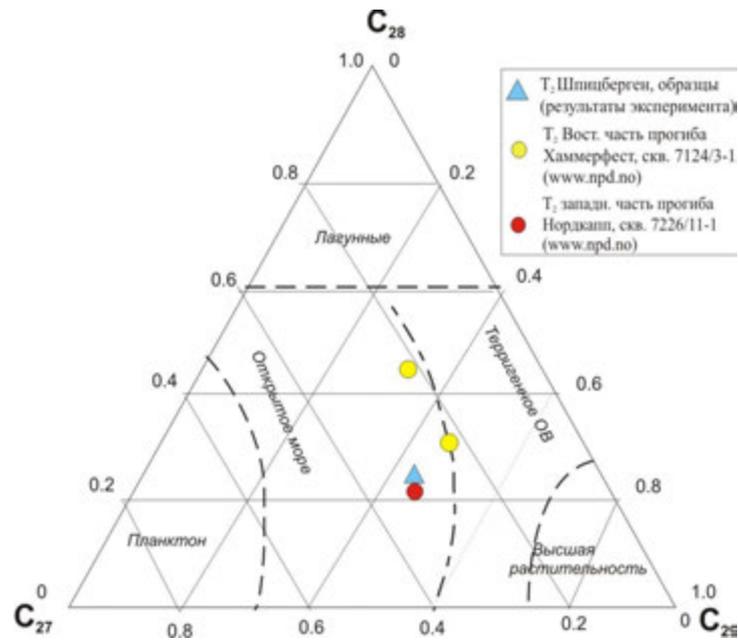


Рис. 71. Распределение стерановых УВ состава  $C_{27}$ ,  $C_{28}$ ,  $C_{29}$  в битумоидах среднетриасовых пород из восточной части Шпицбергена и из скважин в норвежской части Баренцева моря по результатам ХМС

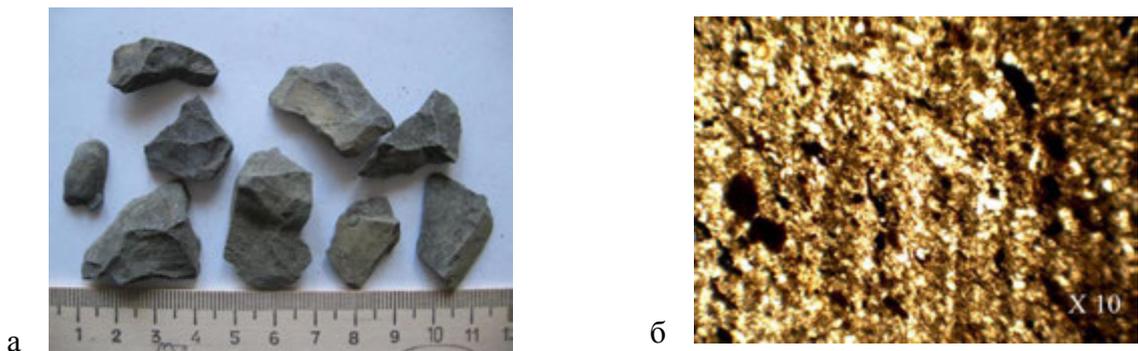


Рис. 72. Аргиллиты анизийского яруса среднего триаса с ЗФИ: а – образец №13, б – фотография шлифа из образца №12 в параллельных николях при увеличении  $\times 10$  (табл. 4)

По данным А.И.Данюшевой (табл. 5) содержание органического углерода в анизийских породах в скважине Северная на глубинах 2833-3450 м составляет 0,67%,  $HI=19$  мгУВ/гТОС, Степень преобразования по  $T_{max}=503^{\circ}C$  соответствует зоне генерации жирного газа. Остаточный нефтегазогенерационный потенциал бедный (0,18-0,28 мгУВ/г породы). В скважине Хейса анизийские породы на глубинах 2640-3225 м содержат 0,4% ТОС. Другие пиролитические параметры схожи с таковыми в скв. Северная, и только по  $T_{max}$  отложения в скв. Хейса чуть менее преобразованы ( $486^{\circ}C$ ) (Данюшевская, 1995).

Ладинские отложения вскрыты на ЗФИ в скважинах Нагурская (509-860м), Хейса (1442,3-2545м) и Северная (1977-2778 м). Они характеризуются ТОС 0,87-0,93%. При этом значения  $HI$  (16-75 мгУВ/гТОС) говорят о гумусовом типе вещества (рис. 65). Нефтегазогенерационный потенциал бедный. Степень преобразования согласно  $T_{max}$

наименьшая в Нагурской скважине (начало ГЗН), средняя в скв. Хейса (середина ГЗН) и высокая в скв. Северная (зона генерации жирного газа).

Для сильно преобразованных пород остаточный нефтегазогенерационный потенциал был пересчитан на исходный. Исходные значения ТОС в среднетриасовых породах на ЗФИ составляли 0,8-2,1% (коэффициент пересчета от 1,5 до 2) (табл. 1). Исходный водородный индекс менялся от 40-50 до 130 мг УВ/г ТОС. При этом исходный нефтегазогенерационный потенциал характеризуется по классификации Peters и Cassa (табл. 2) как бедный и удовлетворительный (0,4-2,7 мгУВ/г породы).

По результатам опробования методом люминесцентной битуминологии породы имеют содержание битумоидов от 0,000156-0,16% (табл. 4). Наиболее высокими баллами по раствору и вытяжкам, а, следовательно, наибольшим содержанием битумоидов обладают породы с о-ва Гофмана (№11-13). Результаты экстракции и ЖАХ показали, что содержание битумоидов в этих породах – 0,024-0,035%, масла и смолы в целом преобладают (табл. 4). Значения  $\beta^{x6}=3-4,3\%$  говорят о сингенетичности битумоида для слабопреобразованного образца №13 и об остаточности для образцов №11-12, достигших высоких степеней зрелости.

По результатам газовой хроматографии образцы анизийского возраста с ЗФИ имеют сходное распределение n-алканов (рис. 73, 74, 75). Максимум распределения n-алканов в них приходится на C<sub>21</sub>-C<sub>22</sub>. Преобладание нечетных n-алканов как в низко-, так и высокомолекулярной области, а также большой нафтеновый фон из сложных полиароматических структур является признаком ОВ прибрежно-морского генезиса преимущественно гумусового типа. Нафтеновый фон также служит признаком невысокой степени преобразования ОВ, что для образца №13 хорошо согласуется с результатами Rock-Eval (T<sub>max</sub>=436°C – начало ГЗН).

На ЗФИ среднетриасовые породы в силу гумусовой природы ОВ могут рассматриваться только как газоматеринские с бедным и удовлетворительным исходным генерационным потенциалом.

*В юго-восточной части Баренцева моря на Северо-Кильдинской (1380-2050 м) и Мурманской площадях (2410-2820 м) разрез среднего триаса представлен переслаиванием зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых песчаников с пестроокрашенными глинами и редкими прослоями черных пиритизированных глин (Григорьева и др., 1998). Содержания ОВ в глинистой части разреза составляет всего 0,15-0,37% (рис. 65), а по другим пиролитическим параметрам наблюдается сходство с ОВ среднетриасовых пород на ЗФИ. Однако в отдельных прослоях содержание ОВ может достигать 1,2%, при этом они характеризуются и более высокими значениями HI до*

260 мгУВ/гТОС и удовлетворительным генерационным потенциалом до 3,5 мгУВ/г породы при стадии зрелости, соответствующей началу ГЗН. Содержание хлороформенных битумоидов мало: 0,03% - для пород Северо-Кильдинской скв. и 0,006% - в Мурманской.

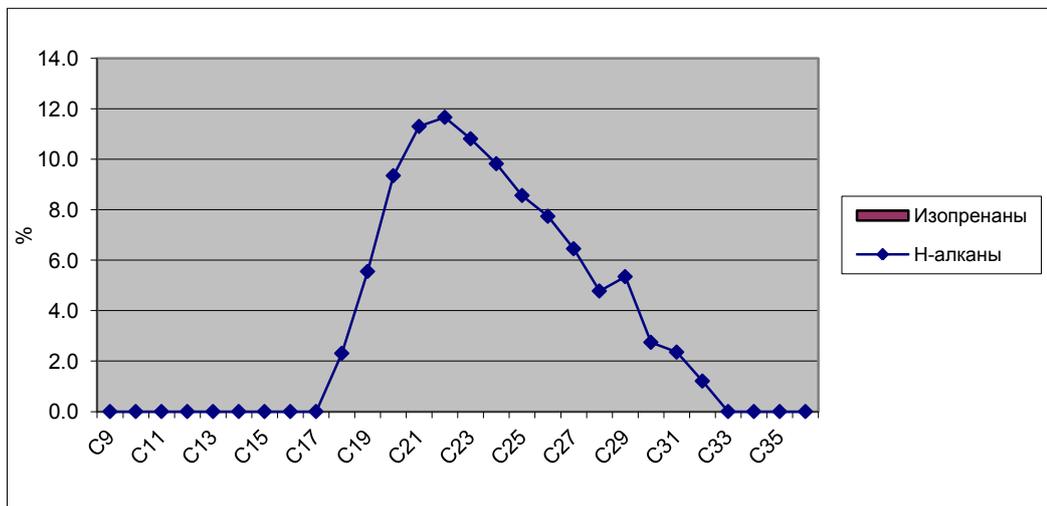
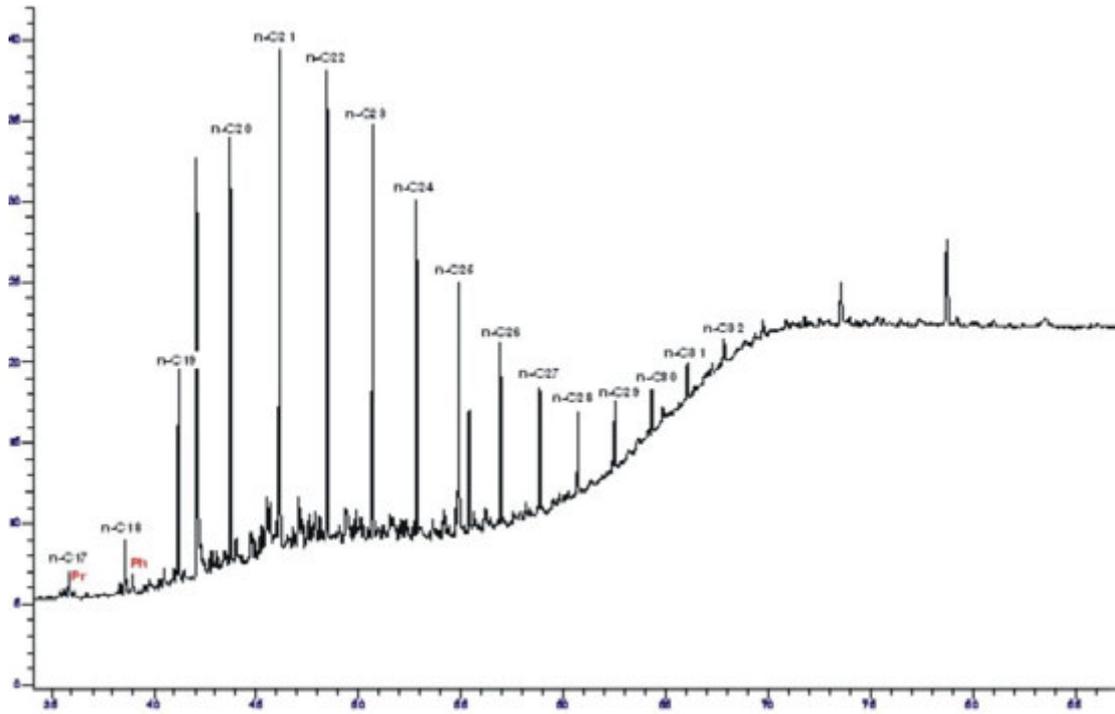


Рис. 73. Хроматограмма битумоида из аргиллитов анизийского возраста с ЗФИ и распределение n-алканов (образец №11). Получена методом ГХ

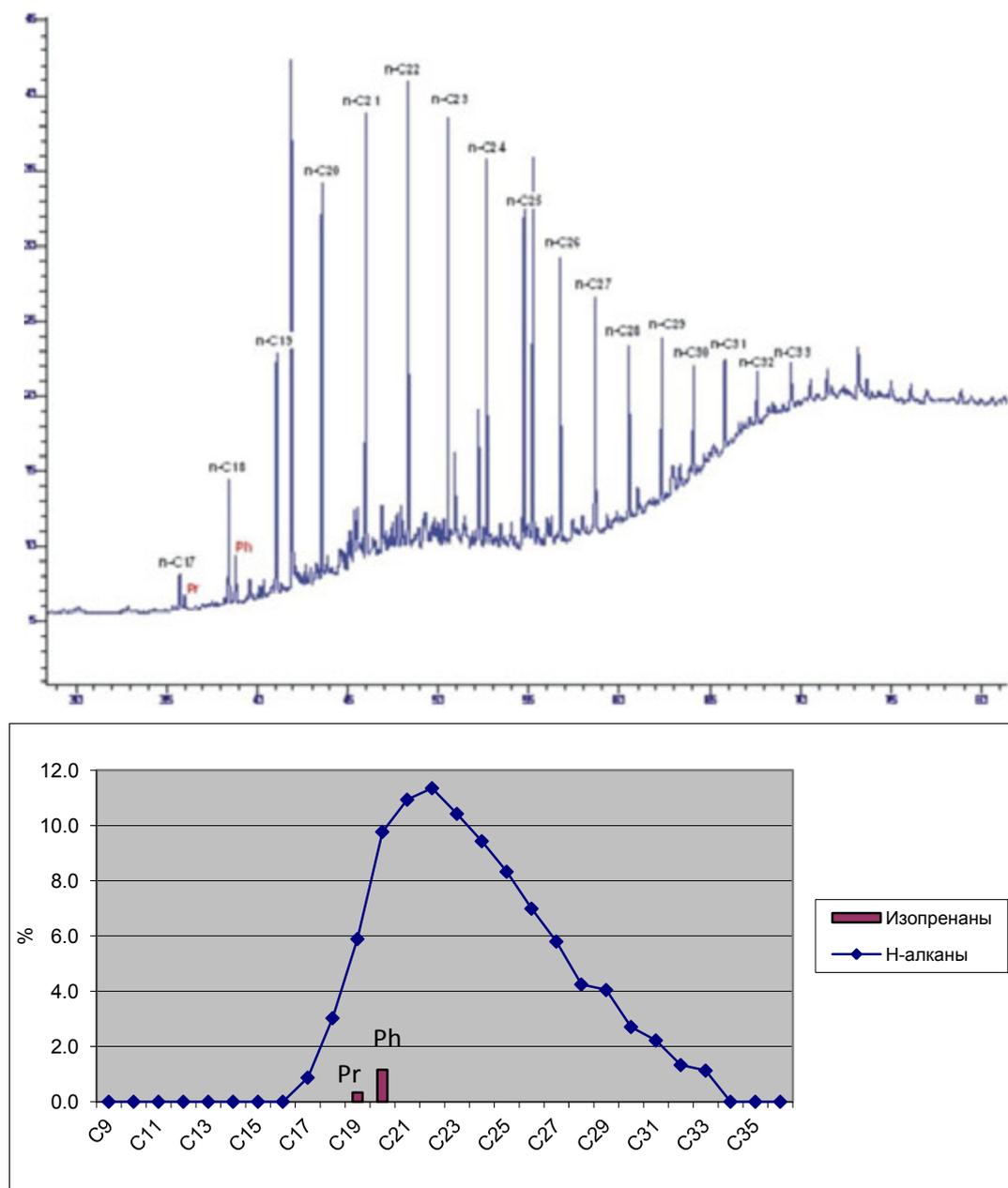


Рис. 74. Хроматограмма битумоидов из аргиллитов анизийского возраста с ЗФИ и распределение n-алканов и изо-алканов (образец №13). Получена методом ГХ

В скв. Лудловская также встречаются прослой среднетриасовых пород с повышенным содержанием ОВ до 2,3%. В Ферсмановской скважине как в анизийских, так и в ладинских отложения ТОС варьирует от 0,3-0,7 до 1,5-2,2%, при этом ОВ в некоторых прослоях характеризуется примесью сапропелевой составляющей (НИ до 225 мгУВ/гТОС). Битумоиды из таких пород характеризуются одномодальным распределением n-алканов n-C<sub>14</sub>-C<sub>34</sub> с максимумом на n-C<sub>17</sub> (рис. 76). Отношение Pr/Ph 1,2-1,5 говорит о слабовосстановительных обстановках, а отношение i-C<sub>19</sub>/n-C<sub>17</sub>=0,5 и i-C<sub>20</sub>/n-C<sub>18</sub>=0,44 говорит о смешанном типе ОВ. Степень зрелости по T<sub>max</sub> соответствует МК<sub>2</sub>.

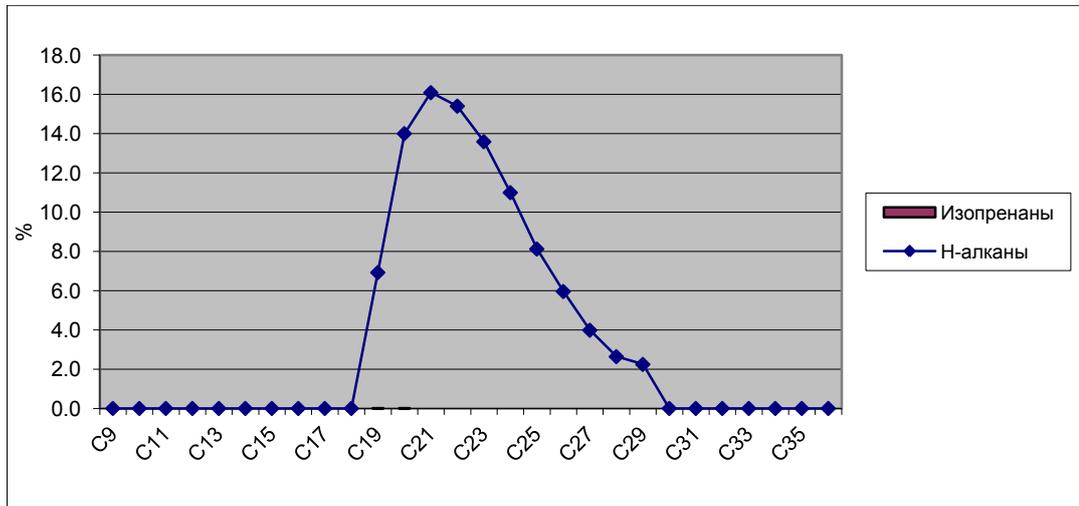
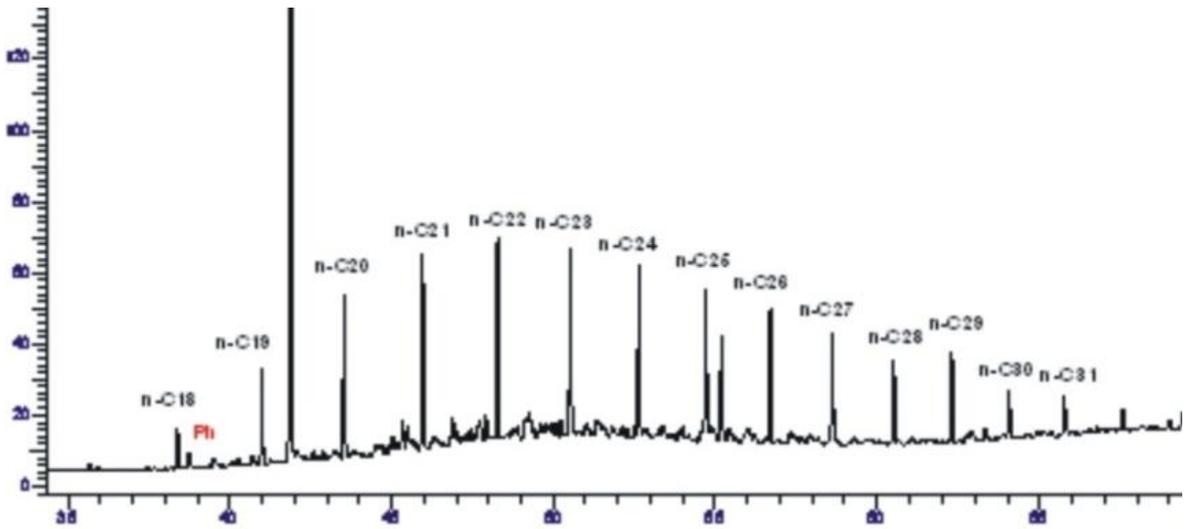


Рис. 75. Хроматограмма битумоидов из аргиллитов анизийского возраста с ЗФИ и распределение n-алканов (образец №12). Получена методом ГХ

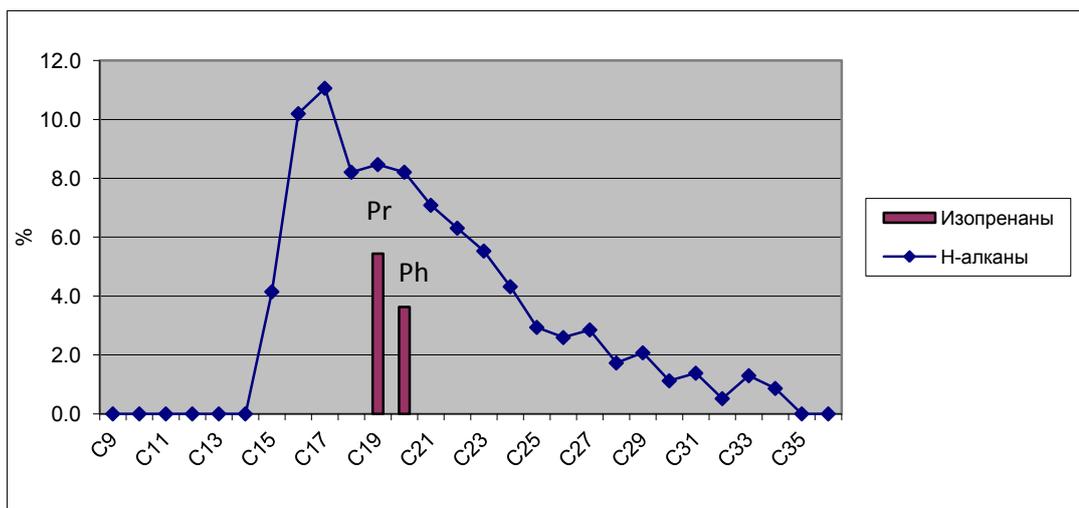


Рис. 76. Распределение n-алканов и изо-алканов в битумоиде из ладинских пород скв. Фермановская (по данным АМНГР)

Таким образом, среднетриасовые породы на юго-востоке БМШ имеют преимущественно гумусовый тип ОВ и бедный генерационный потенциал. Но отдельные глинистые прослои характеризуются смешанным гумусово-сапропелевым типом ОВ и удовлетворительным до хорошего исходным генерационным потенциалом. В составе генерируемых УВ будет преобладать газ с некоторой долей жидких УВ.

В пределах *норвежского шельфа среднетриасовые породы* представлены преимущественно глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Причем глины, обогащенные органическим веществом (ТОС=2-6%, до 16%) приурочены к верхней части формации Кобб и нижней части формации Снадд на территории бассейнов Нордкапп и Мод, поднятия Лоппа. Тип органического вещества – смешанный, гумусово-сапропелевый (Vjoroy et al, 2006) (рис. 65). В восточной части прогиба Хаммерфест (скв. 7124/3-1) эти породы характеризуются значениями ТОС=0,6-1,5% и НІ не более 100 мгУВ/гТОС, что говорит о гумусовом типе ОВ. Согласно значениям  $T_{max}$  они только вступили в ГЗН (333-442°C) (рис. 65). В западной части прогиба Нордкапп (скв. 7226-11-1) среднетриасовые отложения содержат от 0,5 до 3% ОВ, причем НІ в них составляет 100-200 мгУВ/гТОС (гумусовое ОВ), а степень преобразования также отвечает середине ГЗН ( $T_{max}$ =400-445°C) (www.npd.no). Коэффициенты Pr/n-C<sub>17</sub> и Ph/n-C<sub>18</sub> для битумоидов из среднетриасовых пород в скважинах 7124/3-1 и 7226-11-1 подтверждают преимущественно гумусовый тип ОВ (рис. 68). По распределению стеранов C<sub>27</sub>, C<sub>28</sub>, C<sub>29</sub> ОВ накапливалось в бассейнах Нордкапп и Хаммерфест накапливалось в морских условиях, но с большой долей терригенного ОВ (рис. 71) (www.npd.no). Vjoroj и др. (2006) отмечают, что на большей части норвежского шельфа Баренцева моря среднетриасовые породы характеризуются средними значениями ТОС=1-2% и находятся в конце ГЗН или в ГЗГ.

#### 5.6. ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

*Верхнетриасовая порода из центральной части Шпицбергена (№16)* относится к формации Де Геердален (верхняя часть карнийского яруса и нижняя часть норийского). Это углисто-глинисто-алевритовая порода темно-серого цвета, с тонкоплитчатой текстурой и алевритовой структурой, есть включения слюды. Не реагирует с HCl, под ультрафиолетовой лампой – точки с синим свечением. Аргиллит раннекарнийского возраста (формация Чермакфьеллет) из восточной части архипелага (о. Эдж) похож на аргиллиты среднего триаса, содержит кремнистые конкреции (рис. 77). Микроописание этих образцов показало, что среди глинистых минералов помимо гидрослюды и хлорита присутствует монтмориллонит, а также что в образцах есть примесь рассеянного ОВ (Преображенская, Школа, 1997).

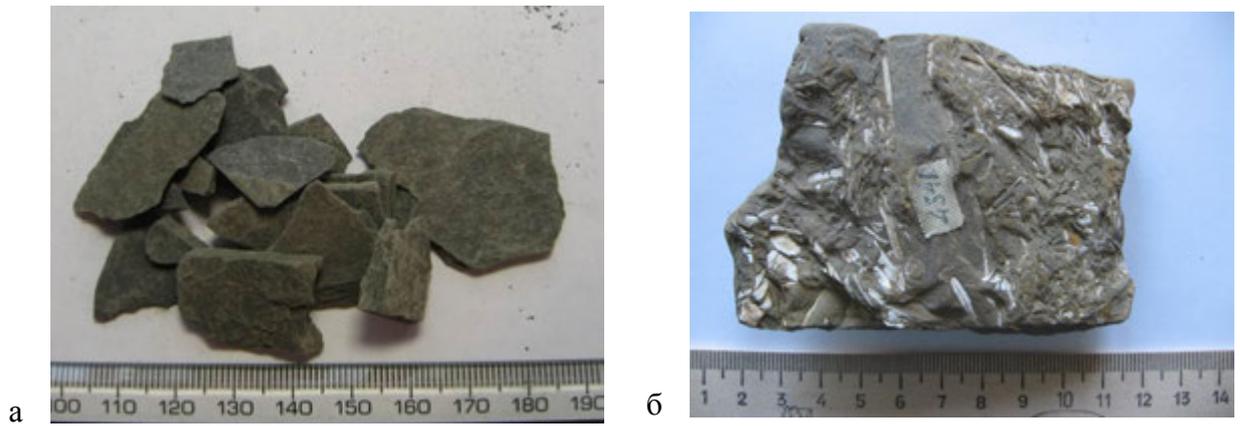


Рис. 77. Горуды поздне триасового возраста: а – аргиллит №17 из восточной части Шпицбергена, б – алевролит №20 с ЗФИ (табл. 4).

По результатам пиролиза поздне триасовые образцы с арх. Шпицберген характеризуются значениями ТОС 0,5-1,15%. Водородный индекс 51-105 мгУВ/гТОС говорит о преимущественно гумусовом типе ОВ (рис. 78). Степень преобразования по  $T_{max}$  в центре Шпицбергена соответствует середине ГЗН (448°C), а на востоке архипелага – началу ГЗН (438°C). Нефтегазогенерационный потенциал этих пород бедный ( $S_1+S_2=0,6$  мгУВ/г породы) (табл. 4).

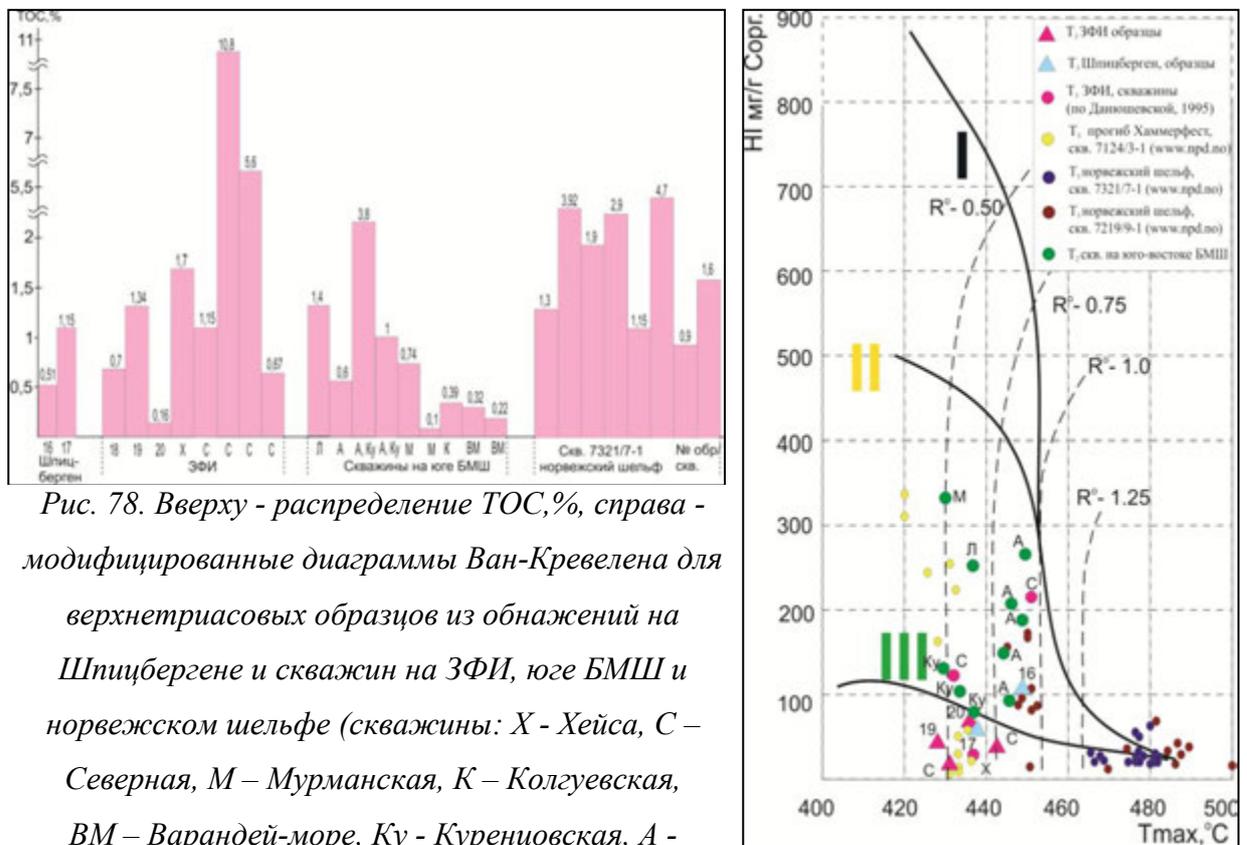


Рис. 78. Вверху - распределение ТОС,%, справа - модифицированные диаграммы Ван-Кревелена для верхнетриасовых образцов из обнажений на Шпицбергене и скважин на ЗФИ, юге БМШ и норвежском шельфе (скважины: X - Хейса, С - Северная, М - Мурманская, К - Колгуевская, ВМ - Варандей-море, Ку - Куренцовская, А - Арктическая, Л - Лудловская)

Экстракция и ЖАХ этих пород показали, что содержание битумоидов составляет 0,045-0,071%, что подтверждает невысокий нефтегазогенерационный потенциал отложений. Масла и смолы преобладают в составе битумоида только в образце из центральной части Шпицбергена (табл. 4). По значениям  $\beta^{x0}=6,2-8,8\%$  битумоиды можно отнести к сингенетичным.

По результатам газовой хроматографии аргиллит раннекарнийского возраста (№17) из восточной части арх. Шпицберген характеризуется одномодальным распределением н-алканов, максимум которого смещен в высокомолекулярную область на н-С<sub>24</sub> (рис. 79), что свидетельствует о преобладании гумусовой составляющей в ОВ. Содержание пристана и фитана в образце незначительное, их отношение не отражает реальности. Образец характеризуется значительным нафтеновым фоном и преобладанием нечетных н-алканов, что говорит о невысокой степени преобразования. Таким образом, результаты газовой хроматографии подтверждают результаты пиролиза.

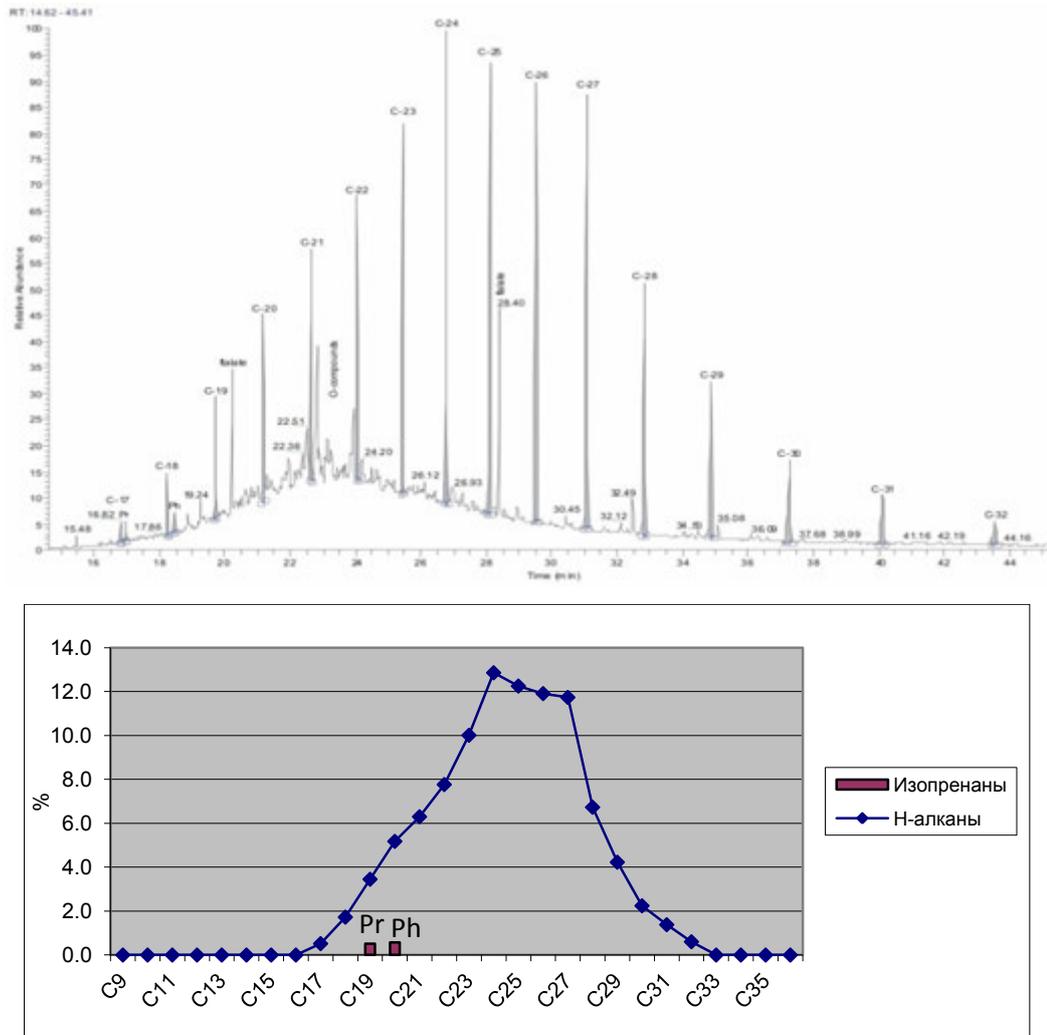


Рис. 79. Хроматограмма битумоида из раннекарнийского аргиллита верхнего триаса из восточной части арх. Шпицберген и распределение н-алканов и изо-алканов (образец №17). Получена методом ГХ

Образец №16 был изучен методом ХМС. Низкие содержание дибензотиофена относительно фенантрена (менее 0,1) (рис. 58) свидетельствуют о том, что битумоид был генерирован терригенными породами. Метилфенантреновый индекс МРІ и рассчитанный из него показатель отражения витринита  $R_c=0,8$  предполагает стадию катагенеза МК<sub>2</sub> (рис. 59), что соответствует результатам пиролиза.

Два образца с Земли Франца Иосифа из обнажений карнийского (№18) и норийского (№19) ярусов на островах Винер-Нейштадт и Солсбери соответственно представлены серым и черным аргиллитами с тонкоплитчатой текстурой, пелитовой структурой и включениями чешуек слюды. Алевролит норийского возраста с о-ва Земля Вильчека (№20) имеет темно-серый цвет, толстоплитчатую текстуру, алевритовую структуру, содержит включения слюды, обломки раковин и спикул губок, которые бурно реагируют с HCl (рис. 77б).

По результатам Rock Eval алевролит содержит наименьшее количество ОВ (0,16%), в то время как значения ТОС в аргиллитах=0,7-1,34% (табл. 4, рис. 78). Низкий НІ (5-60 мгУВ/гТОС) говорит о гумусовом типе ОВ. Степень преобразования по  $T_{max}$  низкая: породы не вошли в ГЗН либо только начинают входить (рис. 78). Нефтегенерационный потенциал исследованных образцов бедный ( $S_1+S_2=0,06-0,57$  мгУВ/г породы).

Верхнетриасовые глинистые породы в скважинах Хейса и Северная (на глубинах 947-1366 и 635-1415 м соответственно) обладают более высоким содержанием ОВ (ТОС=0,67-1,7%) по сравнению с образцами из обнажений (табл. 5). Прослои углистых пород карнийского возраста в скважине Северная имеют ТОС 5,62%, а черные глины содержат до 10,8% ОВ. Тип ОВ преимущественно гумусовый, и только у черных глин – гумусово-сапропелевый (НІ=214 мгУВ/гТОС) (рис. 78). Согласно значениям  $T_{max}$  карнийские породы в скважине Хейса и норийские – в Северной скважине являются слабопреобразованными, в то время как степень зрелости карнийских отложений отвечает середине ГЗН. Верхнетриасовые породы характеризуются в целом бедным нефтегазогенерационным потенциалом ( $S_1+S_2=0,3-0,7$  мгУВ/г породы), за исключением прослоев углистых пород и черных глин, которые обладают хорошим (7,3 мгУВ/г породы) и превосходным (24 мгУВ/г породы) потенциалом (Данюшевская, 1995).

Для верхнетриасовых образцов из обнажений на ЗФИ было проведено первичное опробование методом люминесцентной битуминологии (табл. 4). По его результатам породы содержат 0,000156-0,0025% битумоидов, что подтверждает их низкий нефтегазогенерационный потенциал (табл. 2).

Верхнетриасовые отложения на юго-востоке Баренцева моря находятся на глубинах 670-970 м в Песчаноозерской скважине, 1050-1380 м - в Северо-Кильдинской,

1980-2410 – в Мурманской, 3520-4450 м – в Арктической. Они представлены переслаивающимися серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и, в меньшей степени, глинами (Григорьева и др., 1998). Последние показывают здесь в среднем низкие значения ТОС 0,1-0,75% (рис. 78). Однако, в карнийских отложениях в скважинах Арктическая, Лудловская, Мурманская и Куренцовская встречаются отдельные глинистые прослои с повышенным содержанием ОВ (ТОС до 1-3,8%). При этом ОВ характеризуется примесью сапропелевой составляющей и значения НИ достигают 190-250, а в редких случаях - 350 мгУВ/г ТОС (по данным АМНГР, ВНИИОкеангеология). На диаграмме Ван-Кревелена они попадают в одну область с карнийскими черными глинами скважины Северная на ЗФИ, но характеризуются меньшей степенью преобразованности. Такие прослои обладают хорошим исходным нефтегазогенерационным потенциалом, и могут служить источником не только газообразных, но и жидких УВ. Содержание битумоидов в верхнетриасовых отложениях в Мурманской скважине – 0,0025-0,62%,

Содержания ОВ (ТОС=0,2-0,4%) и низкие содержания битумоидов (0,018% в скв. Колгуевская, 0,009% - в скв. Варандей-море) в верхнетриасовых отложениях, вскрытых скважинами в акватории Печорского моря, не позволяют относить их к нефтегазоматеринским (рис. 78).

*На норвежском шельфе Баренцева моря верхнетриасовые отложения* составляют верхнюю часть формации Снадд и формацию Фрухолмен и представлены чередованием глин, алевролитов и аргиллитов. В восточной части бассейна Хаммерфест (скв. 7124/3-1) и в западной части прогиба Нордкапп (скв. 7226/11-1) верхнетриасовые породы залегают на глубинах 1220-1750 м. Глинистая часть разреза здесь характеризуется ТОС=0,7-1,2% (реже 2,3%) и ОВ смешанного типа (НИ до 350 мгУВ/гТОС). Породы слабо преобразованы в скв. 7124/3-1 и находятся в начале ГЗН в скв. 7226/11-1 (рис. 78). Нефтегазоматеринский потенциал этих пород в целом бедный, но в некоторых прослоях – удовлетворительный ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Значения коэффициентов Pr/n-C<sub>17</sub> и Ph/n-C<sub>18</sub> говорят о том, что ОВ накапливалось в умеренно-восстановительных условиях лагун (либо в озерно-дельтовых) (рис. 80). Однако по соотношению стеранов C<sub>27</sub>, C<sub>28</sub> и C<sub>29</sub> ОВ накапливалось в обстановках открытого моря, а принос остатков наземной растительности был незначительным (рис. 81).

В более западных районах норвежского шельфа (например, в скв. 7219/9-1 и 7321/07-1) значения ТОС в верхнетриасовых породах составляют 2-5% (Ohm et al., 2008) (рис. 78). Они здесь находятся на больших глубинах (от 2 до 4,3 км).

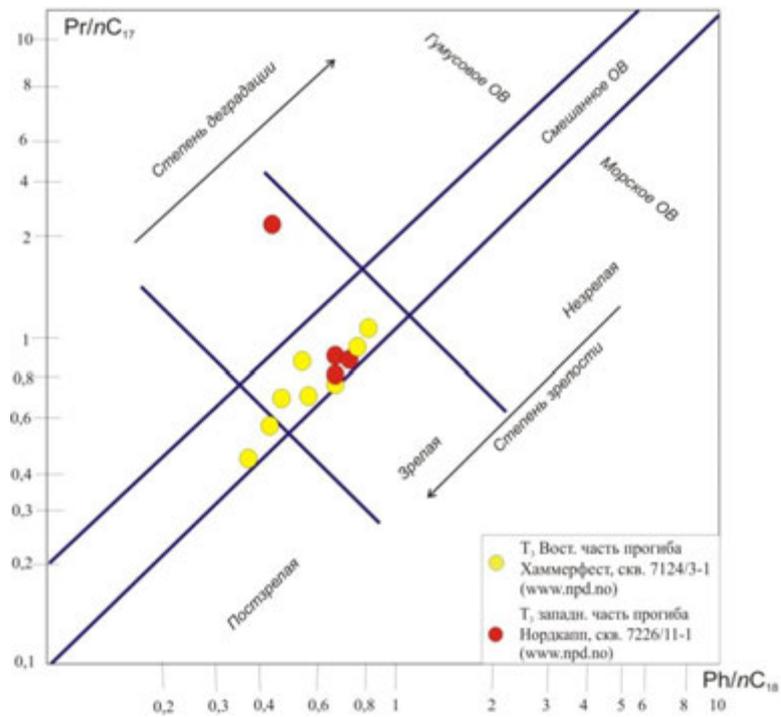


Рис. 80. Диаграмма  $Ph/n-C_{18}$  к  $Pr/n-C_{17}$  для верхнетриасовых пород из скважин на норвежском шельфе (по данным [www.npd.no](http://www.npd.no))

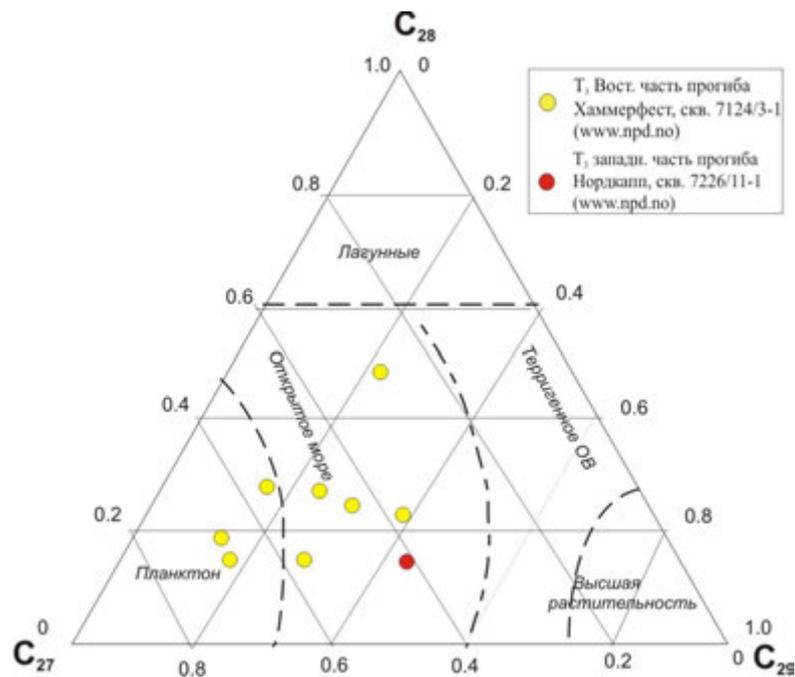


Рис. 81. Распределение стерановых УВ состава  $C_{27}$ ,  $C_{28}$ ,  $C_{29}$  в битумоидах верхнетриасовых пород из восточной части Шпицбергена и из скважин в норвежской части Баренцева моря по результатам ХМС (по данным [www.npd.no](http://www.npd.no))

Данные по скважинам 7321/7-1 и 7219/9-1 характеризуют ОБ как преимущественно гумусовое, в значительной степени преобразованное: нижняя часть формации Снадд находится в зоне генерации жирного газа ([www.npd.no](http://www.npd.no)). Пересчитанные на исходные

значения ТОС должны были составлять от 2 до 10% (коэффициент пересчета около 2), значения НІ – до 150-170 мгУВ/гТОС. Таким образом, исходный нефтегазогенерационный потенциал этих пород был хорошим и очень хорошим. В настоящий момент он уже в значительной степени выработан, но генерация газа может идти там, где породы не были выведены в зоны меньших температур в результате кайнозойского аплифта и значительной эрозии.

По итогам геохимических анализов, а также изучения литературного материала, можно заключить, что:

1. Наилучшими нефтегазоматеринскими свойствами – ТОС до 7-16% и превосходным исходным нефтегазогенерационным потенциалом – обладают глинистые породы анизийского яруса среднего триаса на Шпицбергене и в юго-западной части Баренцева моря. Тип органического вещества преимущественно морской сапропелевый (II) на востоке архипелага и смешанный гумусово-сапропелевый (II-III) в центральной части. Хорошим и очень хорошим нефтегазогенерационным потенциалом и смешанным гумусово-сапропелевым (II) типом ОВ обладают в этих районах глинистые породы оленекского яруса нижнего триаса.

2. Нижне- и среднетриасовые породы на ЗФИ, а также индские отложения на северо-западе региона (Шпицберген) обладают бедным и удовлетворительным исходным газогенерационным потенциалом.

3. Нижне- и среднетриасовые породы на юго-востоке БМШ характеризуются средними содержаниями Сорг 0,25-0,8%, гумусовым типом ОВ. Однако, встречаются прослой с содержанием ОВ гумусово-сапропелевого типа до 2-3, а иногда – 7%. Эти прослой обладают хорошим газогенерационным потенциалом и могут являться источниками жидких УВ.

4. Глинистые отложения верхнего триаса на большей части шельфа обладают средними значениями ТОС 1-1,4%, гумусовым типом ОВ и бедным газогенерационным потенциалом. Однако, на ЗФИ, в прогибе Хаммерфест и в скважинах по обрамлению Южно-Баренцевской впадины встречаются прослой углистых пород и черных глин с содержанием гумусово-сапропелевого ОВ до 2-6%, которые обладают хорошим и превосходным газо- и нефтегенерационным потенциалом. На западе БМШ содержание ОВ в верхнетриасовых породах достигают 5%, тип ОВ преимущественно гумусовый, а исходный газогенерационный этих пород был высоким.

5. На шельфе Печорского моря триасовые глинистые отложения содержат ОВ гумусового типа в количествах, недостаточных, чтобы считать их нефтематеринскими.

6. Степень преобразования триасовых нефтематеринских пород значительно меняется. В центральной части арх. Шпицберген она отвечает середине и, для некоторых образцов среднего триаса, концу ГЗН. В восточной части этого архипелага степень зрелости значительно ниже и соответствует середине-началу ГЗН для раннетриасовых пород и началу ГЗН для средне- и поздне-триасовых отложений. На ЗФИ ниже- и среднетриасовые породы наименее преобразованы в районе Нагурской скважины (начало ГЗН), причем степень катагенетической зрелости последних возрастает в направлении скважин Хейса (середина ГЗН) и Северной (зона генерации жирного газа). По обрамлению Южно-Баренцевской впадины нижнетриасовые породы достигли середины-конца ГЗН, а средне- и верхнетриасовые - начала и середины ГЗН. На моноклинали Финнмарк и прогибе Хаммерфест триасовые отложения незрелые или слабо преобразованные. В прогибе Нордкапп катагенетическая зрелость ниже- и средне триасовых отложений соответствует ГЗГ и концу ГЗГ, а верхнетриасовых – середине ГЗН. В западной части норвежского шельфа триасовые породы находятся в зоне генерации жирного газа (за исключением поднятий).

7. Артинско-татарские глинистые, глинисто-кремнисто-карбонатные и глинисто-кремнистые отложения содержат ОВ преимущественно гумусового типа и локально (восточная часть норвежского шельфа) – гумусово-сапропелевого. Повышенные концентрации органического вещества и хороший исходный газогенерационный потенциал отмечаются на акваториальном продолжении Тимано-Печорской плиты и в районе прогиба Нордкапп, а также предполагаются к востоку от Шпицбергена. Зрелость пермских НМТ в пределах БМШ высокая, отвечает ГЗГ или выше.

## **ГЛАВА 6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ИСХОДНОГО НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА**

Для успешного проведения нефтегазопромысловых работ в регионе важно выявить закономерности изменения характеристик нефтегазоматеринских пород по площади и в разрезе. Так как условия осадконакопления влияют на тип, количество и сохранность органического вещества в осадке, т.е. на исходный нефтематеринский потенциал породы, необходимо комплексное рассмотрение результатов геохимических исследований нефтегазоматеринских отложений и палеогеографических карт на время их накопления. Такой анализ был проведен для пермских и триасовых нефтегазоматеринских отложений Баренцевоморского шельфа.

О важности изучения палеогеографии для установления распространения потенциальных нефтематеринских отложений говорил еще Н.Б. Вассоевич при описании задач историко-геохимического метода исследования осадочно-породных бассейнов (Вассоевич, 1986). Н.И. Марковский писал, что «важнейшей предпосылкой для образования нефти и газа является фациальная обстановка, способствующая массовому захоронению органического материала и превращению его в углеводородные соединения» (Марковский, 1965). Он также считал, что «к главным нефтегазоматеринским породам, как правило, принадлежат отложения морского генезиса или переходной зоны от морских к континентальным отложениям» и что «нефтегазопроизводящий потенциал пород, контролируемый качеством и типом рассеянного органического вещества, в первую очередь будет определяться палеобиогеографическими условиями седиментогенеза» (Марковский, 1979). Б. Тиссо и Д. Вельте пришли к выводу, что образование нефтематеринских отложений наиболее вероятно на континентальном шельфе в зонах спокойного гидродинамического режима – лагунах, эстуариях, впадинах с ограниченной циркуляцией вод, а также на континентальном склоне и у его подножия (Тиссо, Вельте, 1981).

Количество, сохранность и тип ОВ, а значит и исходный нефтегазоматеринский потенциал породы во многом связаны с палеогеографическими обстановками осадконакопления: климатом, глубиной водоема, удаленностью от берега, наличием/отсутствием крупных рек и дельт, гидродинамическими условиями, окислительно-восстановительными условиями в осадке и т.д. (Баженова и др., 2004, Ермолкин, Керимов, 2012). Даже состав осадков, размерность и сортировка зерен, влияющие на сохранность ОВ, тесно связаны с обстановками осадконакопления.

Количество исходного ОВ в бассейне осадконакопления зависит от биопродуктивности планктона и бактерий в водной толще, а также от количества привнесенных с суши остатков высшей растительности. В рамках данной работы биопродуктивность не оценивалась количественно. Привнос континентального ОВ оценивался лишь качественно: максимальные его количества приходятся на области вблизи источников сноса, особенно там, где развиты дельтовые системы.

Сохранность и аккумуляция ОВ в осадке обуславливается несколькими факторами. Во-первых, время пребывания в водной толще: чем она больше, тем сильнее воздействие аэробного окисления и тем меньшая часть ОВ достигает поверхности осадка (Баженова и др., 2004). Во-вторых, размер частиц терригенного материала сказывается на количестве и сохранности ОВ в осадке: ОВ лучше адсорбируется на глинистых частицах, обладающих большей удельной поверхностью, и быстрее попадает в осадок и захоранивается (Наас, 1997). В-третьих, скорость осадконакопления играет важную роль: высокая скорость седиментации минеральных частиц препятствует действию аэробных бактерий, что способствует сохранению ОВ и увеличению его концентрации в осадке (Баженова и др., 2004). Иногда, однако, проявляется обратный эффект – «разубоживание», т.е. уменьшение концентрации ОВ за счет слишком большого количества терригенного материала при невысокой биопродуктивности, что встречается в дельтах некоторых рек. В-четвертых, активная гидродинамическая обстановка (течения, волновая деятельность) не способствует сохранению ОВ в осадке, т.к. ведет к дополнительной аэрации и окислительным процессам. Такая ситуация наблюдается в речных руслах, на прибрежных и пляжевых равнинах, в приливно-отливной зоне. В застойных водах в слабоокислительной или восстановительной среде, а особенно при сероводородном заражении, формируются благоприятные условия для сохранения ОВ. Они характерны для лагун, болот, дистального шельфа.

Сапропелевое ОВ (I тип) формируется, как правило, в озерных условиях и встречается достаточно редко. Формирование отложений с ОВ II типа (морское, преимущественно сапропелевое), происходит, как правило, в лагунах, дистальных частях шельфа, на континентальном склоне и у его подножия. Гумусовое ОВ (III тип) формируется за счет остатков высшей растительности, спор, пыльцы и характерно для дельтовых толщ, отложений болот, мелководных зон, расположенных близко к источнику сноса.

*С артинского века и до конца перми* восточная часть БМШ характеризовалась преимущественно терригенным осадконакоплением, а западная - глинисто-кремнисто-

карбонатным и глинисто-кремнистым постепенно переходя в полностью терригенное в татарском веке поздней перми.

Нефтематеринские отложения могут быть приурочены к зоне глубокого шельфа в центральных и западных районах Южно- и Северо-Баренцевской впадин и к области накопления глинисто-кремнистых отложений на норвежском шельфе. В Северо-Баренцевской зоне поднятий и на Шпицбергене в пределах обширной области развития кремнисто-карбонатных мелководно-морских фаций артинско-уфимские отложения характеризуются бедным газогенерационным потенциалом.

**В раннетриасовую эпоху** в на юго-востоке, северо-востоке БМШ и на Новой Земле в зоне распространения аллювиальных равнин господствовали активные гидродинамические обстановки и окислительная среда, что привело к накоплению красноцветных отложений с повышенной песчаностью. Это не способствовало сохранности ОВ. Низкое содержание ОВ (0,002-0,4%) гумусового типа и битумоидов, и отсутствие нефтегазогенерационного потенциала ( $S_1+S_2$  0.05-0.1 мг УВ/г породы) у глинистых отложений в этой зоне обусловлено окислительными обстановками в осадке (рис. 82, 85) (скважины, Песчаноозерская, Колгуевская, Крестовая).

Крупные реки, берущие начало на воздымающемся горном сооружении Урала и Тиманского кряжа, а также, вероятно, на Карской плите, разветвлялись в прибрежной зоне и образовывали дельтовые системы. В пределах дельтовых равнин и фронта дельты происходило накопление осадков с большим количеством остатков высшей растительности, сносимой с континента, которую можно наблюдать в шлифах в виде углистого детрита. Поэтому для нижнетриасовых пород этой лито-фациальной зоны характерен преимущественно гумусовый тип ОВ. Низкие содержания ОВ (0,04-0,1% в Мурманской скважине, 0,5% в Северо-Кильдинской скважине, до 0,77% в Ферсмановской скважине) гумусового типа приходится на отложения верхних системных трактов секвенций (рис. 84). Эти породы характеризуются бедным и удовлетворительным газогенерационным потенциалом (0,3-0,6 до 2,5 мгУВ/г породы) (рис. 85).

В периоды кратковременных морских трансгрессий в индское и оленекское время происходило затопление обширной дельтовой равнины в юго-восточном секторе бассейна. Дельтовые обстановки сменялись на продельтовые и мелководноморские в пределах Южно-Баренцевской впадины, поднятия Ферсмана, Федынского и части Северо-Баренцевской впадины. В такие периоды условия для сохранности органического вещества были лучше. Это связано с преобладанием мелко- и тонкозернистых алевритоглинистых осадков, на частицах которых происходит абсорбция ОВ, более спокойной гидродинамической обстановкой по сравнению с дельтовыми и

аллювиальными равнинами и его быстрым захоронением в результате больших скоростей последующей седиментации. В разрезах скважин Мурманская, Северо-Кильдинская, Ферсмановская прослой глинистых пород, обогащенные ОБ (ТОС до 1.5-3%, а в Мурманской скв. до 7%) приходится на трансгрессивные системные тракты (рис. 83, 84, 85). Нефтегазогенерационный потенциал этих пород удовлетворительный и хороший (до 2.5-5 мгУВ/г породы), а иногда и очень хороший (до 23 мг УВ/г породы).

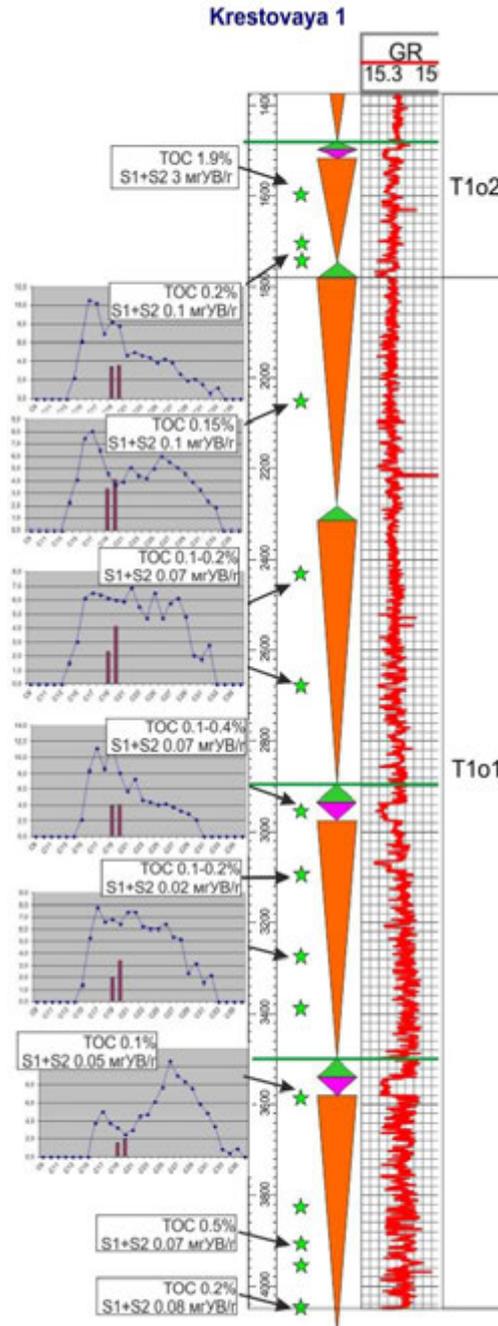


Рис. 82. Низкие содержания ОБ гумусового типа в отложениях нижнего триаса в скв. Крестовая (условные обозначения на рис. 38), звездочками показаны замеры RockEval в образцах и распределение алкановых УВ в них

## Fersmanovskaya 1

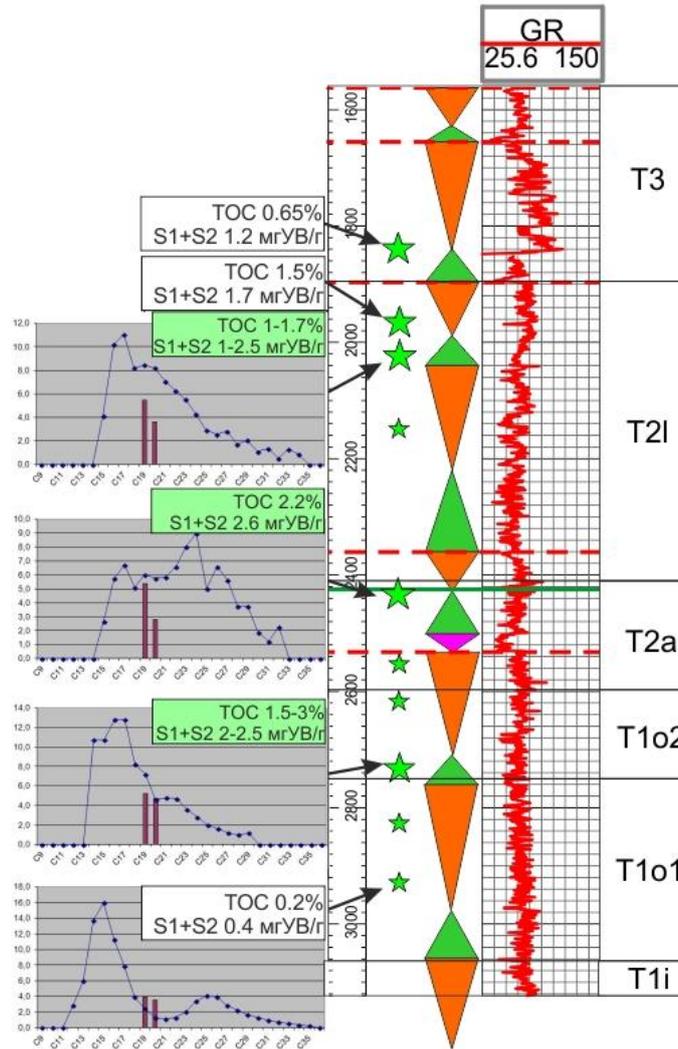


Рис. 83. Распределение прослоев, обогащенных ОВ, в отложениях нижнего и среднего триаса в скв. Ферсмановская. Приуроченность нефтегазоматеринских отложений к поверхностям максимального затопления (условные обозначения на рис. 38), звездочками показаны замеры RockEval в образцах и распределение алкановых УВ в них

В условиях приливно-отливных равнин, распространявшихся вдоль западной периферии Баренцевоморского бассейна и частично - вдоль моноклиналей Финнмарк и Кольская, накапливались толщи, представленные частым чередованием песчано-глинистых отложений. Глинистые нижнетриасовые породы в этой лито-фациальной зоне содержат органическое вещество гумусового типа, так как седиментация происходит в относительной близости источника сноса (рис. 85). Низкие содержания ОВ, 0,1-0,5% в индских отложениях центральной части Шпицбергена и в оленекских - на юге острова, могут быть связаны как с меньшим его поступлением в бассейн по сравнению с дельтовыми областями, так и с сохранностью в водной толще и осадке. Плохая сохранность здесь обусловлена активной гидродинамикой вод, влиянием волн, приливов и

отливов, и, вследствие этого, господством окислительных условий в осадке. Глинистые толщи данной фациальной зоны характеризуются бедным нефтегазогенерационным потенциалом (0,05-0,45 мгУВ/г породы), и вопрос отнесения их к нефтегазоматеринским остается дискуссионным.

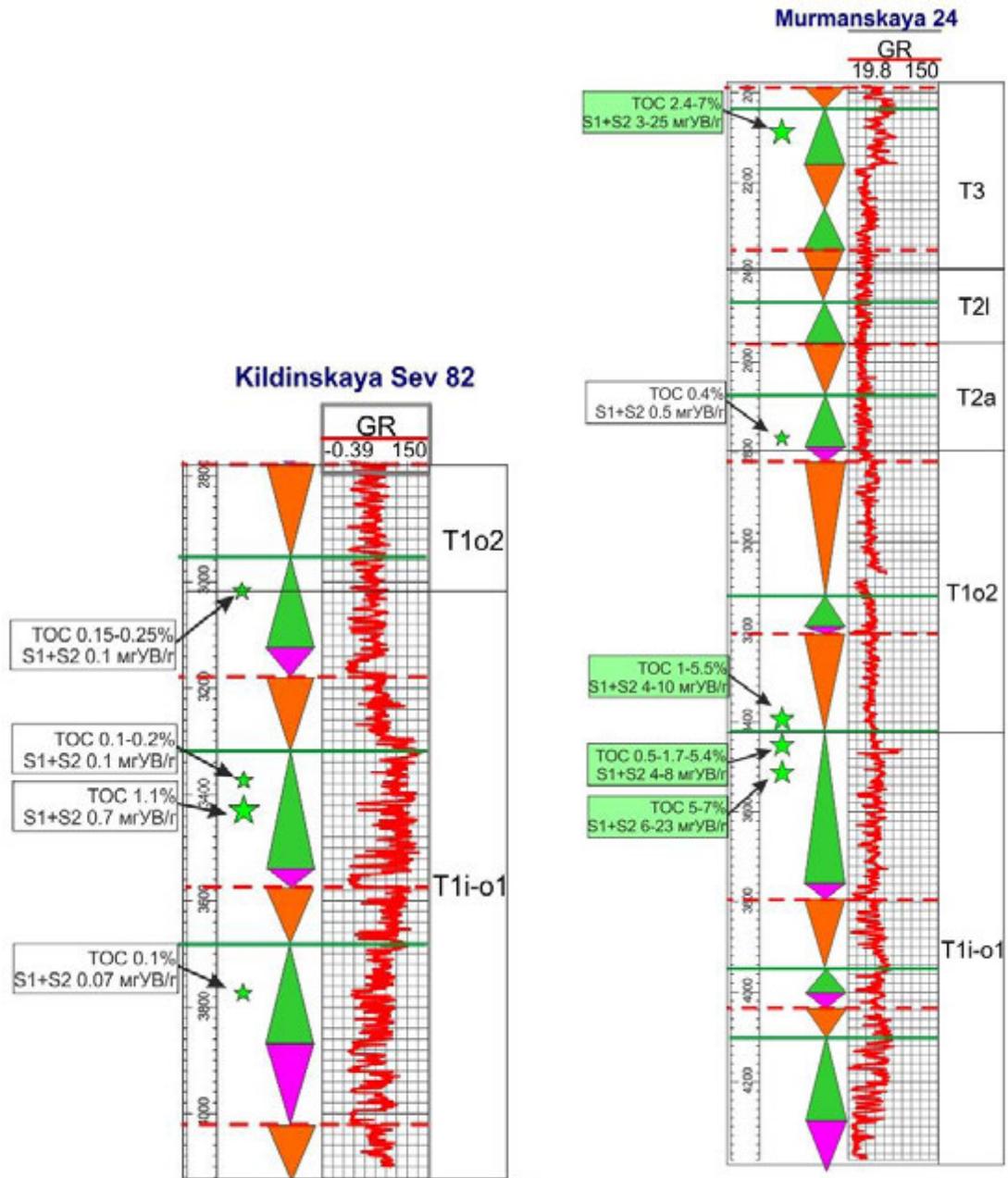


Рис. 84. Распределение прослоев, обогащенных ОВ, в отложениях нижнего и среднего триаса в скважинах Северо-Кильдинская и Мурманская. Приуроченность нефтегазоматеринских отложений к трансгрессивным системным трактам и поверхностям максимального затопления (условные обозначения на рис. 38), звездочками показаны замеры RockEval в образцах

Обстановки мелководно-морского шельфа, занимавшие большую часть территории Баренцева моря в начале раннего триаса, постепенно сокращались по мере проградации

дельтовой равнины на запад и северо-запад. Они характеризуются более благоприятными условиями для сохранности ОВ в осадке, так как здесь накапливалось больше алевритовых и глинистых фракций, чем в приливно-отливной зоне. На ЗФИ (в районе Нагурской скважины) содержание ОВ в нижнетриасовых породах достигает 1,2% (рис. 85). Гумусовая природа ОВ, вероятно, обусловлена близостью источника сноса к востоку (рис. 85). Эти породы хотя и характеризуются бедным потенциалом (до 0,3 мгУВ/гТОС), но могут быть отнесены к газоматеринским. В юго-западной части бассейна к северу от моноклинали Финмарк в глинистых отложениях мелководно-морской лито-фациальной зоны присутствует до 1% органического вещества гумусового типа. Эти породы характеризуются бедным газогенерационным потенциалом (0,5-1,6 мгУВ/г породы). О слабоокислительных условиях в осадке свидетельствуют геохимические коэффициенты Pr/Ph, Pr/n-C<sub>17</sub> и Ph/n-C<sub>18</sub> (скв. 7124/3-1).

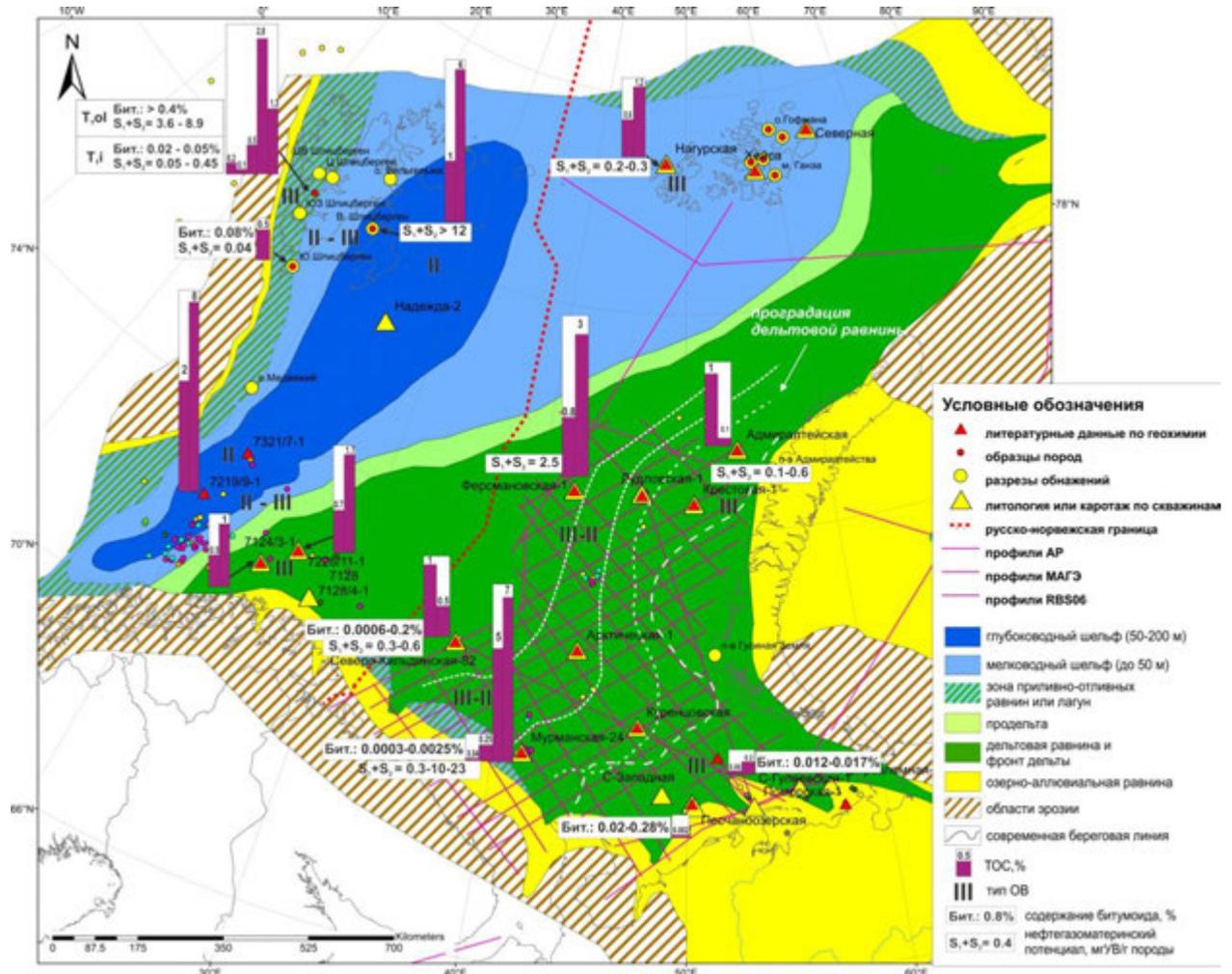


Рис. 85. Сопоставление результатов геохимических исследований нижнетриасовых нефтегазоматеринских пород и обстановок их осадконакопления

В центральной части Шпицбергена в связи с трансгрессией в оленекское время накапливались мелководно-морские алевритоглинистые отложения. Темно-серые

аргиллиты здесь характеризуются значениями ТОС до 3% и преобладанием ОВ смешанного гумусово-сапропелевого типа. Появление сапропелевой компоненты может быть обусловлено отсутствием крупных рек и привноса остатков высшей растительности. Более высокое содержание ОВ в породах связано с преобладанием слабовосстановительных условий в осадке, поступлением в бассейн седиментации преимущественно пеллитовых фракций и более спокойной гидродинамикой вод. Слабовосстановительные условия устанавливаются и по отношению  $Pr/Ph = 1.2-1.6$  (Abdullah, 1999). Породы оленекского возраста в этой части архипелага характеризуются хорошим нефтегазоматеринским потенциалом до 3,6-8,9 мгУВ/г породы.

В целом, для мелководно-морской зоны можно ожидать увеличение содержания ОВ по мере удаления от берега и приближения к базису действия волн в связи с более гидродинамически спокойной средой и появлением слабоокислительных и слабовосстановительных условий в осадке (рис. 85), а также преобладание фито- и зоопланктона в качестве исходных продуцентов.

Глинистые отложения нижнего триаса (особенно оленекского яруса) литофациальной зоны глубоководного шельфа, распространявшейся в западной части региона от восточной оконечности архипелага Шпицберген на юг и юго-запад, индские отложения в прогибе, характеризуются высоким содержанием ОВ гумусово-сапропелевой природы (с преобладание сапропелевой составляющей). Эти породы имеют очень хороший нефтегенерационный потенциал до 12 мгУВ/г породы (рис. 85). В восточной части Шпицбергена содержание ОВ в оленекских отложениях достигает 2-6%. На норвежском шельфе содержание ОВ в индских аргиллитах достигает 1,7-2%, а в оленекских составляет 2-8%. По соотношению стеранов  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  и  $C_{29}$  они накапливались в обстановках открытого моря (www.npd.no). Vjoroy et al. (2010) отмечает типичное для морских восстановительных условий распределение гопанов, сходное с таковым на востоке Шпицбергена. Такая корреляция позволяет предположить, что нефтематеринские толщи с гумусово-сапропелевым типом ОВ и высоким генерационным потенциалом, способные генерировать жидкие углеводороды, накапливались раннем триасе в пределах всей зоны глубоководного шельфа.

**В среднетриасовую эпоху** в пределах Печорского моря и на северо-востоке Баренцевоморского шельфа по-прежнему господствовали условия аллювиальных равнин, поэтому нефтегазоматеринский потенциал глинистых отложений здесь низкий или вообще отсутствует. Отложения, накопившиеся в условиях дельтовых равнин и приуроченные к верхним системным трактам, обладают низкими содержаниями ОВ (0,15-

0,4%) и содержаниями битумоидов (0,006-0,03%), как в скважинах Мурманская и Северо-Кильдинская (рис. 84) и бедным и удовлетворительным газогенерационным потенциалом.

Несмотря на то, что во время регрессий моря в среднем триасе происходила проградация дельтовой равнины далее на запад и северо-запад (Glorstad-Clark, 2011), во время морских трансгрессий в анизийском и ладинском веках дельтовая равнина, по всей видимости, отступала на юго-восток. Поэтому в скважинах Мурманская, Ферсмановская и Лудловская наблюдаются отдельные прослои глинистых пород с содержанием ОВ до 1,2-2,3% и удовлетворительным потенциалом (2 мгУВ/г породы). Они приурочены к продельтовым и мелководно-морским отложениям трансгрессивных системных трактов (рис. 83, 84, 86). Так как ОВ в этих породах содержит долю сапропелевой составляющей, они могут генерировать некоторое количество нефтяных углеводородов.

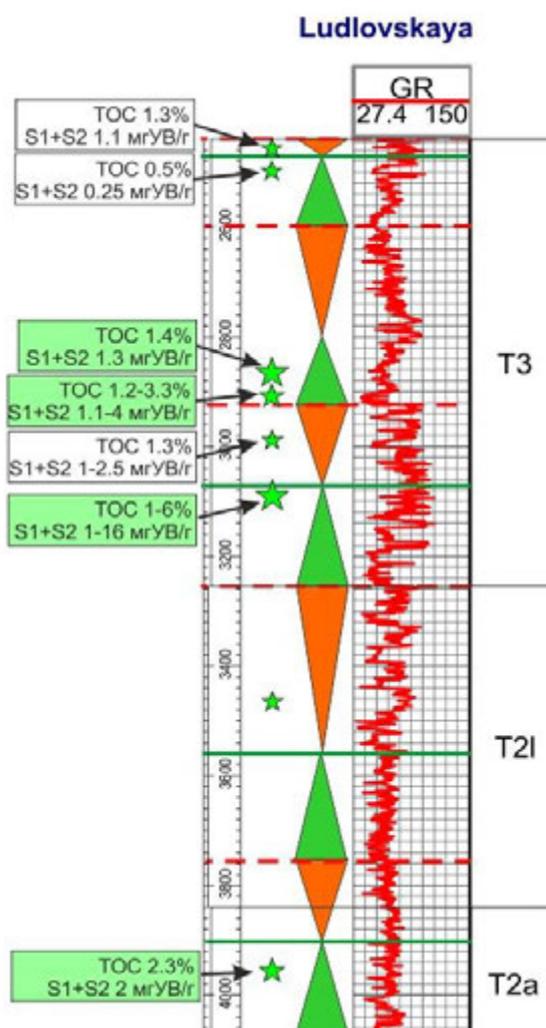


Рис. 86. Распределение прослоев, обогащенных ОВ, в отложениях среднего и верхнего триаса в скв. Лудловская. Приуроченность нефтегазоматеринских отложений к трансгрессивным системным трактам и поверхностям максимального затопления (условные обозначения на рис. 38), звездочками показаны замеры RockEval в образцах

Среднетриасовые породы лито-фациальной зоны мелководного шельфа характеризуются значительными вариациями количества и типа ОВ в них, и, соответственно, их нефтегазоматеринского потенциала (рис. 87). Так на юго-западе Баренцево-морского шельфа в восточной части прогиба Хаммерфест глинистые породы содержат до 1,5% ОВ преимущественно гумусового типа. Но дальше на север при удалении от источника сноса (Балтийского щита), и становлении более стабильных мелководных условий, количество ОВ в отложениях среднего триаса возрастает до 3% (прогиб Нордкапп), в нем появляется доля сапропелевой компоненты. Связь этих вариаций с обстановками осадконакопления подтверждается разным соотношением стеранов  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  и  $C_{29}$  в битумоидах. Нефтегазогенерационный потенциал этих пород удовлетворительный - варьирует от 1 до 5 мгУВ/г породы.

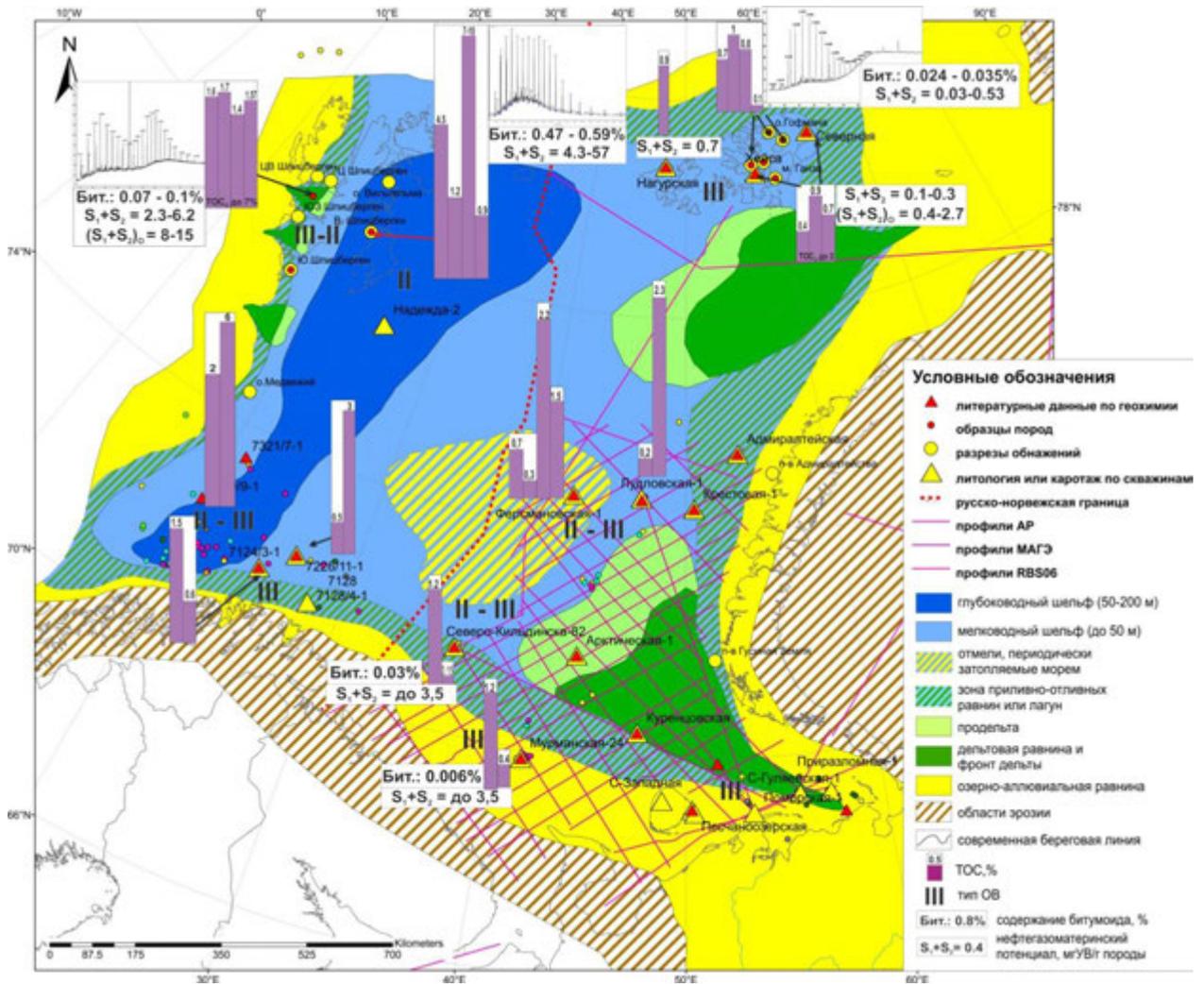


Рис. 87. Сопоставление результатов геохимических исследований среднетриасовых нефтегазоматеринских пород и обстановок их осадконакопления

На востоке Земли Франца Иосифа в среднем триасе в условиях чередования мелководно-морских и дельтовых обстановок осадконакопления и, вероятно, близости

крупного источника сноса накопились мощные толщи (до 2 км) чередования песчаных, алевритовых и глинистых отложений (скв. Северная и Хейса). Глинистые прослои содержат ОВ гумусового типа в количествах 0,1-1% (рис. 87). Они обладают бедным и удовлетворительным (в пересчете на исходный) газогенерационным потенциалом до 0,1-2,7 мгУВ/г породы. Это обусловлено активной гидродинамикой вод (косая и волнистая слоистость, частое чередование прослоев), окислительной обстановкой в осадке (присутствие сидерита) и «разубоживающим» эффектом (большие мощности осадков).

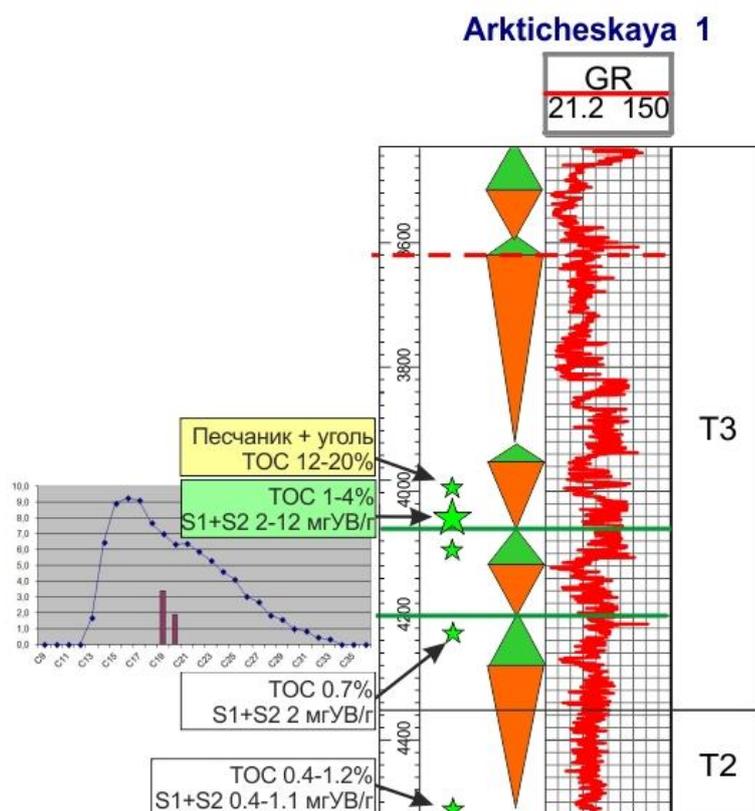


Рис. 88. Распределение прослоев, обогащенных ОВ, в отложениях верхнего триаса в скв. Арктическая. Приуроченность нефтегазоматеринских отложений к поверхностям максимального затопления. Условные обозначения на рис. 38, звездочками показаны замеры RockEval в образцах и распределение алкановых УВ в них

В центральной части Шпицбергена глинистые породы, накапливавшиеся в мелководно-морских и продельтовых, временами лагунных условиях (прослои карбонатных пород, следы биотурбации), характеризуются современными содержаниями ОВ 1,4-1,7% и удовлетворительным и хорошим нефтегазогенерационным потенциалом до 2,3-6,2 мгУВ/г породы (рис. 87). Но так как степень их катагенеза уже приближается к концу ГЗН, исходные значения этих параметров были выше. Пересчитанные на начало ГЗН значения ТОС могли достигать 3,5%, а нефтегазоматеринский потенциал был очень

хорошим. Смешанный гумусово-сапропелевый тип ОВ обусловлен привносом остатков высшей растительности дельтами, расположенными к западу. Отношение пристана к фитану 1,4-2 и значения коэффициентов  $Pr/n-C_{17}$  и  $Ph/n-C_{18}$  говорят об умеренно-восстановительных условиях накопления ОВ (Abdullah, 1999). На хроматограммах видно бимодальное распределение *n*-алканов, характерное для смешанного ОВ. Это сильно отличает ОВ среднетриасовых пород в этой части региона от ОВ аргиллитов на ЗФИ, где оно гумусовое, и в восточной части Шпицбергена, где оно преимущественно сапропелевое.

К лито-фациальной зоне глубоководного шельфа, по-прежнему протягивавшейся в западной части региона, приурочены лучшие триасовые нефтематеринские толщи (рис. 87). Как на востоке Шпицбергена, так и на норвежском шельфе они представлены черными глинами, количество ОВ в которых на начало ГЗН достигает 4-10% и 8-16% соответственно. Современные значения ТОС в этих породах на норвежском шельфе ниже (2-6%) из-за высокой степени преобразования. В ОВ преимущественно II типа - морское сапропелевое. Как и в раннем триасе, накопление в этой лито-фациальной зоне нефтематеринских толщ с превосходным нефтегазогенерационным потенциалом (от 4 до 57 мгУВ/г породы, в среднем - 19 мгУВ/г породы) обусловлено поступлением преимущественно перлитового материала, который адсорбирует ОВ, спокойными и даже застойными гидродинамическими условиями и преимущественно восстановительной средой. Последнее подтверждается распределением гопанов в битумоиде.

***В позднеэриасовую эпоху*** произошло общее обмеление бассейна, что обусловило преимущественно гумусовый тип ОВ и газогенерационный потенциал верхнетриасовых отложений. На юго-востоке Баренцевоморского шельфа и в Печорском море (скв. Варандей-море, Колгуевская) глинистые прослой, накопившиеся в условиях аллювиальных равнин, нельзя рассматривать как нефтегазоматеринские из-за очень низких содержаний ОВ - 0,1-0,4%. Обширная дельтовая равнина, периодически затопляемая морем, раскинулась в восточной, центральной и западной частях региона. Прослой верхнетриасовых НГМП в районе Южно-Баренцевской впадины (скв. Арктическая, Лудловская, Мурманская, Куренцовская) с содержаниями ОВ 1-3,8% (редко 6%) с некоторой примесью сапропелевой составляющей приурочены к трансгрессивным пачкам глинистых отложений (рис. 88, 89). Такие породы характеризуются удовлетворительным и хорошим генерационным потенциалом (от 1-4,3 до 7-16 мг УВ/г породы), и при достижении достаточной степени зрелости могут давать не только газовые, но и жидкие углеводороды.

Такая же ситуация характерна для района Земли Франца Иосифа, где верхнетриасовые породы обладают, в целом, содержаниями ОВ гумусового типа от 0,16 до 1,7% и бедным и удовлетворительным газогенерационным потенциалом. Однако в скважине Северная отмечается присутствие черных карнийских глин с высоким содержанием ОВ (до 11%) гумусово-сапропелевого типа и превосходным нефтегазоматеринским потенциалом (рис. 90). Вероятно, в условиях трансгрессии в пределах дельтовой равнины могли образовываться лагуны и болота, обеспечивающие хорошую сохранность ОВ. Возможно, подобные ситуации существовали и на территории прогибов Хаммерфест и Нордкапп (до 2,3% ОВ гумусово-сапропелевого типа). Значения коэффициентов  $Pg/n-C_{17}$  и  $Ph/n-C_{18}$  в битумоидах верхнетриасовых пород их скважин 7124/3-1 и 7226/11-1 подтверждают, что ОВ накапливалось в умеренно-восстановительных условиях лагун.

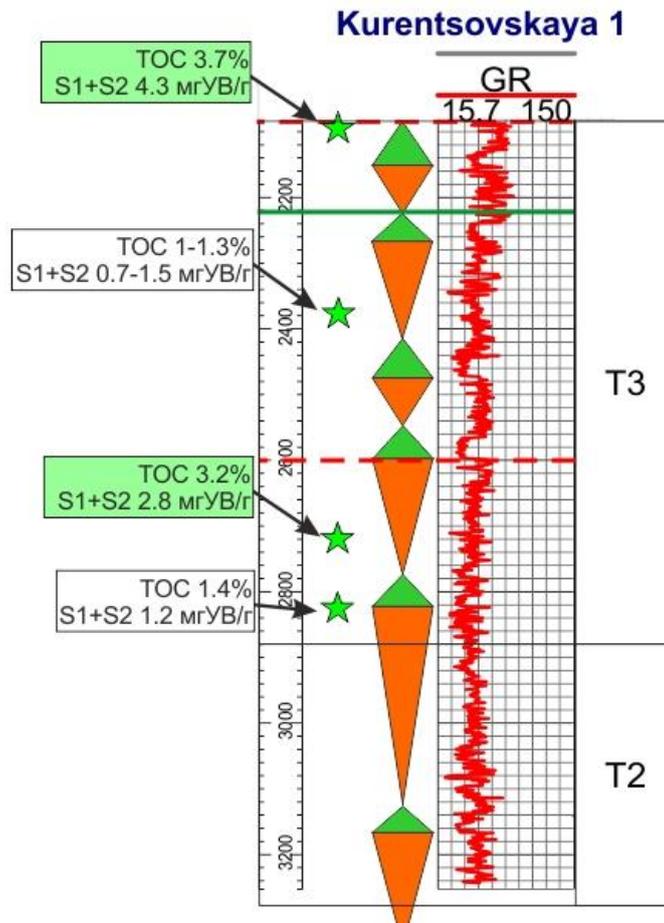


Рис. 89. Распределение прослоев, обогащенных ОВ, в отложениях верхнего триаса в скважине Куренцовская. (условные обозначения на рис. 38), звездочками показаны замеры RockEval в образцах

Глинистые прослои верхнетриасовых отложений мелководно-морской литоциальной зоны на западе региона содержат большие концентрации ОВ гумусового типа на норвежском шельфе (современные содержания до 0,9-4,7%, исходные – 2-10%) и более низкие на Шпицбергене (0,5-1,15%) (рис. 90). Сохранность ОВ и формирование хорошего и очень хорошего газогенерационного потенциала пород на норвежском шельфе обусловили небольшие размеры и замкнутость бассейна, ограниченная циркуляция вод. На Шпицбергене верхнетриасовые породы характеризуются бедным газогенерационным потенциалом в связи с активной гидродинамикой вод, поступающих из открытого морского бассейна, располагавшегося к северу от изучаемой территории (рис. 90).

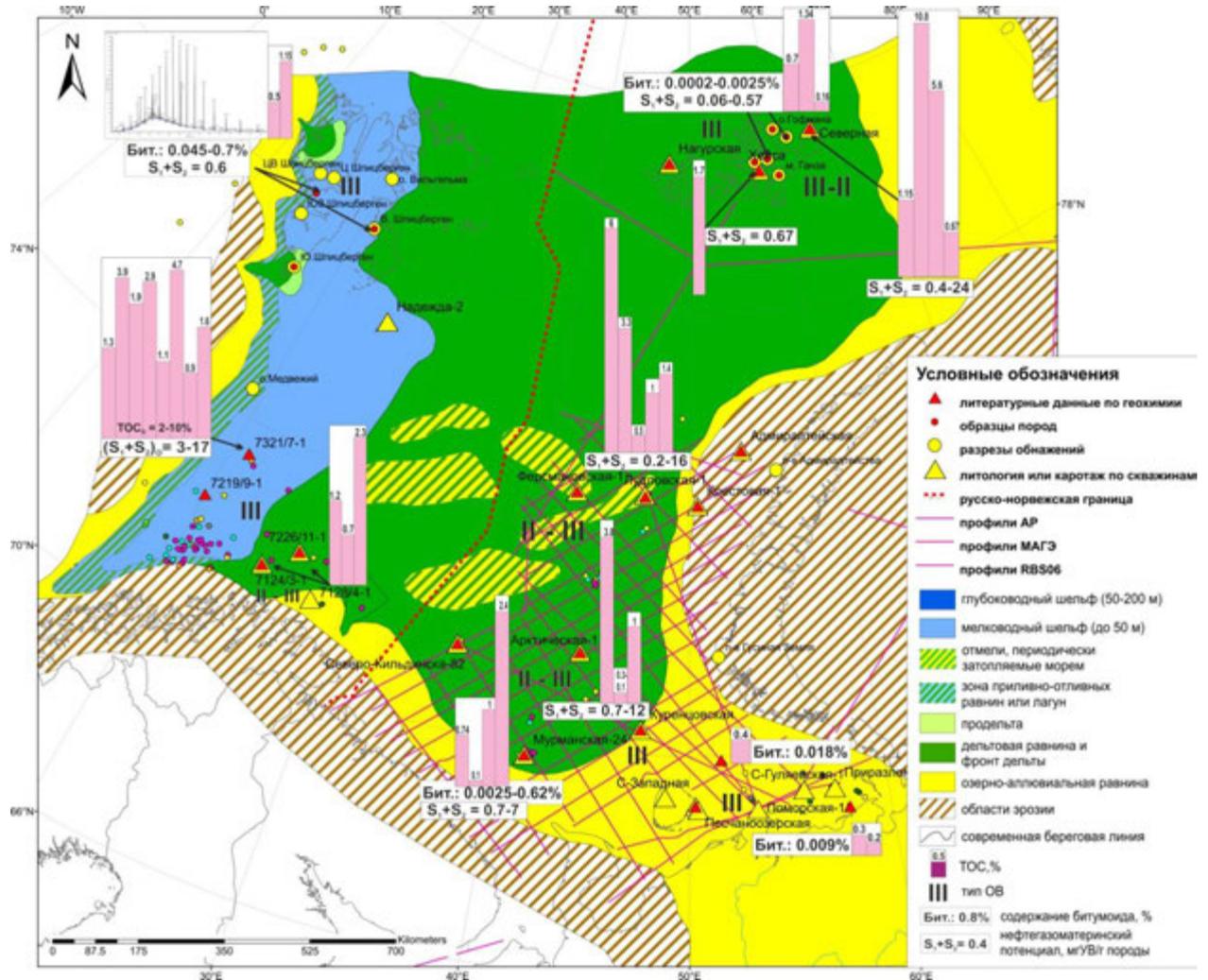


Рис. 90. Сопоставление результатов геохимических исследований верхнетриасовых нефтегазоматеринских пород и обстановок их осадконакопления

Таким образом, исходные содержания и тип ОВ в пермско-триасовых нефтегазоматеринских породах и их генерационный потенциал значительно варьируют в пределах Баренцевоморского бассейна как по площади, так и в разрезе. Были прослежены

определенные закономерности этих вариаций и их связь с палеогеографическими обстановками на время накопления этих отложений.

Триасовые нефтегазоматеринские толщи с наилучшими свойствами - высокими содержаниями ОВ гумусово-сапропелевого и сапропелевого типа и хорошим и превосходным нефтегазогенерационным потенциалом - приурочены к лито-фациальной зоне глубокого шельфа, протягивавшейся в субмеридиональном направлении в западной части региона в раннем и среднем триасе. В этой зоне накапливается преимущественно пеллитовый материал, который адсорбирует ОВ, а спокойная и иногда застойная гидродинамическая обстановка и восстановительной среда обеспечивают его хорошую сохранность.

Глинистые отложения мелководно-морских фациальных зон характеризуются средним содержанием гумусового ОВ (1-2%) и могут быть газоматеринскими породами со бедным и удовлетворительным генерационным потенциалом. Застойные условия в этих обстановках могут обеспечивать лучшую сохранность ОВ и высокий генерационный потенциал, как в верхнетриасовых породах на норвежском шельфе.

Глинистые отложения, накопившиеся в условиях дельтовых и приливно-отливных равнин, характеризуются, главным образом, гумусовым типом ОВ. Отложения приливно-отливных равнин содержат мало ОВ, что обусловлено активной гидродинамикой вод, влиянием волн, и господством окислительной среды. Бедный и удовлетворительный преимущественно газогенерационный потенциал ниже-, средне- и верхнетриасовых дельтовых отложений связан с окислительными обстановками в осадке и «разубоживающим» эффектом, вызванным высокими скоростями осадконакопления. Однако в периоды морских трансгрессий в условиях продельты и мелководного шельфа, сменяющих дельтовые обстановки, могли накапливаться НГМТ с повышенной долей сапропелевой компоненты в ОВ, более высокими его концентрациями и удовлетворительным и хорошим генерационным потенциалом. Лагунные обстановки также могли способствовать накоплению и сохранению большого количества ОВ с долей сапропелевой составляющей, как на Земле Франца Иосифа в позднем триасе. Такие породы могут генерировать не только газовые, но и нефтяные углеводороды.

Для аллювиальных обстановок осадконакопления характерны активная гидродинамика вод, окислительная среда, повышенная песчанность отложений, что не способствует сохранности ОВ. Поэтому на юго- и северо-востоке Баренцевоморского региона нефтегазоматеринский потенциал у триасовых глинистых отложения практически отсутствует.

## ГЛАВА 7. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИИ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Для воссоздания геологической истории развития бассейна (процессов осадконакопления, погружения и воздымания, эрозии, истории прогрева), процессов созревания органического вещества и генерации углеводородов пермско-триасовыми нефтегазоматеринскими отложениями был использован метод бассейнового моделирования. Моделирование проводилось по 2Д профилям в программном пакете TemisFlow 2013.1.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Моделирование было проведено по двум профилям, пересекающим юго-восточную часть Баренцевоморского бассейна в перпендикулярных направлениях (рис. 91). Профиль А длиной 903 км протягивается с юго-запада на северо-восток от Кольской моноклинали, через Южно-Баренцевскую зону ступеней, Южно-Баренцевскую впадину к Предновоземельскому прогибу и склонам Адмиралтейского поднятия. Профиль Б протяженностью 726 км пересекает Южно-Баренцевскую впадину с юго-востока (Печорская плита) на северо-запад (склон поднятия Федынского).

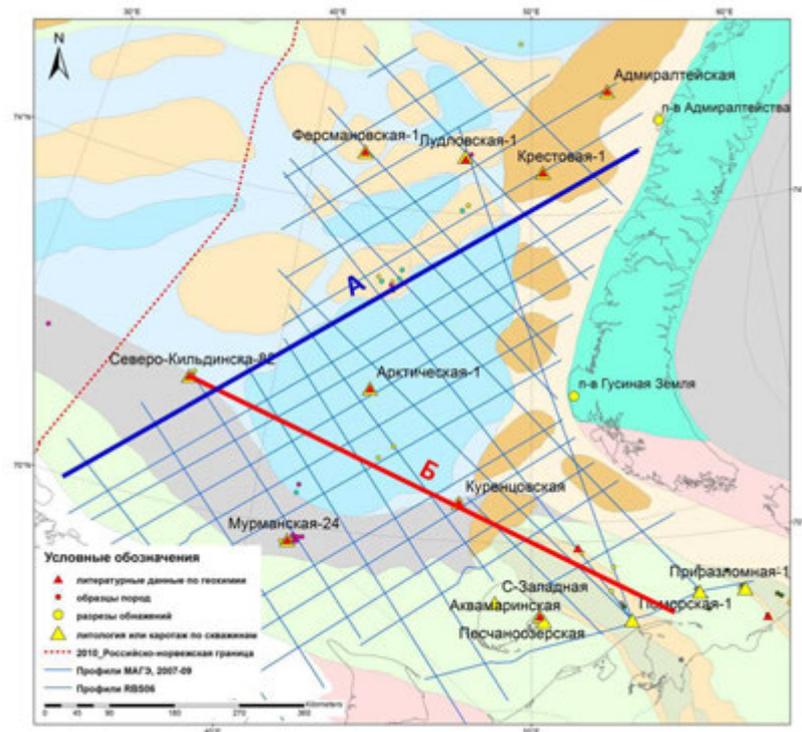


Рис. 91. Схема расположения профилей выбранных для моделирования (условные обозначения к тектонической карте на рис. 10)

В модель были заложены геологические данные (сейсмогеологические разрезы, литология) (рис. 92, 93), геохимические данные по нефтегазоматеринским отложениям и геотермические данные (температуры на поверхности осадочного чехла и на подошве

литосферы). Для корреляции тепловой модели использовались данные замеров отражательной способности витринита в скважинах, а также замеры плотности теплового потока.

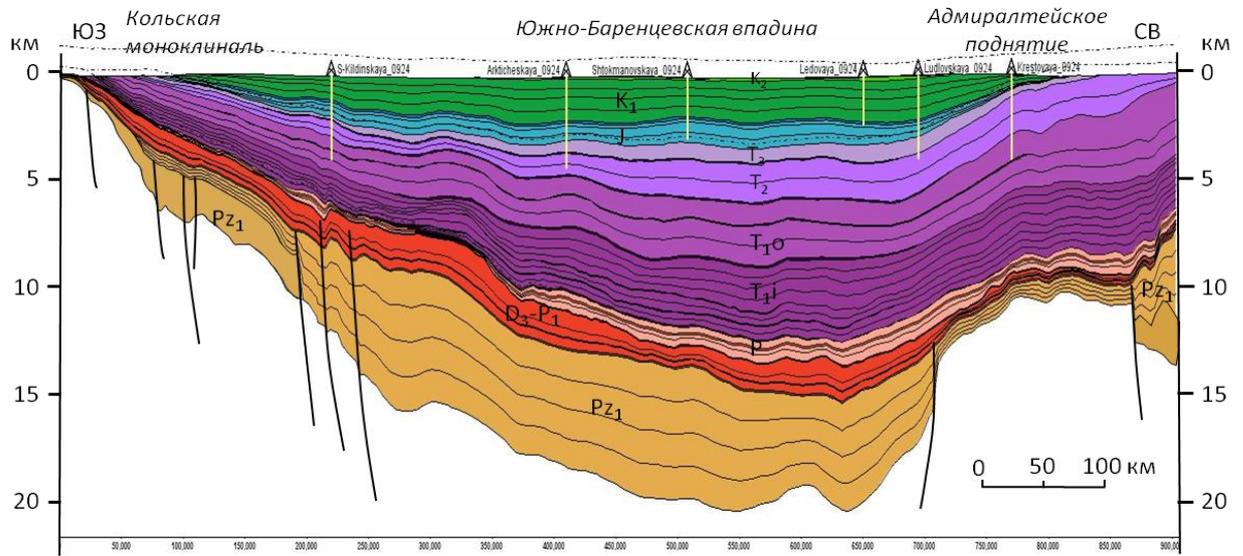


Рис. 92. Сейсмогеологический разрез по профилю А

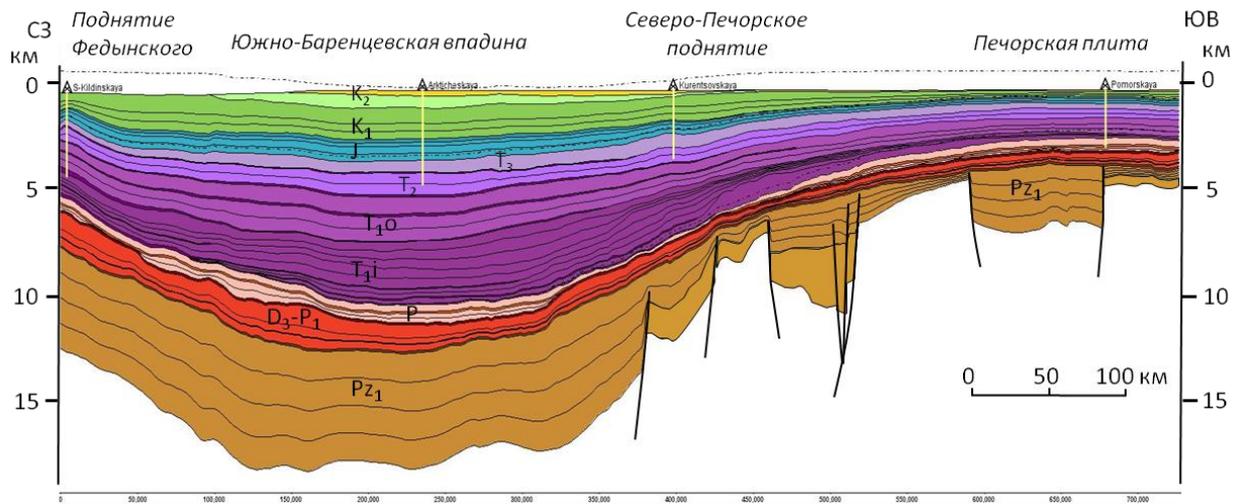


Рис. 93. Сейсмогеологический разрез по профилю Б

Согласно авторской сейсмостратиграфической интерпретации профилей (Казанин и др., 2011) был выделен мощный осадочный чехол (до 18-20,5 км в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины), представленный отложениями от ордовикской до четвертичной систем. Возраст стратиграфических границ задавался согласно международной хроностратиграфической шкале 2012 г. Для стратиграфических интервалов на основании скважинных данных и аналогии с Тимано-Печорским бассейном использовались следующие литотипы пород (рис. 94, 95): преимущественно карбонатные отложения ордовика-силура (O-S), терригенно-карбонатные отложения нижнего-среднего девона (D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>), преимущественно карбонатные отложения верхнего девона - нижней перми (D<sub>3</sub>-P<sub>1a-sc</sub>); пермско-триасовая алевро-глинистая толща с песчаными пластами

(P<sub>1a</sub>-T); чередование мощных песчано-алевролитовых и тонких глинисто-аргиллитовых пачек ранне-среднеюрского возраста (J<sub>1-2</sub>); преимущественно глинистые отложения верхней юры (J<sub>3</sub>); песчано-глинистые раннемеловые отложения (K<sub>1</sub>); глинисто-алевролитовая толща верхнего мела (K<sub>2</sub>) с тонкими прослоями песчаников и маломощная глинисто-песчаная толща с галькой и гравием плиоцен-четвертичного возраста (N<sub>2</sub>-Q).

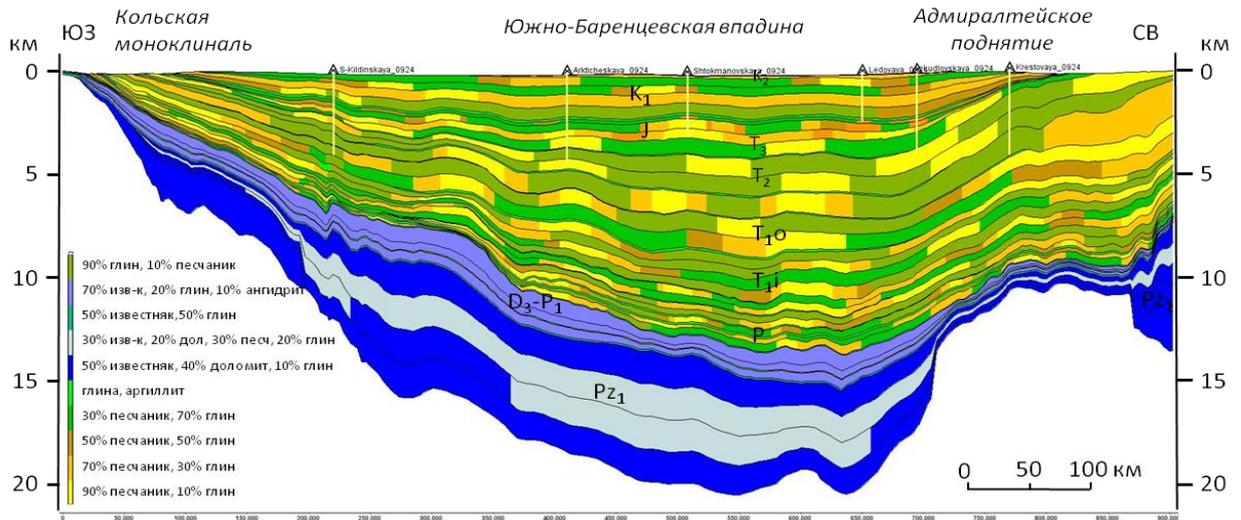


Рис. 94. Литологическая модель строения разреза по профилю А

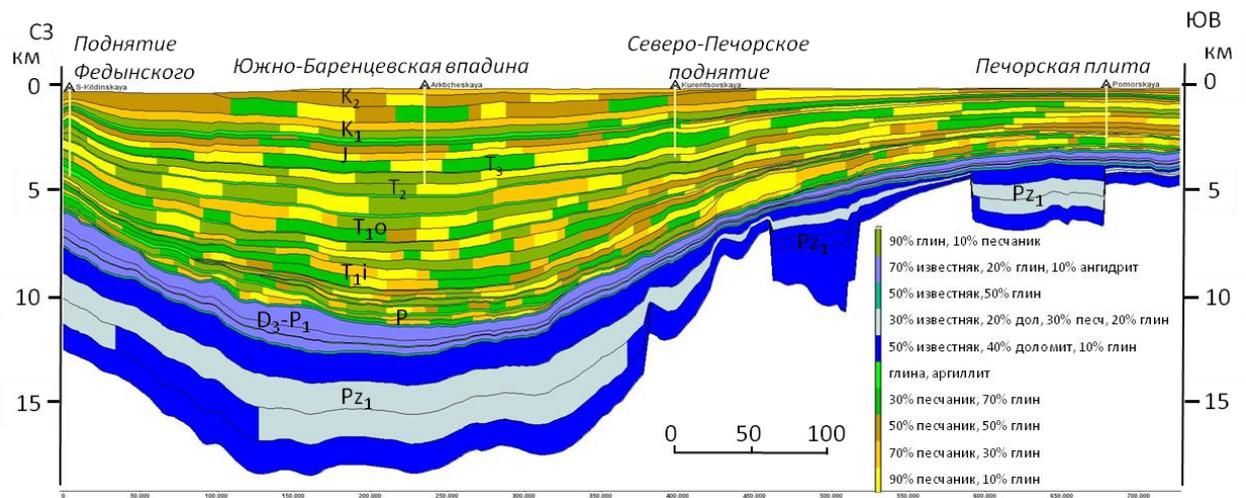


Рис. 95. Литологическая модель строения разреза по профилю Б

Для характеристики нефтегазоматеринских пород используются следующие параметры: осредненные исходные значения содержания органического углерода в породе (Сорг, %); тип керогена (кинетический спектр энергии активации) и исходные значения водородного индекса (НИ, мг УВ/г Сорг), средние мощности НГМТ. Учитывались вариации этих параметров для пермских и триасовых НГМТ (табл. 6), выявленные по результатам геохимических исследований (глава 5), и закономерности изменения их свойств по латерали (глава 6). Параметры палеозойских и юрских НГМТ (табл. 6) взяты на основании литературных данных по аналогии с Тимано-Печорским НГБ

и геохимических исследований, проводимых на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ имени М.В. Ломоносова (Кирюхина и др., 2012, Henriksen et al., 2011).

Таблица 6. Геохимические характеристики нефтегазоматеринских пород

Возраст НГМТ	C <sub>орг</sub> , %	НН, мг УВ/г C <sub>орг</sub>	Тип ОБ	∑ Мощность, м
<i>Печорская плита и Кольская моноклираль</i>				
T <sub>1ol</sub>	0,7	170	III	0-25
T <sub>1i</sub>	0,5	150	III	0-25
P <sub>2kz</sub>	1.5	300	III	50
P <sub>1as-sk</sub>	1	500	II	50
C <sub>1v</sub>	2	450	II-III	50
D <sub>3dm</sub>	3	600	II	100
<i>Южно-Баренцевская впадина</i>				
J <sub>3</sub>	4	500	II	100
T <sub>3</sub>	3	300	III	50
T <sub>2</sub>	1-3	170-300	II-III	0-75-100
T <sub>1ol</sub>	5	300	II-III	25-70-100
T <sub>1i</sub>	3	300	III	0-50-100
P <sub>2kz</sub>	1.5	500	III	100
P <sub>1as-sk</sub>	3	500	II	50
C <sub>1v</sub>	2	450	II-III	50
D <sub>3dm</sub>	3	600	II	100
<i>Поднятия Ферсмана, Федьинского</i>				
J <sub>3</sub>	4	500	II	70
T <sub>3</sub>	3	300	III	50
T <sub>2</sub>	3	300	II-III	50-75
T <sub>1ol</sub>	5	300	II-III	50
T <sub>1i</sub>	5	300	II	200
P <sub>2kz</sub>	1.5	500	III	200
P <sub>1as-sk</sub>	3	500	II	50
C <sub>1v</sub>	2	450	II-III	50
D <sub>3dm</sub>	3	600	II	100
<i>Предновоземельский прогиб</i>				
T <sub>2</sub>	0,7	170	III	0-25
T <sub>1ol</sub>	0,7	170	III	0-25
T <sub>1i</sub>	0,5	150	III	0-25
P <sub>2kz</sub>	1,5	300	III	50
P <sub>1as-sk</sub>	1	500	II	50
C <sub>1v</sub>	2	450	II-III	50
D <sub>3dm</sub>	3	600	II	100

Процессы нефтегазообразования во многом обусловлены и контролируются геотермическим режимом бассейна. Выделяют два основных источника тепла: поступающее из мантии и образованное за счет радиоактивного распада в породах земной коры. Верхний (гранитно-метаморфический) слой земной коры богат радиоактивными элементами и имеет примерно в 10 раз больший вклад в тепловой поток, чем нижний (гранулит-базитовый). В осадочном чехле основная масса радиоактивных элементов приурочена к глинистым породам. Интрузивные тела могут служить локальными источниками прогрева. Для воссоздания прогрева осадочного чехла в модель были заложены вариации мощности земной коры (граница Мохо), ее нижнего и верхнего слоев. Глубина залегания границы Мохо зеркально отражает рельеф поверхности фундамента бассейна, в связи с чем минимальные глубины соответствуют центральной части шельфа, в то время как максимальные отмечены на его материковом обрамлении и в складчатых областях. Согласно модели BARENTS50 (Ritzmann, 2007) граница Мохо залегает на глубинах от 34-36 км в пределах Южно-Баренцевской впадины, 40-42 км на Печорской плите, 35-40 км на Кольской моноклинали и 44-46 км в Предновоземельской зоне (рис. 96, 97, 98). Мощность верхнего слоя земной коры изменяется от 8 км во впадине, до 15-20 км под Балтийским щитом и поднятием Федынского, и 20-25 км под Печорской плитой, Адмиралтейским поднятием, Новоземельской складчатой зоной (Ivanova, 2008).

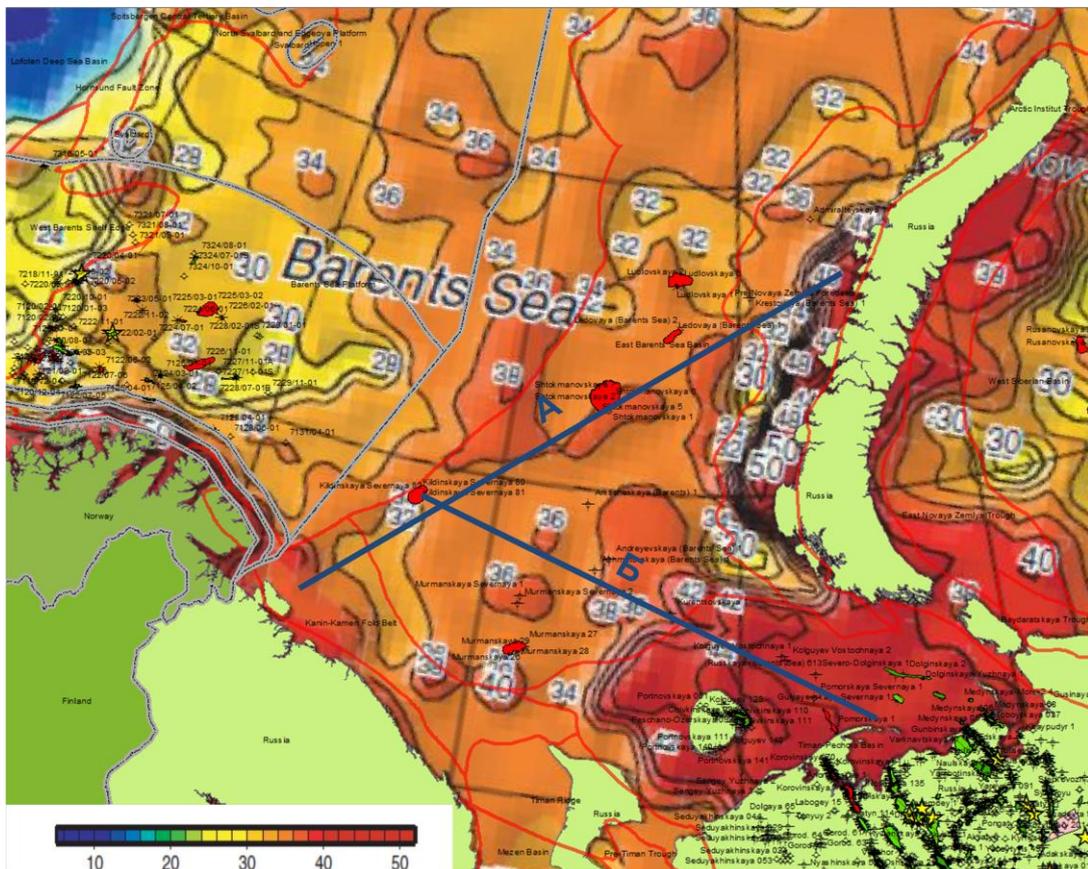


Рис. 96. Глубина залегания поверхности Мохо (Ritzmann, 2007)

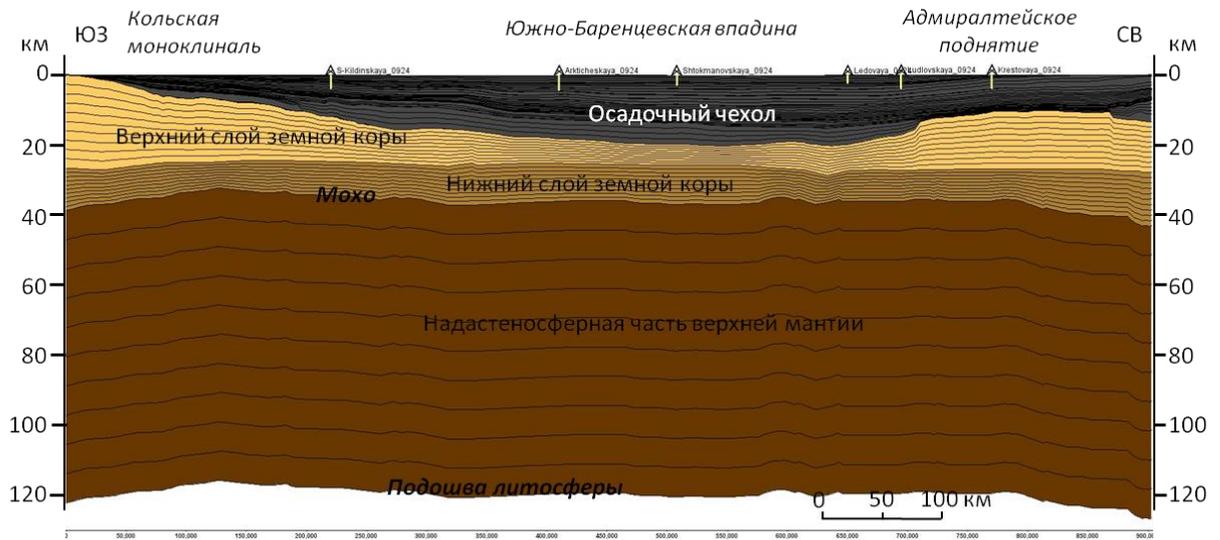


Рис. 97. Структура литосферы вдоль профиля А.

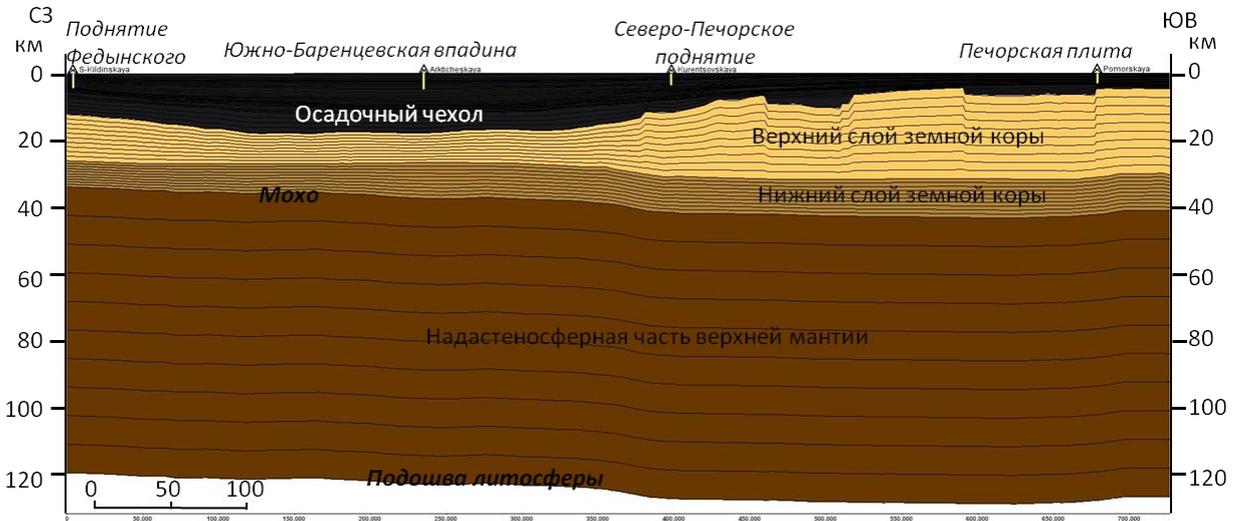


Рис. 98. Структура литосферы вдоль профиля Б.

При моделировании термической истории бассейна закладывались два пограничных значения: среднегодовая температура на поверхности осадочного чехла, равная  $1^{\circ}\text{C}$  (температура придонной воды), и современная температура в подошве литосферы, принятая за  $1350^{\circ}\text{C}$ . Для периода активного прогибания Южно-Баренцевской впадины в конце перми - начале триаса была заложена термическая активизация путем увеличения температур в подошве литосферы. Продолжительность термической активизации около 70 млн. лет (рис. 99).

В модели также учитывались периоды перерыва в осадконакоплении, поднятия территории и мощности размытых отложений (табл. 7). К основным относятся перерыв на границе перми и триаса, связанный с падением уровня моря и орогенезом на Урале. При этом эрозия проявилась преимущественно на юго-востоке изучаемой территории. Перерыв и эрозия на границе триаса и юры связаны со складчатостью на Новой Земле, мощности размытых отложений определяются на основании сейсмических данных.

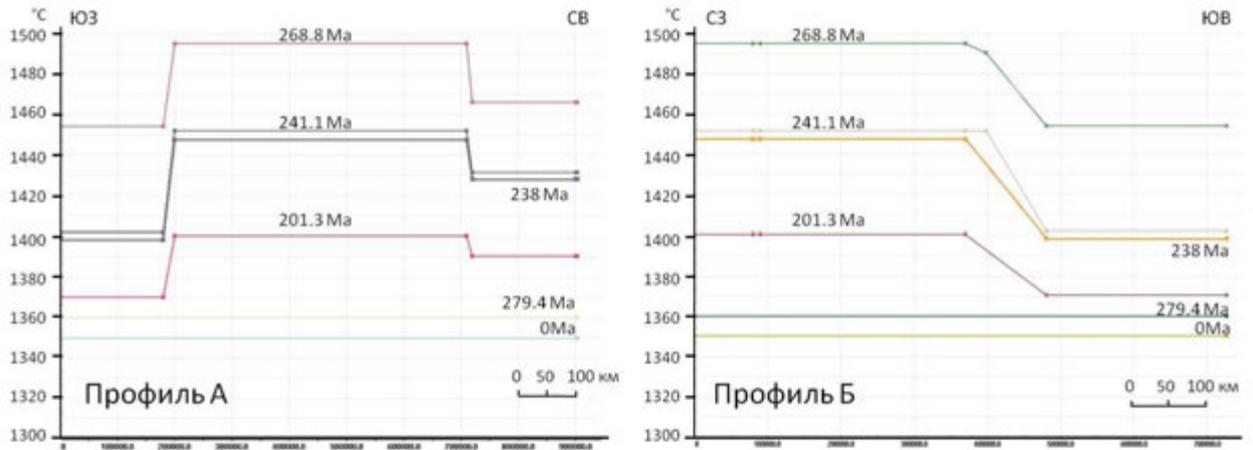


Рис. 99. Увеличение температур в подошве литосферы в пермско-триасовое время

Таблица 7. Мощности размытых отложений, заложенные в модель

Возраст размыва	Мощность размытых отложений, м				
	Печорская плита	Кольская моноклинал	Южно-Баренцевская впадина	Поднятие Федынского	прогиб Седова
KZ	1000	1300	400	1000	1500
T <sub>3</sub> /J	300	300	250	200	500
P <sub>2</sub> /T	400	200	0	0	0

Наиболее хорошо изученным является поднятие территории в кайнозое, сопровождаемое значительным размывом. Первая его фаза в начале палеогена связана с началом спрединга на хребте Гаккеля, вторая - с постледниковым изостатическим подъемом в плиоцене-плейстоцене. Суммарные мощности размытых отложений варьирует в широких пределах от 400 до 3000 м (рис. 100) (Sobolev, 2012, Henriksen, 2011). В юго-восточной части бассейна минимальные значения (300-500 м) приурочены к центральной части Южно-Баренцевской впадины. Значительные мощности эродированных отложений отмечаются в скв. Адмиралтейская – 1500 м. На архипелаге Новая Земля они достигают 2500 м (Henriksen, 2011), на Кольской моноклинали и в центральной части шельфа - 1000-1400 м, на Печорской плите - 800-1000 м. В западной части Баренцева моря мощность эродированных отложений уменьшается с востока на запад от 1200 до 400 м (Henriksen, 2011). Максимальная мощность размытых отложений отмечается на арх. Шпицберген – более 3200 м (Henriksen, 2011) и на Земле Франца Иосифа - 1500-2000 м (Sobolev, 2012).

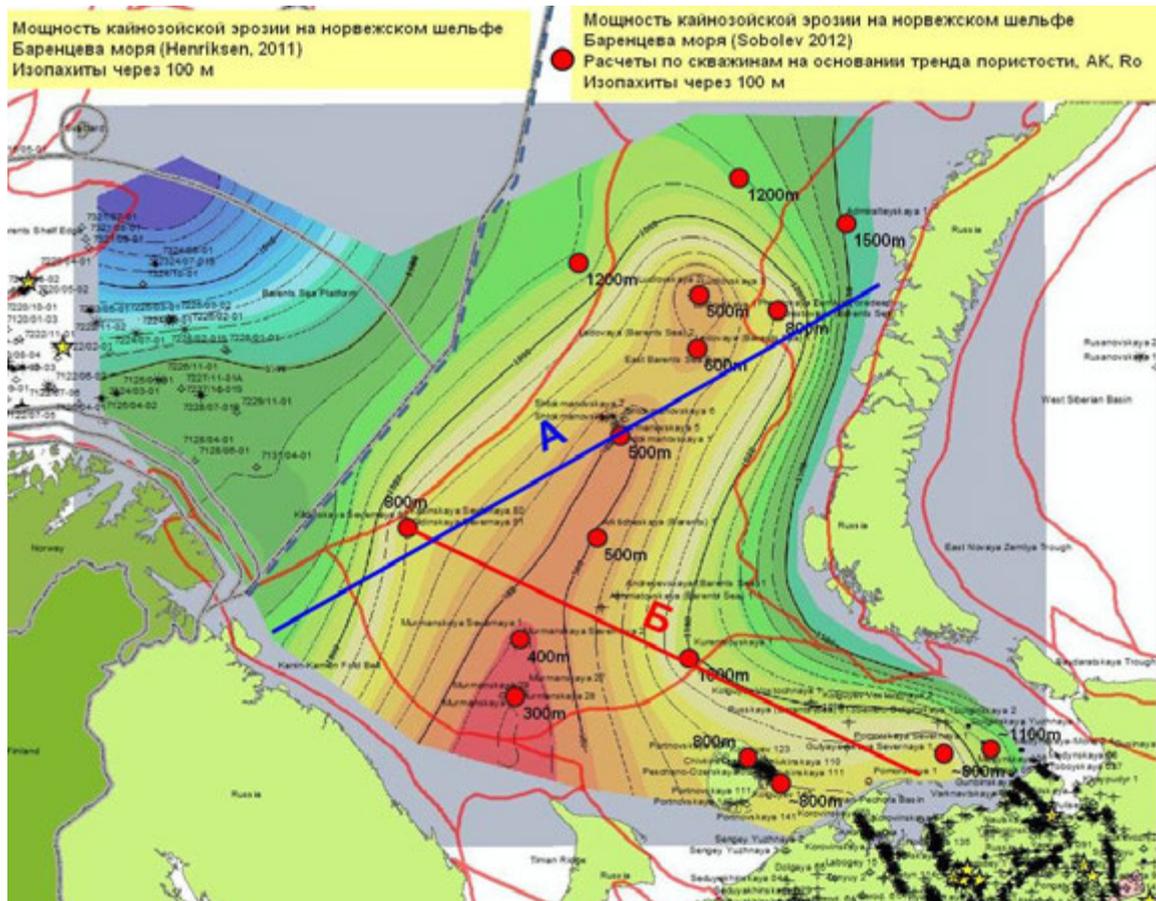


Рис. 100. Карта распределения мощностей кайнозойской эрозии в южной и юго-восточной части Баренцевоморского бассейна (по Henriksen, 2011, Sobolev, 2012)

### КАЛИБРОВКА МОДЕЛИ

Достоверность тепловой модели проверялась сопоставлением значений показателя отражения витринита ( $R_0$ , %), замеренных в скважинах Арктическая, Куренцовская, Штокмановская, Крестовая, Лудловская, Ледовая, Северо-Кильдинская (по данным Супруненко, ВСЕГЕИ, МГУ) с рассчитанными значениями  $R_0$ %, полученными в результате моделирования (рис. 101).

Другой метод проверки и калибровки модели - это сопоставления замеренных и рассчитанных значений плотности теплового потока на поверхности осадков. Замеренные значения на о. Колгуев составляют 41 до 52 мВт/м<sup>2</sup> (Цыбуля, Левашкевич, 1992). На акватории Печорского моря плотность теплового потока колеблется от 50 до 60 мВт/м<sup>2</sup> (Захаров, Кулибакина, 1997). Средние значения на территории Кольской моноклинали и Балтийском щите составляют 54 мВт/м<sup>2</sup>, а в пределах Центрально-Баренцевской сверхглубокой депрессии – 64-68 мВт/м<sup>2</sup> (Khutorskoi, 2008). Рассчитанные значения плотности теплового потока вдоль профилей А и Б соответствуют замеренным: 60-62 мВт/м<sup>2</sup> в пределах Южно-Баренцевской впадины, 58-60 мВт/м<sup>2</sup> на шельфе Печорского

моря и Кольской моноклинали, до  $65 \text{ мВт/м}^2$  на поднятии Федынского и Адмиралтейском вале.

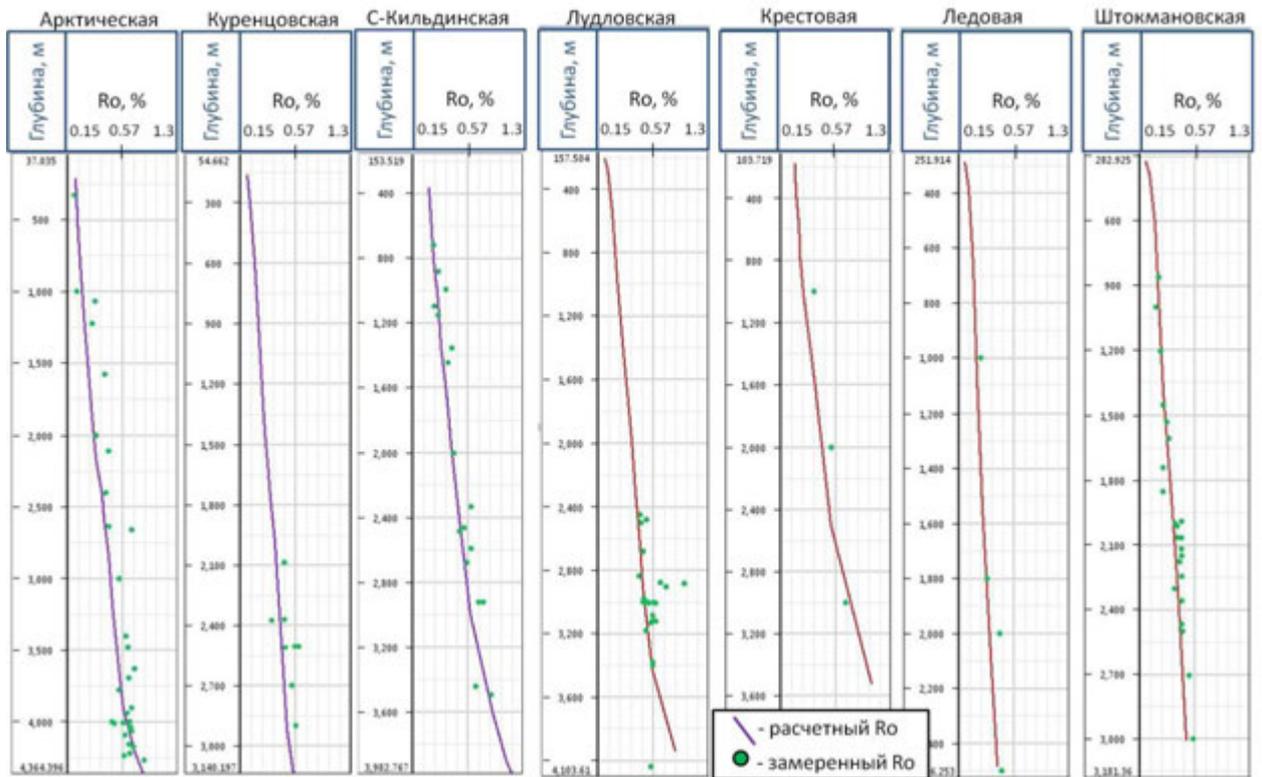


Рис. 101. Корреляция между замеренными и рассчитанными значениями отражательной способности витринита по скважинам

## РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты бассейнового моделирования показали, что для пермско-триасового терригенного комплекса отложений характерен значительный разброс значений современных температур. Максимальные температуры  $300\text{-}350^\circ\text{C}$  приурочены к центральной части Южно-Баренцевской впадины, где подошва комплекса находится на глубинах 11-13,5 км (рис. 102, 103). По направлению к поднятию Федынского температуры уменьшаются до  $180\text{-}155^\circ\text{C}$ , в Южно-Баренцевской зоне ступеней - от  $185$  до  $80^\circ\text{C}$ , на Кольской моноклинали - от  $80$  до  $1^\circ\text{C}$ , где отложения выходят на поверхность. В восточном направлении температуры составляют  $300\text{-}260^\circ\text{C}$  на Адмиралтейском поднятии, и около  $190^\circ\text{C}$  в прогибе Седова. В пределах Печорской плиты температуры в подошве комплекса в среднем составляют  $80^\circ\text{C}$ . Современные температуры в кровле триасовых отложений в пределах Южно-Баренцевской впадины достигают  $95\text{-}120^\circ\text{C}$ , уменьшаясь до  $50\text{-}60^\circ\text{C}$  в Южно-Баренцевской зоне ступеней и в Печорской синеклизе, и от  $60$  до  $0^\circ\text{C}$  по направлению к Новой Земле.

Построенная модель позволила оценить современное положение главных зон нефте- и газообразования (ГЗН и ГЗГ) в юго-восточной части Баренцево-морского бассейна. Границы этих зон отбивались по расчетным показателям отражательной способности витринита ( $R^0$ , %). Согласно шкале градаций катагенеза ГЗН соответствуют градациям МК<sub>1</sub>-МК<sub>3</sub> и  $R^0 = 0,5-1,15$  %, а ГЗГ – градациям МК<sub>4</sub>-МК<sub>5</sub> и  $R^0 = 1,15-2\%$  (Неручев и др., 1976).

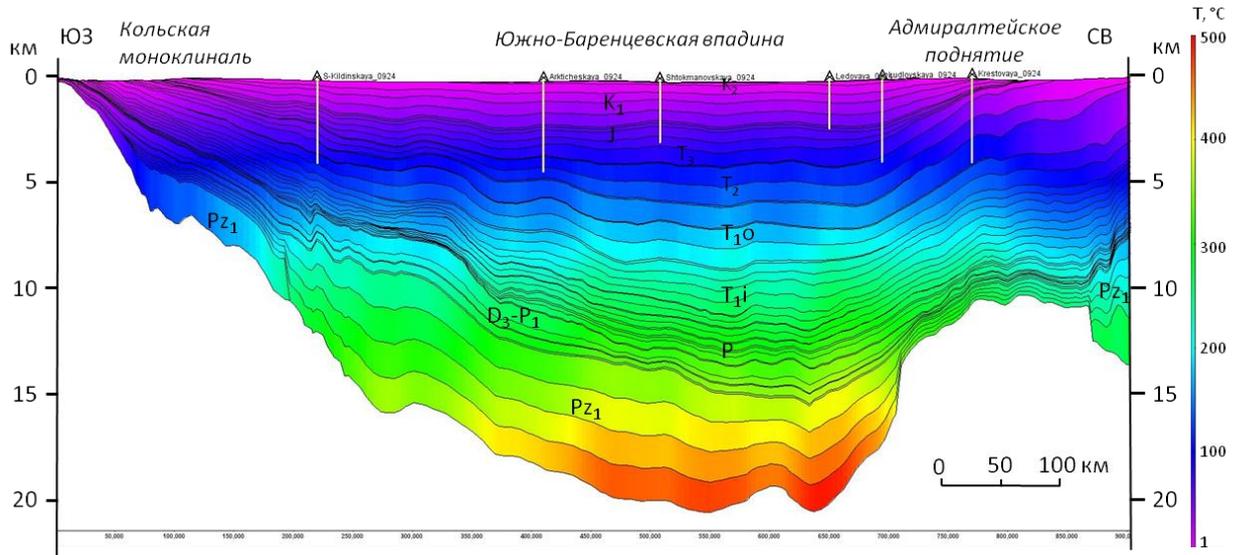


Рис. 102. Разрез современных температур вдоль профиля А

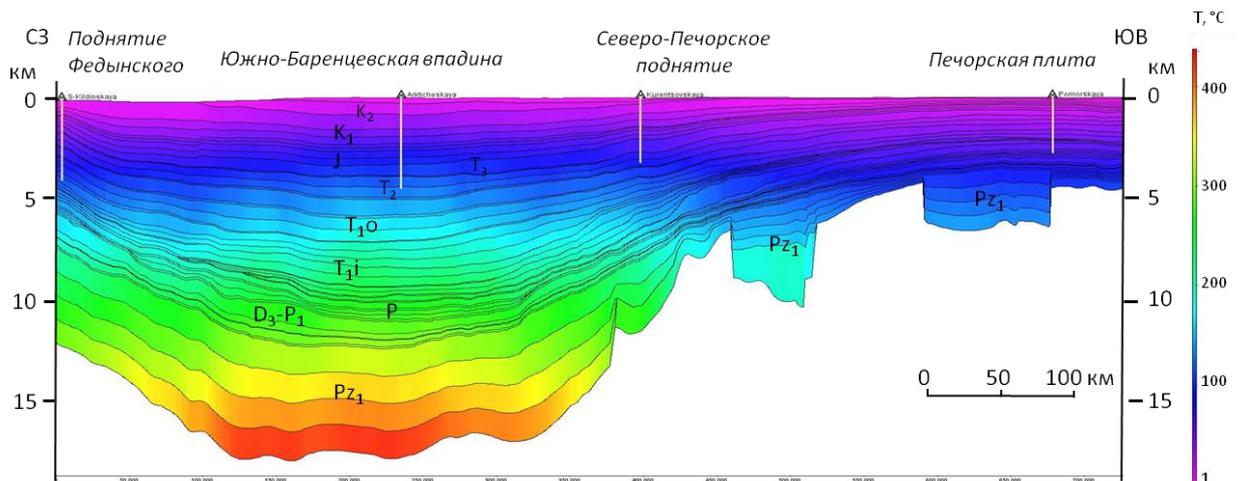


Рис. 103. Разрез современных температур вдоль профиля В

В Южно-Баренцевской впадине верхняя граница ГЗН расположена на глубинах 2500-3000 м, на склонах поднятия Федынского, Печорской плите, Кольской моноклинали и в Южно-Баренцевской зоне ступеней - 2000-2200 м, на Адмиралтейском валу и в прогибе Седова - 1800-2000 м. Глубина кровли ГЗГ в Южно-Баренцевской впадине, прогибе Седова и на Печорской плите составляет от 4900 до 5050 м, в Южно-Баренцевской зоне ступеней и на Кольской моноклинали - 4200-4400 м, на

Адмиралтейском вале и склонах поднятия Федынского - около 4 км. Нижняя граница ГЗГ в Южно-Баренцевской впадине, прогибе Седова и Печорской синеклизе расположена на глубине 6500-7000 м, на поднятии Федынского - 5500-5800 м, в Южно-Баренцевской зоне ступеней, на Кольской моноклинали и Адмиралтейском вале - 5300-5600 м (рис. 104, 105).

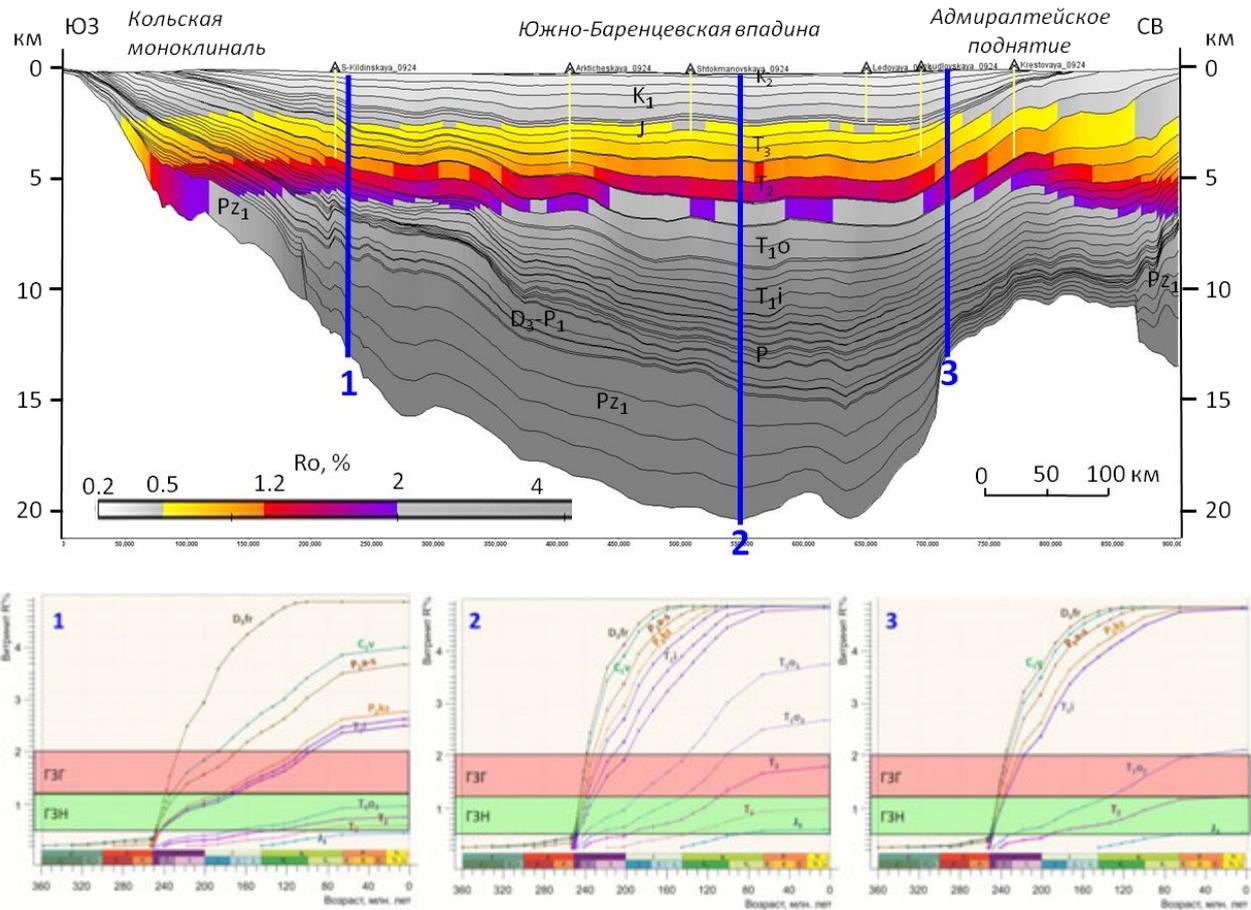


Рис. 104. Распределение значений показателя отражения витринита в осадочной толще вдоль профиля А и эволюция катагенетического преобразования ОВ НГМТ

Построенная геолого-геохимическая модель позволила выявить эволюцию катагенетического преобразования пермско-триасовых НГМТ (рис. 104, 105). На юго-востоке Баренцевоморского шельфа верхнепермские НГМТ уже прошли главные стадии нефте- и газообразования. В связи с высокими скоростями осадконакопления верхнепермские НГМТ вступили в ГЗН в пределах Южно-Баренцевской впадины, Адмиралтейского поднятия и Предновоземельского прогиба уже в конце индского века, к концу анизийского века достигли ГЗГ и вышли из нее к концу среднего и началу позднего триаса (рис. 104-2, 104-3, 105-2). В Южно-Баренцевской зоне ступеней верхнепермские НГМТ достигли ГЗН к концу оленекского века, вступили в ГЗГ к началу тоара и вышли из нее к началу альбского века (рис. 104-1). На склонах поднятия Федынского преобразование шло несколько быстрее и верхнепермские НГМТ оказались в ГЗГ уже к концу триаса и вышли из нее к концу юрского периода (рис. 105-1). В юго-восточном

направлении катагенетическая зрелость этих НГМТ уменьшается, и на Печорской плите, начиная с конца триаса и до настоящего времени, они находятся в ГЗН (рис. 105-3, 105-4).

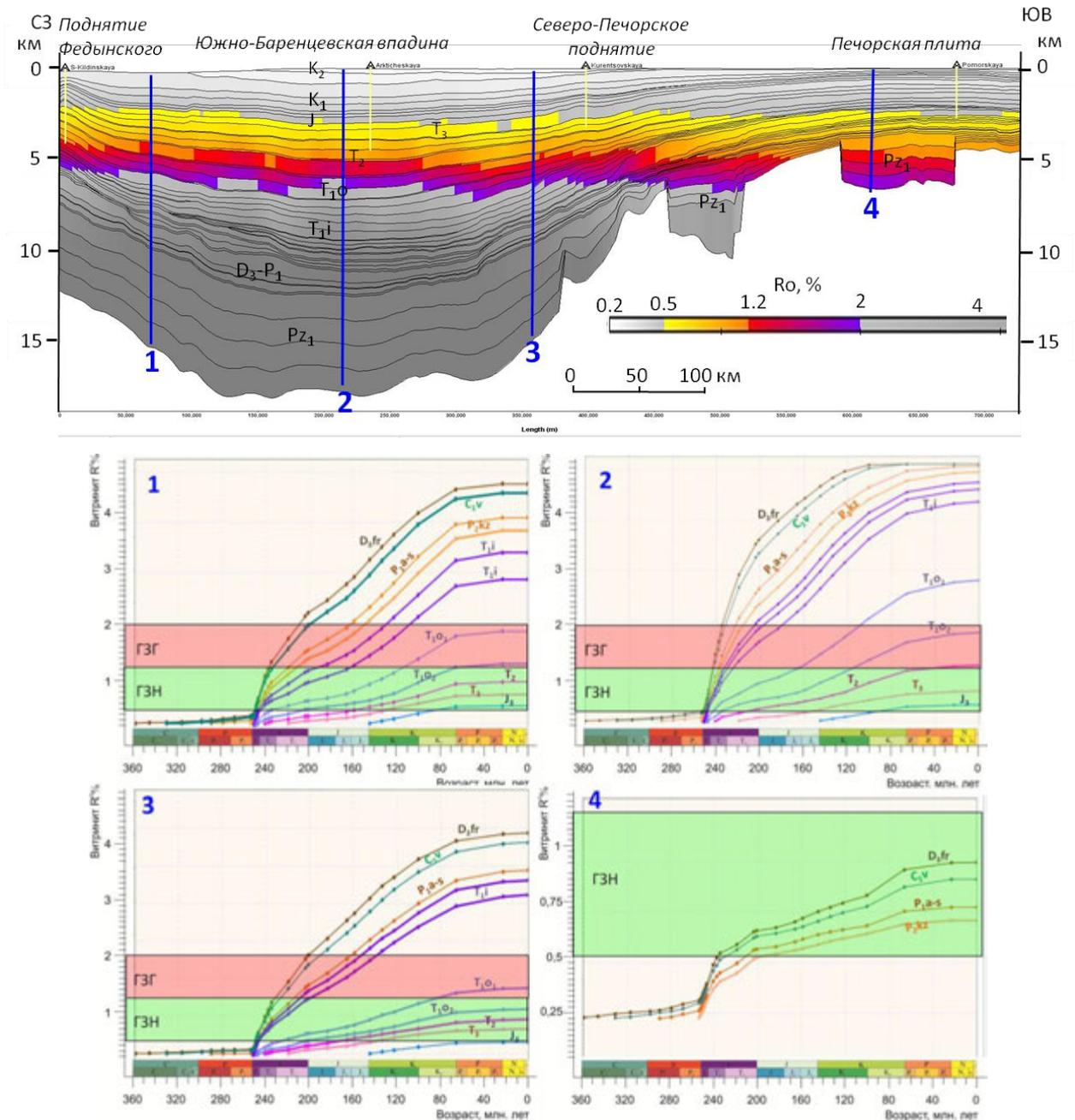


Рис. 105. Распределение значений показателя отражения витринита в осадочной толще вдоль профиля Б и эволюция катагенетического преобразования ОВ НГМТ

В модель было заложено четыре прослоя глинистых индских НГМТ, приуроченных к подошве проградирующих клиноформных комплексов. Они выклиниваются на Кольской моноклинали, Печорской плите и по направлению к Новой Земле. Согласно результатам моделирования, индские НГМТ сильно преобразованы и находятся на стадии апокатагенеза (АК) на всей изучаемой территории (рис. 104, 105). Как и пермские НГМТ, они вошли в ГЗН к концу нижнего триаса. При этом в центральной части Южно-

Баренцевской впадины, на Адмиралтейском поднятии и в Предновоземельском прогибе они достигли ГЗГ уже к середине и концу ладинского века, и оказались на стадиях апокатагенеза к началу юры (рис. 104-2, 104-3, 105-2). На юго-западном борту бассейна и на восточных склонах поднятия Федынского индские НГМТ находились в ГЗГ с начала средней юры до конца раннего мела (рис. 104-1, 105-1). В районе Северо-Печорского поднятия они достигли ГЗГ в начале юры, и прошли ее в берриасе (рис. 105-3).

Оленекские НГМТ, накопление которых было приурочено к трансгрессиям в раннем и позднем оленеке, в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины вошли в ГЗН к концу анизийского века (рис. 104-2, 105-2). Нижнеоленекская НГМТ достигла ГЗГ к плинсбахскому веку и вышла из нее в берриасе. Верхнеоленекская НГМТ находилась в ГЗН до конца юрского периода, а в ГЗГ - до конца раннего мела. В центральной части профиля Б отмечается более низкая степень преобразования оленекских толщ: нижнеоленекские НГМТ находились в ГЗН вплоть до поздней юры и в ГЗГ - до альбского века, а верхнеоленекские вступили в ГЗГ в апте и сейчас находятся на конечных стадиях МК (рис. 105-2). На склонах Адмиралтейского вала предположительно распространены только верхнеоленекские НГМТ, вступившие в ГЗН в ладинском веке и достигшие ГЗГ к валанжину. Они полностью выработали свой потенциал, начиная с эоцена (рис. 104-3). В пределах Южно-Баренцевской зоны ступеней также распространены только верхнеоленекские НГМТ, находящиеся в ГЗН с конца ранней юры по настоящее время (рис. 104-1). На склонах поднятия Федынского нижнеоленекские НГМТ достигли стадии катагенеза МК<sub>4</sub> к аптскому веку, а верхнеоленекские - к началу палеогена. И те, и другие на настоящий момент находятся в ГЗГ (рис. 105-1). По направлению на юго-восток степень зрелости оленекских НГМТ уменьшается: нижнеоленекская толща находится на градации МК<sub>4</sub>, а верхнеоленекская - в конце ГЗН (рис. 105-3).

По результатам моделирования выявлено, что степень катагенетической преобразованности среднетриасовых нефтегазоматеринских отложений варьирует от стадий МК<sub>2</sub> (середина ГЗН) в юго-восточном и юго-западном бортах Южно-Баренцевской впадины, до начала МК<sub>4</sub> на склонах Адмиралтейского вала и приближается к МК<sub>5</sub> в наиболее погруженных частях бассейна (рис. 104, 105). При этом отложения достигли ГЗН к середине норийского века в центральной части Южно-Баренцевской впадины (рис. 104-2), к середине ранней юры - в Предновоземельском прогибе, и к концу юры - на большей части территории. Пребывание этих НГМТ с хорошим газогенерационным потенциалом в ГЗН и ГЗГ на протяжении последних 200 млн. лет сыграло важную роль в формировании газоносности региона.

Верхнетриасовые глинистые НГМТ, распространенные в юго-восточной, юго-западной и центральной частях Южно-Баренцевской впадины и на склонах поднятия Федынского, находятся в ГЗН начиная с нижнего мела. В центральной части Южно-Баренцевской впадины степень их катагенетического преобразования соответствует МК<sub>3</sub>. Учитывая преимущественно гумусовый тип ОВ и наличие обогащенных прослоев, верхнетриасовые НГМТ, вероятно, являются дополнительным источником газовых УВ.

Результаты бассейнового моделирования позволили также оценить степень реализации нефтегазогенерационного потенциала пермско-триасовых нефтегазоматеринских пород, или, другими словами, степень трансформации органического вещества. Максимальные ее значения, в целом, характерны для Южно-Баренцевской впадины и Предновоземельского прогиба (рис. 106, 107). Степень трансформации пермских НГМТ составляет 100% на всей изучаемой территории, кроме Печорской плиты, где по мере уменьшения глубины залегания меняется от 80 до 20%. Индские НГМТ повсеместно высоко преобразованы и выработали свой потенциал. Только в районе поднятия Федынского верхнеиндские глинистые прослои, обогащенные ОВ, преобразованы не полностью, а на 85-90%. Степень трансформации ОВ нижнеоленекских НГМТ достигает 100% в центральной части Южно-Баренцевской впадины и уменьшается до 85-80% к юго-западному ее борту, до 65-60% к Северо-Печорскому поднятию и до 28% к сводовой части поднятия Федынского. Потенциал верхнеоленекских НГМТ реализован на 70-25% в районе Северо-Печорского поднятия и по направлению к Печорской плите, на 65-20% на склонах поднятия Федынского, на 45-60% в Южно-Баренцевской зоне ступеней до 90-100% в районе Адмиралтейского вала и полностью - в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины.

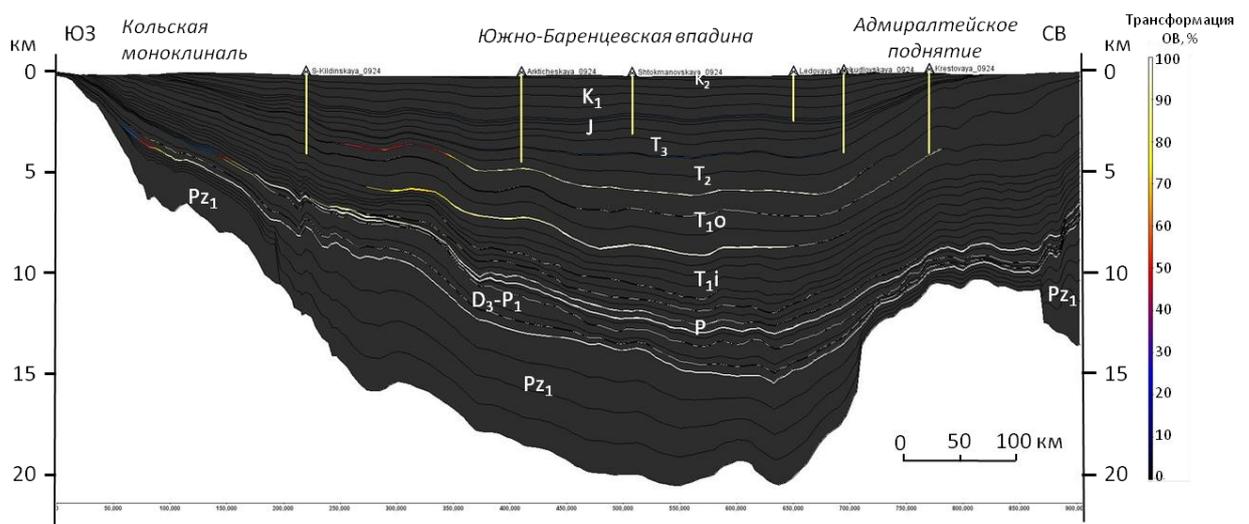


Рис. 106. Степень трансформации органического вещества. Профиль А

Для среднетриасовой НГМТ отмечается уменьшение степени трансформации ОВ от 90% в Южно-Баренцевской впадине, до 50-40% в юго-западной ее периферии и до 70% на подступах к Адмиралтейскому валу. Вдоль профиля Б степень реализации нефтегазоматеринского потенциала варьирует от 80-90% в районе скв. Арктическая, уменьшаясь на юго-восток до 20% на Северо-Печорском поднятии и на северо-запад до 40-20% на склонах поднятия Федынского (рис. 107). Степень трансформации ОВ верхнетриасовой НГМТ не превышает 10-15%.

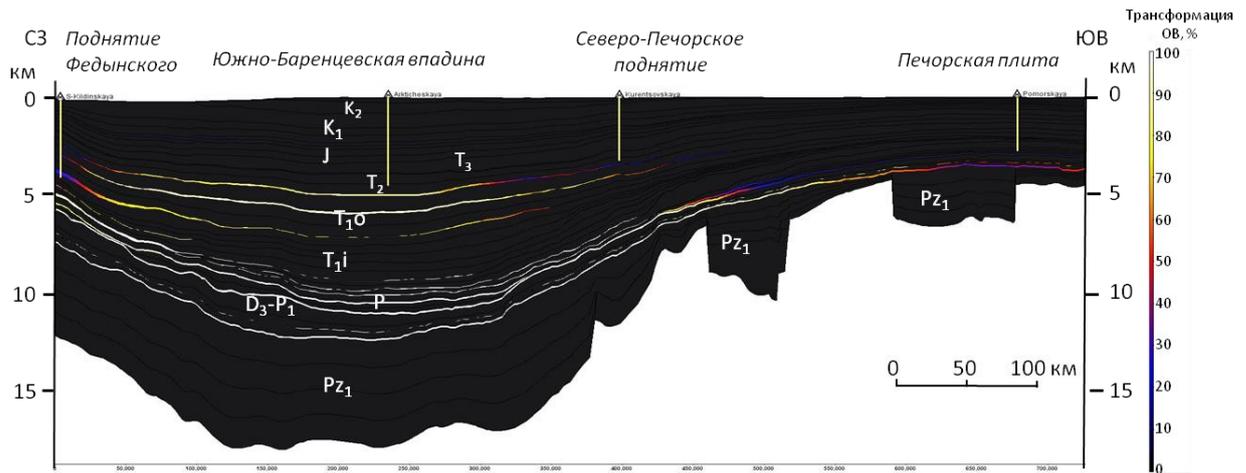


Рис. 107. Степень трансформации органического вещества. Профиль Б

Эмиграция УВ из казанских и индских НГМТ началась уже в анизийском веке в наиболее погруженных частях Южно-Баренцевской впадины и Предновоземельского прогиба (рис. 108, 109). Процессы миграции УВ из газоматеринских отложений оленекского возраста начались в конце триаса - начале юры, а из пород среднего триаса – в конце юрского периода. Верхнетриасовые газоматеринские отложения тоже внесли небольшой вклад, так как миграции УВ из них началась в конце мела, но процессы газообразования еще не достигли своего максимума.

На настоящий момент наиболее активные процессы миграции из нижне-среднетриасовых НГМТ приурочены к южным и северо-восточным бортовым частям Южно-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевской зоне поднятий на западе, где эти отложения еще не до конца выработали свой исходный потенциал. В центральной части Южно-Баренцевской впадины наблюдаются процессы латеральной и вертикальной вторичной миграции, с которыми может быть связано переформирование первичных залежей и образование скоплений УВ на более высоких стратиграфических уровнях (в юрских резервуарах на поднятиях и седловинах в пределах Южно-Баренцевской впадины) и в бортовых частях бассейна (Печорская плита, Южно-Баренцевская зона ступеней, Кольская моноклинал, поднятия Предновоземельской складчатой зоны) (рис. 110, 111).

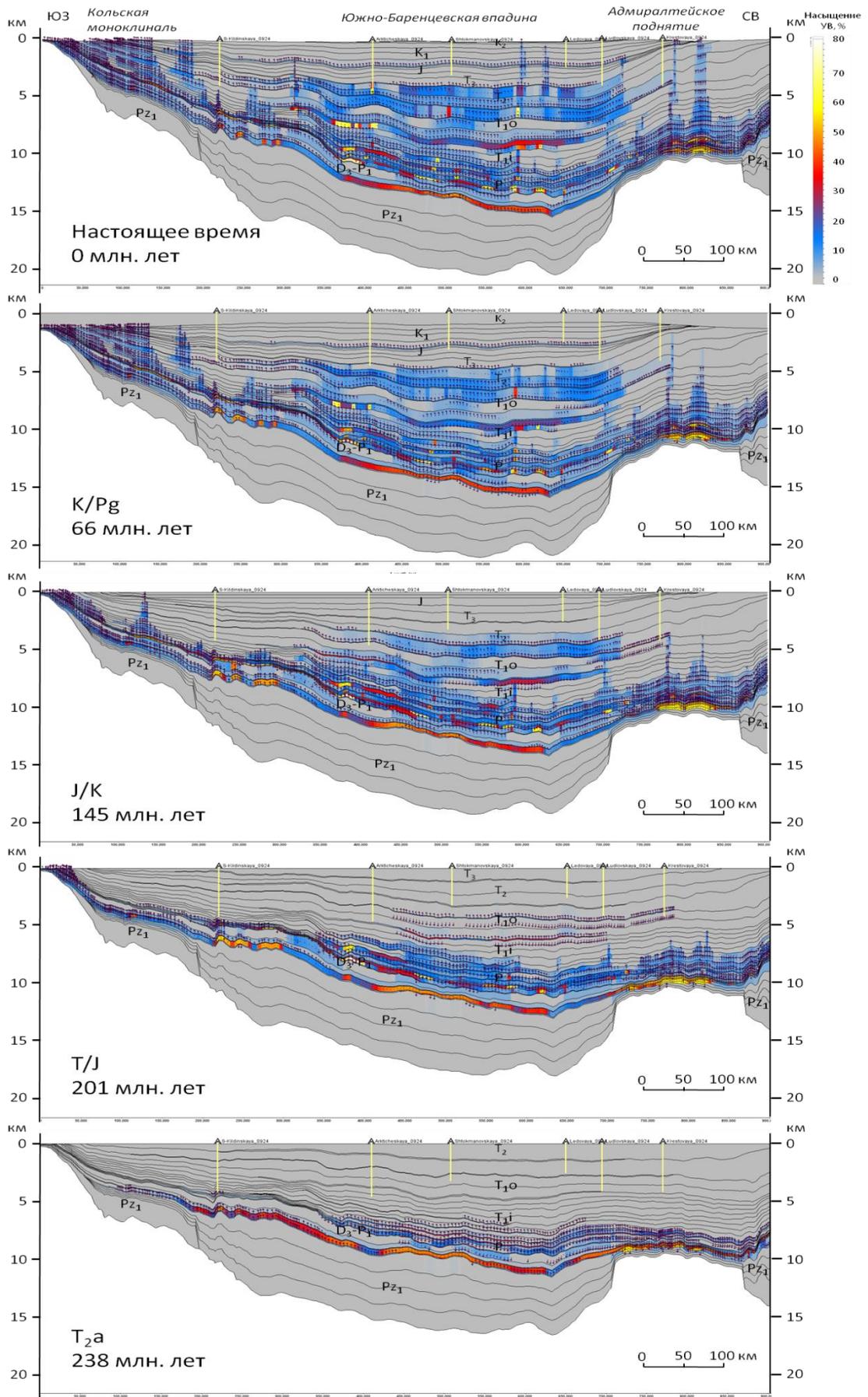


Рис. 108. Направление и развитие процессов миграции углеводородов во времени.

Профиль А

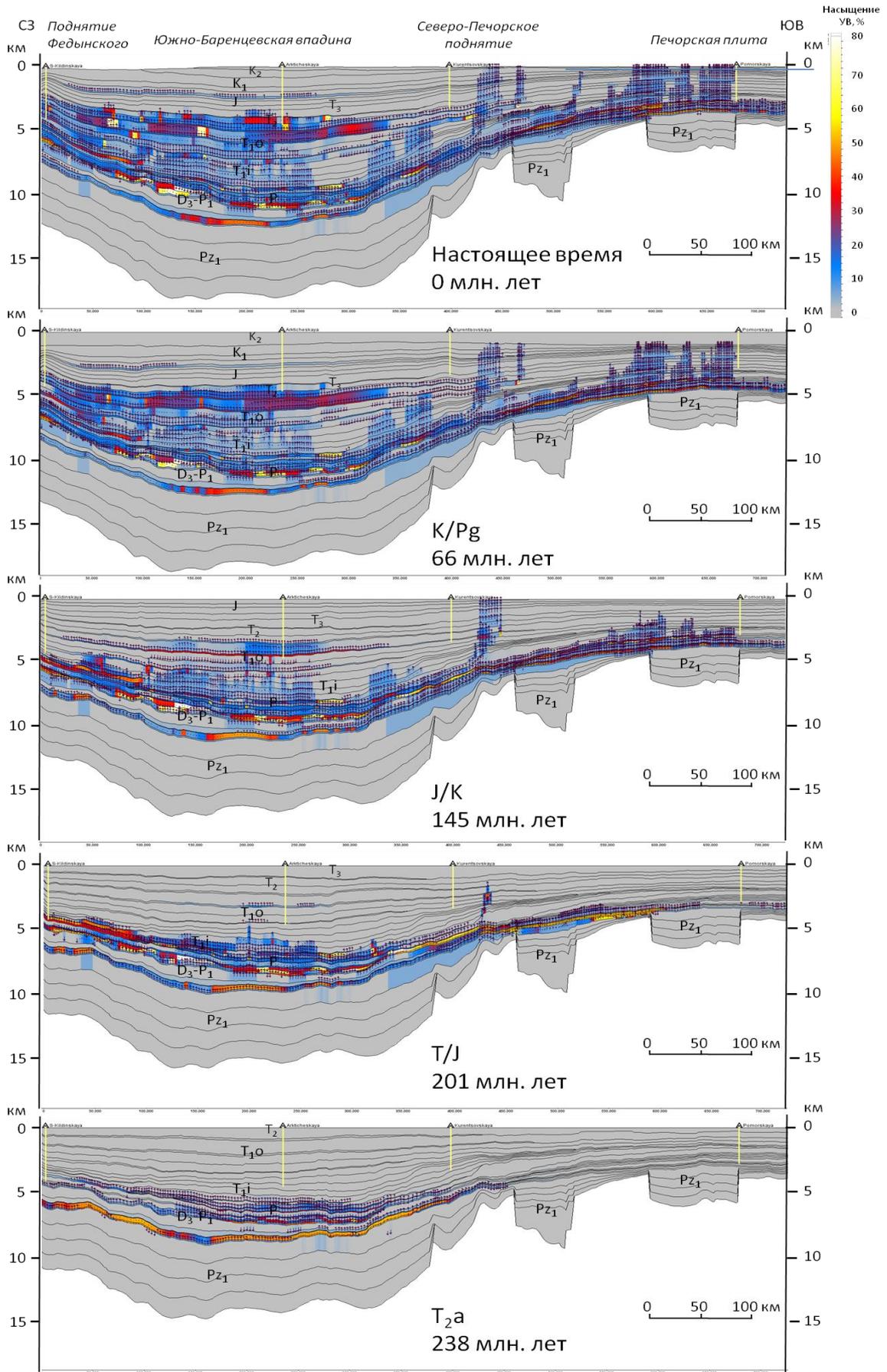


Рис. 109. Направление и развитие процессов миграции углеводородов во времени.

Профиль Б

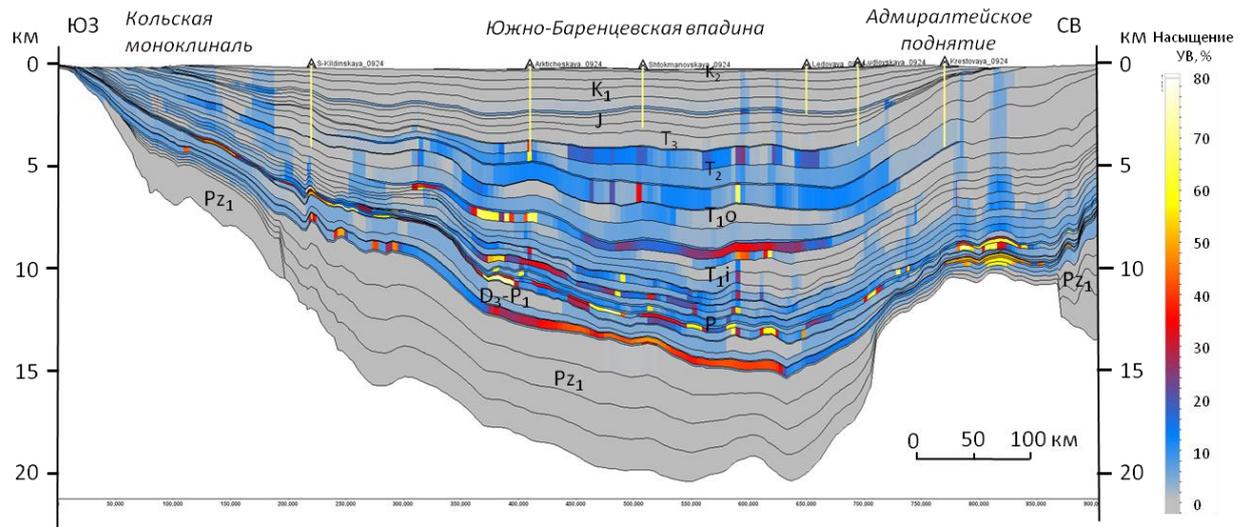


Рис. 110. Распределение углеводородного насыщения в осадочном чехле вдоль профиля А

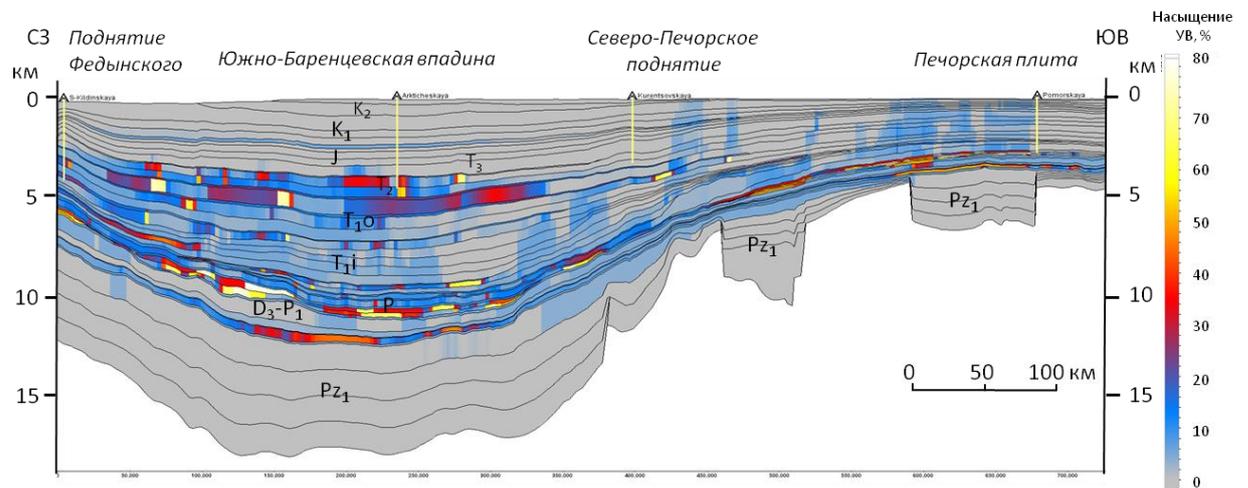


Рис. 111. Распределение углеводородного насыщения в осадочном чехле вдоль профиля Б

Учитывая преимущественно гумусовый тип органического вещества, пермско-триасовые породы представляют собой источник преимущественно газовых углеводородов в пределах юго-восточной части Баренцевоморского бассейна. Исключение составляют отдельные прослои индских, оленекских и среднетриасовых пород с повышенной долей сапропелевого ОВ. Они распространены в центральных частях Южно-Баренцевской впадины и далее на запад к Центрально-Баренцевской зоне поднятий, где могли генерировать небольшие количества жидких углеводородов. Однако, учитывая большой поток газовых углеводородов из очага нефтегазообразования, нефтяные УВ будут вытесняться и латерально мигрировать в бортовые зоны Южно-Баренцевской впадины.

Таким образом, результаты моделирования показывают, что глинистые нефтегазоматеринские отложения перми и триаса играют основную роль в формировании нефтегазоносного потенциала юго-восточной части Баренцевоморского бассейна. При

этом, процессы генерации начались в верхнепермских и индских НГМТ уже к концу раннего триаса, и на современном этапе они выработали свой потенциал и находятся на высоких градациях катагенеза на большей части территории. Оленекские, средне- и верхнетриасовые НГМТ формируют современный крупный очаг нефтегазообразования. Более древние верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские НГМТ на юго-востоке Баренцевоморского шельфа выработали свой потенциал еще к середине триаса, до того как были сформированы основные резервуары и ловушки. Однако, они вместе с верхнепермскими НГМТ могут служить источниками углеводородов на Печорской плите.

## ГЛАВА 8. ОЧАГИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Важный параметр, от которого зависит наличие и распределение залежей УВ и тип флюидов в них - это степень катагенетического преобразования нефтегазоматеринских пород и распределение очагов нефтегазообразования по площади бассейна. Степень преобразования была точно оценена по геохимическим параметрам ОВ пород ( $T_{max}$ , биомаркерные коэффициенты) по скважинам и обнажениям БМШ в ходе проведенных геохимических исследований и собранных литературных данных. Сопоставление значений  $T_{max}$  пиролиза с градациями катагенеза проводилось согласно таблице 8. Для юго-восточной и западной части Баренцевоморского шельфа были также использованы замеры показателя отражательной способности витринита (ПОВ)  $R^o$  по скважинам (по данным Супруненко, ВСЕГЕИ, МГУ, NPD). Результаты бассейнового моделирования помогли оценить уровень катагенеза триасовых отложений в пределах Южно-Баренцевской впадины. Последнее особенно важно для нижне- и среднетриасовых пород, так как они вскрываются скважинами только по периферии впадины.

*Таблица 8. Шкала катагенеза по данным пиролиза ( $T_{max}$ ) (По Merrill., 1991)*

Градации катагенеза (по Н.Б.Вассоевичу)	$R^o$ , %	$T_{max}$ , °C	Стадии преобразования ОВ
ПК <sub>1</sub> -ПК <sub>3</sub>	<0,5	до 430	Незрелое ОВ (нет генерации УВ)
МК <sub>1</sub>	0,5-0,65	430 - 435	Начало фазы генерации жидких УВ
МК <sub>2</sub>	0,65-0,85	435 - 450	Фаза генерации нефти
МК <sub>3</sub>	0,85-1,15	450 - 465	Фаза генерации конденсатного газа
МК <sub>4</sub>	1,15-1,55	465 - 475	Фаза генерации жирного газа
МК <sub>5</sub>	1,55-2,0	475 - 530	Фаза генерации сухого газа (метан)

На основе этих данных были построены *карты катагенетической зональности* нижне-, средне- и верхнетриасовых нефтегазоматеринских толщ. Интерполяция точечных данных на юго-востоке БМШ проводилась с использованием структурных карт, построенных по результатам интерпретации сейсмических данных по кровле соответствующего сейсмостратиграфического подкомплекса. Для остальной части бассейна использовался общий структурно-тектонический план.

Согласно результатам бассейнового моделирования *пермские и нижнетриасовые индские НГМТ* имеют высокую степень катагенетического преобразования (градация АК,  $R^o=4,5-5\%$ ) в пределах всей юго-восточной части БМШ (рис. 104, 105). В Центрально-Баренцевской зоне поднятий они, вероятно, находятся на градациях катагенеза МК<sub>4</sub>-МК<sub>5</sub>

(рис. 105) Исключение составляет акваториальное продолжение Печорской плиты и бортовые зоны Баренцевоморского бассейна (моноклинали Кольская и Финнмарк, Северо-Баренцевская зона поднятий, Южно-Баренцевская и Восточно-Баренцевская зоны ступеней), где пермские и индские НГМТ имеют меньшую степень преобразования, соответствующую МК<sub>2</sub>-МК<sub>3</sub> ( $R^0=0,7\%$ ) (рис. 105-4).

Используя структурную карту по кровле нижнетриасового подкомплекса, была оценена катагенетическая зрелость *оленокских НГМТ* (рис. 112).

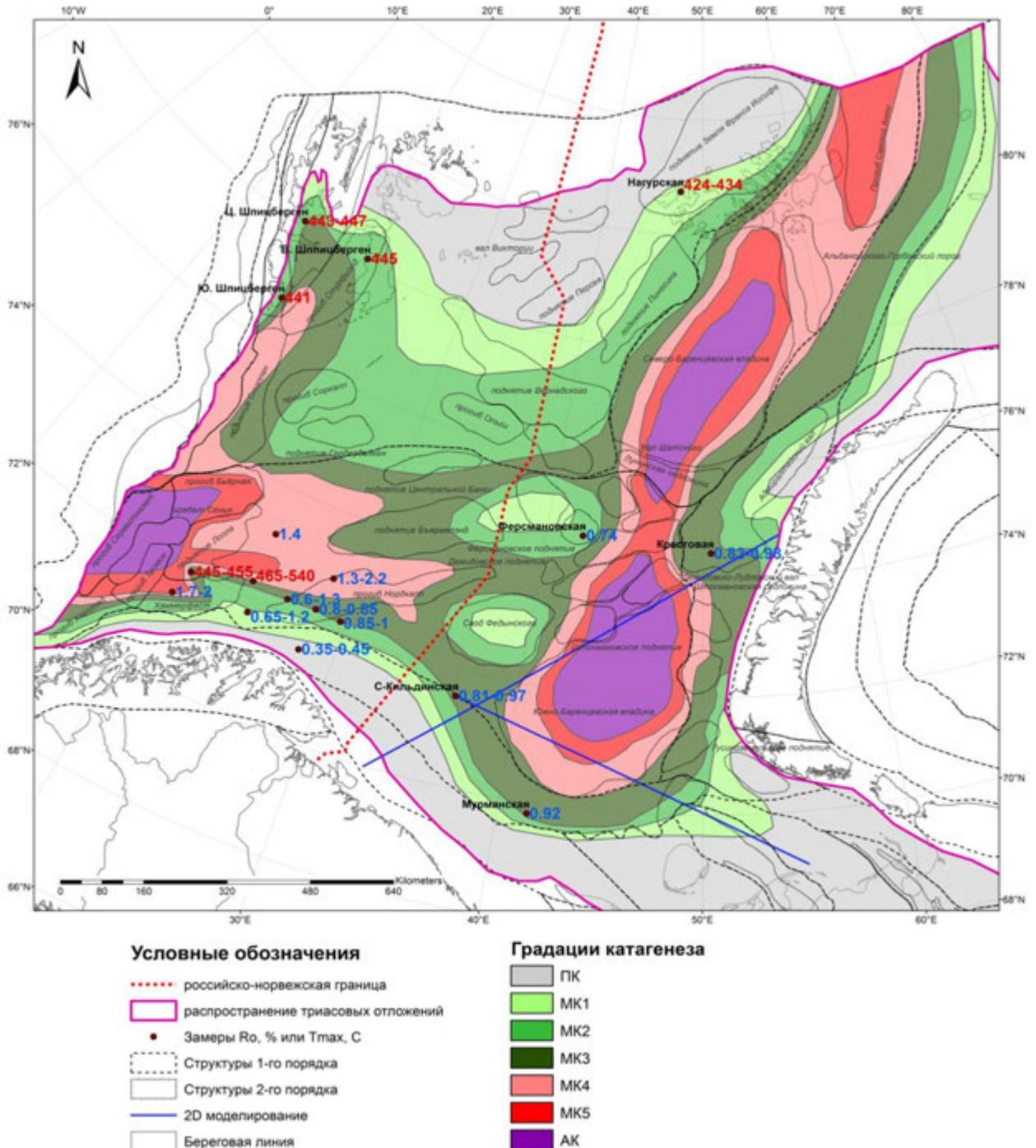


Рис. 112. Карта катагенетической зональности нижнетриасовых (оленокских) отложений Баренцевоморского шельфа.

В пределах Южно- и Северо-Баренцевской впадин, прогиба Святой Анны к востоку от ЗФИ и прогибов в западной части Баренцевоморского бассейна (Сорвестнагет, Бьёрная, Тромсо, Харстад, Хаммерфест и Нордкапп) выделяются основные очаги генерации УВ. Степень катагенетической зрелости ОВ оленекских пород в их пределах достигает МК<sub>4</sub>-МК<sub>5</sub>: R<sup>o</sup> изменяется от 1,3-2,2% в скважине 7228/2-1, составляет 1,4% в скв. 7324/10-1, и 1,7-2 в скважине 7120/9-2, T<sub>max</sub> от 465 до 540°C в скважине 7224/7-1 (www.npd.no). В наиболее погруженных центральных частях очагов зрелость достигает градаций АК - R<sup>o</sup>=2,8% (рис. 104-2, 105-2). Это способствует активной генерации газовых УВ. Согласно структурному тренду предполагается, что оленекские НГМТ находятся на градации МК<sub>4</sub> в южной оконечности прогиба Стурфьорд и Девонского грабена к югу от арх. Шпицберген. Степень их преобразования уменьшается в центральной и бортовых частях Баренцевоморского бассейна. Она достигает градации МК<sub>3</sub> на платформе Бьярмлэнд, по периферии прогибов Нордкапп (R<sup>o</sup> 0,6-1,3% в скважине 7226/11-1, 0,8-0,85% в скважине 7228/7-1, 0,85-1% в скважине 7229/11-1) и Хаммерфест (T<sub>max</sub>=445-455°C в скважине 7121/1-1), вдоль восточной и западной границ Южно- и Северо-Баренцевской впадин (R<sup>o</sup> = 0,81-0,97% в Северо-Кильдинской скважине, 0,92% - в Мурманской), в центральной части архипелагов Шпицберген и Земля Франца Иосифа, на юго-западном склоне Адмиралтейского поднятия (R<sup>o</sup> = 0,83-0,98% в скважине Крестовая), на поднятиях в пределах Предновоземельского краевого прогиба и Южно-Баренцевской зоне ступеней.

Согласно замерам ПОВ и структурному тренду отмечается уменьшение степени зрелости ОВ оленекских НГМТ до градаций катагенеза МК<sub>1</sub>-МК<sub>2</sub> в пределах поднятий Ферсмана и Федынского (R<sup>o</sup> = 0,74% в скважине Ферсмановская), на Адмиралтейском валу, в северной части моноклинали Финнмарк (R<sup>o</sup> = 0,65-1,2%, T<sub>max</sub>=437-441°C в скважине 7124/3-1) и Печорской синелизы, по направлению к Кольской моноклинали, на востоке (T<sub>max</sub>=445°C) и северо-западе (T<sub>max</sub>=441-447°C) архипелага Шпицберген и на западе ЗФИ (T<sub>max</sub>=424-434°C в скважине Нагурская). Такая же степень преобразования прогнозируется на большей части Северо-Баренцевской зоны поднятий, за исключением ее северных районов, где нижнетриасовые породы находятся на градации ПК. Область распространения незрелых нижнетриасовых НГМТ приурочена также к южной части моноклинали Финнмарк (R<sup>o</sup> = 0,35-0,45 % в скважине 7128/4-1), Кольской моноклинали, Печорской и Северо-Карской синеклизам.

Подобный тренд катагенетической зональности сохраняется для *среднетриасовых НГМТ* (рис. 113). Для экстраполяции точечных значений и результатов моделирования использовалась построенная автором структурная карта по кровле среднетриасового комплекса и общий структурный план региона.

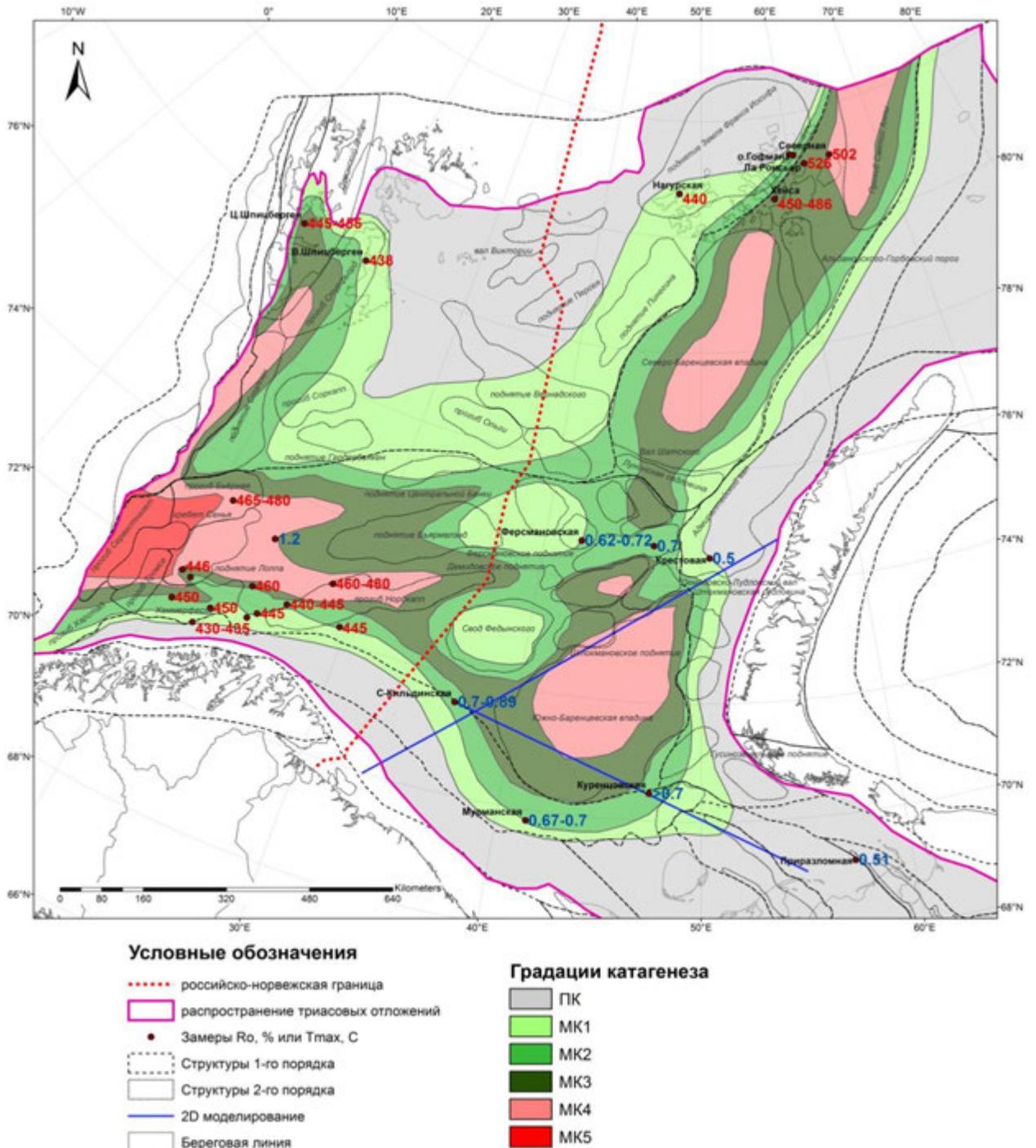


Рис. 113. Карта катагенетической зональности среднетриасовых отложений Баренцевоморского шельфа.

Область, в которой степень катагенеза ОВ пород соответствует МК<sub>5</sub>, предположительно приурочена лишь к самым западным прогибам Сорвестнагет, Бьёрная и Тромсо. Наибольшая степень зрелости - МК<sub>4</sub> - достигается в центральных частях Южно-Баренцевской, Северо-Штокмановской и Северо-Баренцевской впадин ( $R_o=1.25-1.8\%$  по результатам моделирования, рис. 104-2, 105-2), прогиба Нордкапп и Бьёрная ( $T_{max}=460-480^\circ\text{C}$  в скв. 7228/2-1 и  $465-490^\circ\text{C}$  в скв. 7321/7-1), и, вероятно, в прогибе Святой Анны

( $T_{\max}=502^{\circ}\text{C}$  в скважине Северная на ЗФИ). В бортовых частях этих впадин и прогибов ( $R^{\circ}=0,9-1\%$  в южном борту Южно-Баренцевской впадины по результатам моделирования, замеренные значения  $T_{\max}=450-460^{\circ}\text{C}$  в скважине 7224/7-1 в восточном борту прогиба Хаммерфест), а также в пределах Штокмановской, Альбановско-Горбовской и центральной части Лунинской седловин, Южно-Лунинской впадины, прогиба Тидлибанкен, западной части платформы Бьярмленд степень катагенеза уменьшается до стадии МК<sub>3</sub>. На такой же градации катагенеза находятся среднетриасовые породы на востоке ЗФИ ( $T_{\max}=450-486^{\circ}\text{C}$  в скважине Хейса). Однако, здесь возможно наличие более преобразованных пород за счет локального прогрева при внедрении интрузий ( $T_{\max}=526^{\circ}\text{C}$  на о-ве Ла-Ронсьер). На Шпицбергене ( $T_{\max}=445-455^{\circ}\text{C}$  в центральной части архипелага) и в южной части прогиба Стурфьорд ( $T_{\max}=438^{\circ}\text{C}$  в восточной части Шпицбергена) границы областей развития градаций катагенеза МК<sub>1</sub>-МК<sub>4</sub> для среднетриасовых НГМТ меняются незначительно по сравнению с нижнетриасовыми, и только несколько сокращаются на востоке архипелага.

Зрелость среднетриасовых НГМТ соответствует грациям МК<sub>1</sub>-МК<sub>2</sub> в пределах Южно-Баренцевской зоны ступеней ( $R^{\circ}=0,7-0,89\%$  в скважине Северо-Кильдинская,  $0,67-0,7\%$  - в Мурманской,  $>0,7\%$  - в Куренцовской), северной оконечности Печорской плиты, в северной части моноклинали Финнмарк ( $T_{\max}=440$  в скважине 7124/3-1), в прогибах Харстад и Хаммерфест ( $T_{\max}=440-445^{\circ}\text{C}$  в скважинах 7226/11-1 и  $445-450^{\circ}\text{C}$  - в 7120/9-2) и южной периферии прогиба Нордкапп ( $T_{\max}=440-445^{\circ}\text{C}$  в скважинах 7229/11-1, 7226/11-1 и 7125/1-1), по восточному обрамлению Южно- и Северо-Баренцевской впадин, а также на западе ЗФИ ( $T_{\max}=436-453^{\circ}\text{C}$  на о-ве Гофмана и  $440^{\circ}\text{C}$  в скважине Нагурская) (рис. 113). Это область расширяется в Центрально-Баренцевской зоне поднятий ( $R^{\circ}=0,62-0,72\%$  в скважине Ферсмановская), охватывая также Лудловскую седловину ( $R^{\circ}=0,7\%$  в скважине Лудловская) и Демидовское поднятие. Внешняя граница зоны МК<sub>1</sub> предположительно несколько сокращается в пределах Северо-Баренцевской зоны поднятий, в зоне Восточно-Баренцевских ступеней, на Адмиралтейском валу ( $R^{\circ}=0,5\%$  в скважине Крестовая) и в Предновоземельском прогибе.

**Верхнетриасовые НГМТ** характеризуются значительно меньшей степенью зрелости в пределах БМШ (рис. 114).

Они вошли в ГЗГ лишь в пределах прогибов западной части шельфа ( $T_{\max}=470-490^{\circ}\text{C}$  в скважине 7219/9-1 на западе поднятия Лоппа и  $465-482^{\circ}\text{C}$  в скважине 7321/7-1 в восточной части прогиба Бьёрная).

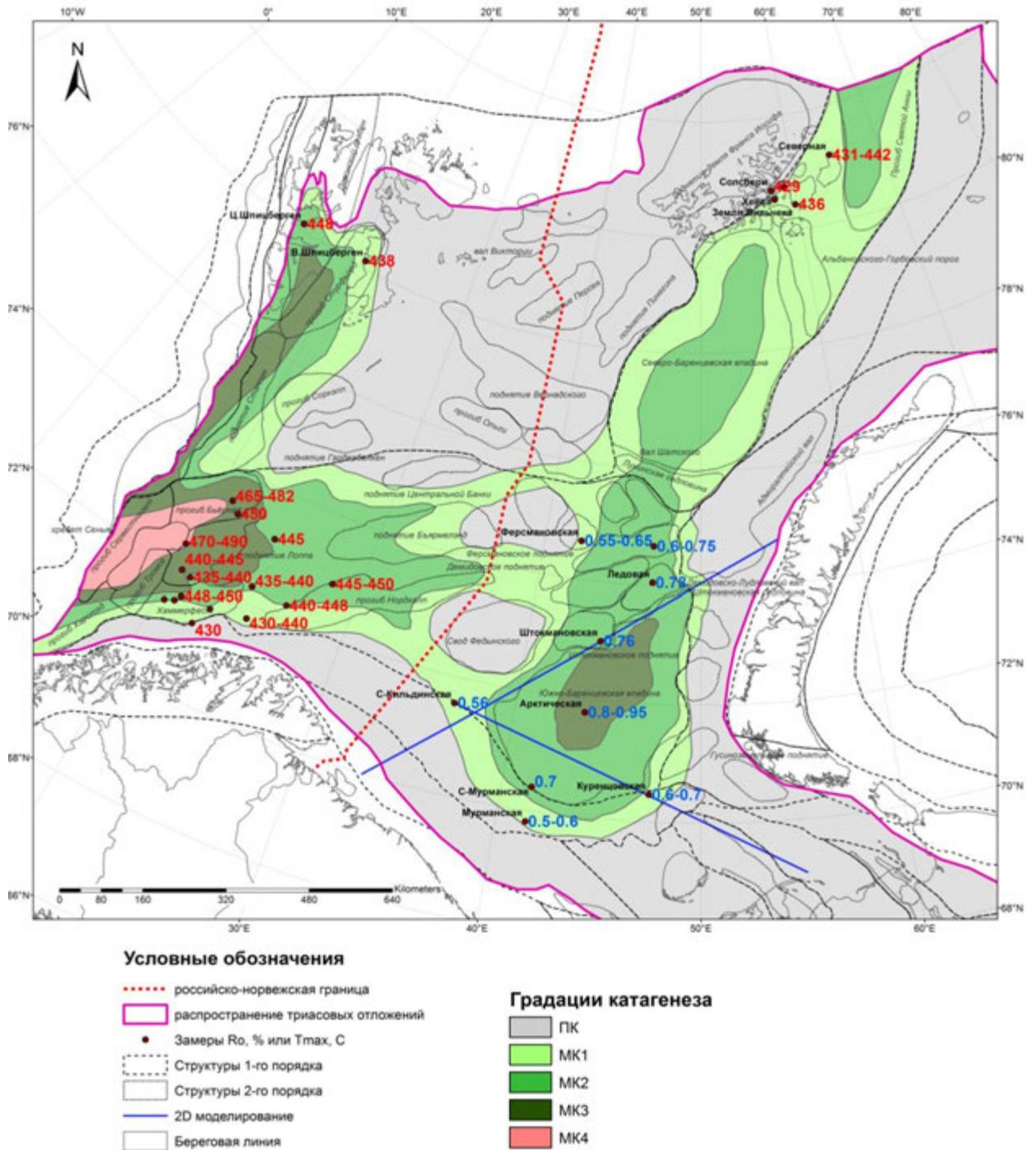


Рис. 114. Карта катагенетической зональности верхнетриасовых отложений Баренцевоморского шельфа.

В пределах Центрально-Баренцевской ( $R^0=0,5-0,7\%$  в скважинах Мурманская, Северо-Кильдинская, Куренцовская,  $0,55-0,65\%$  скважине Ферсмановская,  $0,6-0,75\%$  в Лудловской и  $0,76-0,78\%$  в Штокмановской и Ледовой,  $T_{max}=440-450^\circ\text{C}$  в скважинах в прогибе Нордкапп,  $435-450^\circ\text{C}$  - в прогибе Хаммерфест,  $435-445^\circ\text{C}$  - на поднятии Лоппа) и Северо-Баренцевской сверхглубоких депрессий ( $T_{max}=431-442^\circ\text{C}$  в скважине Северная и  $436^\circ\text{C}$  - в Хейса на ЗФИ, и  $436^\circ\text{C}$  в породах их обнажений на о-ве Земля Вильчека) и на

западной периферии Северо-Баренцевской зоны поднятий в районе арх. Шпицберген ( $T_{\max}=448^{\circ}\text{C}$  в центральной части острова и  $438^{\circ}\text{C}$  - в восточной) верхнетриасовые НГМТ находятся на грациях катагенеза  $\text{МК}_1$ - $\text{МК}_2$  (рис. 114). Исключение составляют поднятия Ферсмана и Федынского, где эти отложения незрелые, и центральная часть Южно-Баренцевской впадины ( $R^0=0,8-0,95\%$  в скважине Арктическая), прогибы Тромсо, Бьерная ( $T_{\max}=450^{\circ}\text{C}$ ) и Стурфьорд, где они достигли более высокой степени преобразования, соответствующей  $\text{МК}_3$ . Учитывая наличие в восточной части Баренцевоморского бассейна прослоев верхнетриасовых пород с повышенными концентрациями ОВ гумусово-сапропелевого типа и находящихся в ГЗН, можно ожидать генерацию не только газообразных, но и жидких УВ. На большей части Северо-Баренцевской зоны поднятий ( $T_{\max}=429^{\circ}\text{C}$  в породах из обнажений на о-ве Солсбери и  $324^{\circ}\text{C}$  - на о-ве Виннер-Нейштадт, ЗФИ), моноклиналей Финмарк ( $T_{\max}=430^{\circ}\text{C}$  в скв. 7122/7-1) и Кольская, Печорской синеклизы, Предновоземельского прогиба и Восточно-Баренцевской зоны ступеней степень преобразования верхнетриасовых отложений незначительна и соответствует грации ПК.

Основная часть разведанных запасов углеводородов Баренцевоморского шельфа приурочена к юрским и триасовым резервуарам руслового, дельтового, барового и мелководно-морского генезиса. И хотя большинство залежей открыто в структурных и структурно-тектонических ловушках, большие перспективы даются также на неантиклинальные литологические и седиментационные ловушки (Леончик 2011, 2012). Изучения распространения и свойств резервуаров и оконтуривание перспективных объектов - это, несомненно, важное направление научных исследований и геолого-разведочных работ в регионе.

Тем не менее, для такого еще недостаточно хорошо изученного бассейна, как Баренцевоморский, важно иметь четкое представление о качественных и количественных характеристиках нефтегазоматеринских пород, их изменении по площади и в разрезе и положении очагов генерации УВ. Это поможет спрогнозировать направление миграции и фазовый состав флюидов в залежах, а также повысить эффективность бурения в целом, избежав "сухих" скважин.

Детальное геолого-геохимическое изучение пермско-триасового терригенного комплекса отложений позволило выявить в нем нефтегазоматеринские породы, которые, очевидно, являются основным источником углеводородов в Баренцевоморском бассейне. Крупные очаги генерации углеводородов этими НГМТ приурочены к наиболее прогнутым Южно- и Северо-Баренцевской впадинам, прогибу Святой Анны и прогибам в западной

части шельфа. Стоит отметить, что ниже- и среднетриасовые НГМТ вошли в главную зону газообразования (а нижнетриасовые отложения даже часто находятся на более высоких грациях катагенеза) в центральных частях очагов, в то время как верхнетриасовые породы являются менее преобразованными.

На основе проведенных исследований были оценены *перспективы нефтегазоносности Баренцевоморского бассейна* и построена *карта прогноза фазового состава флюидов* (рис. 115). Выделено 4 типа зон аккумуляции углеводородов, отличающихся по прогнозному составу флюидов:

- зона накопления преимущественно нефтяных УВ
- зона накопления газонефтяных УВ
- зона накопления нефтегазовых УВ
- зона накопления преимущественно газовых УВ

*Зона накопления преимущественно нефтяных УВ* приурочена к Северо-Баренцевской зоне поднятий по ряду причин. Во-первых, в северо-западном направлении наблюдается улучшение исходных геохимических характеристик ниже- и среднетриасовых пород: увеличение содержания ОВ до 3-7%, появление и даже иногда преобладание сапропелевой составляющей в его составе (как на востоке архипелага Шпицберген). Исходный нефтегазогенерационный потенциал этих пород характеризуется как хороший и превосходный. Во вторых, в этой зоне ниже- и, частично, среднетриасовые породы находятся в ГЗН, за исключением наиболее северных районов. В-третьих, эта зона находится на некотором удалении от крупных очагов газогенерации на юге и востоке региона, и способна аккумулировать также жидкие углеводороды, вытесненные большим потоком газа на периферию.

*Зоны накопления газонефтяных УВ* приурочены к бортовым частям очагов газогенерации, и протягиваются вдоль моноклинали Финнмарк, Южно-Баренцевской зоны ступеней, северной части Печорской синеклизы, периферии Северо-Баренцевской зоны поднятий, Восточно-Баренцевской зоны ступеней, Адмиралтейского вала а также Лунинской седловины. Газонефтяной состав флюидов в этой зоне обусловлен процессами миграции УВ из очагов нефтегазогенерации. Поток газа при этом вытесняет образовавшиеся в очаге нефтяные УВ к его бортам. Этот процесс латеральной миграции нефти может повысить перспективы тех областей, где состав и количество ОВ в триасовых нефтегазоматеринских породах не способствуют генерации жидких УВ, например, на юго-востоке и северо-востоке региона. С другой стороны, в западной и северо-западной части БМШ, где органическое вещество триасовых пород способно генерировать нефтяные УВ, большой поток газа может повлиять на сохранность уже

образовавшихся нефтяных залежей. Для более точного прогноза фазового состава УВ конкретной залежи в этой зоне требуется изучение взаимодействия газовой и нефтяной фаз в данных термобарических условиях.

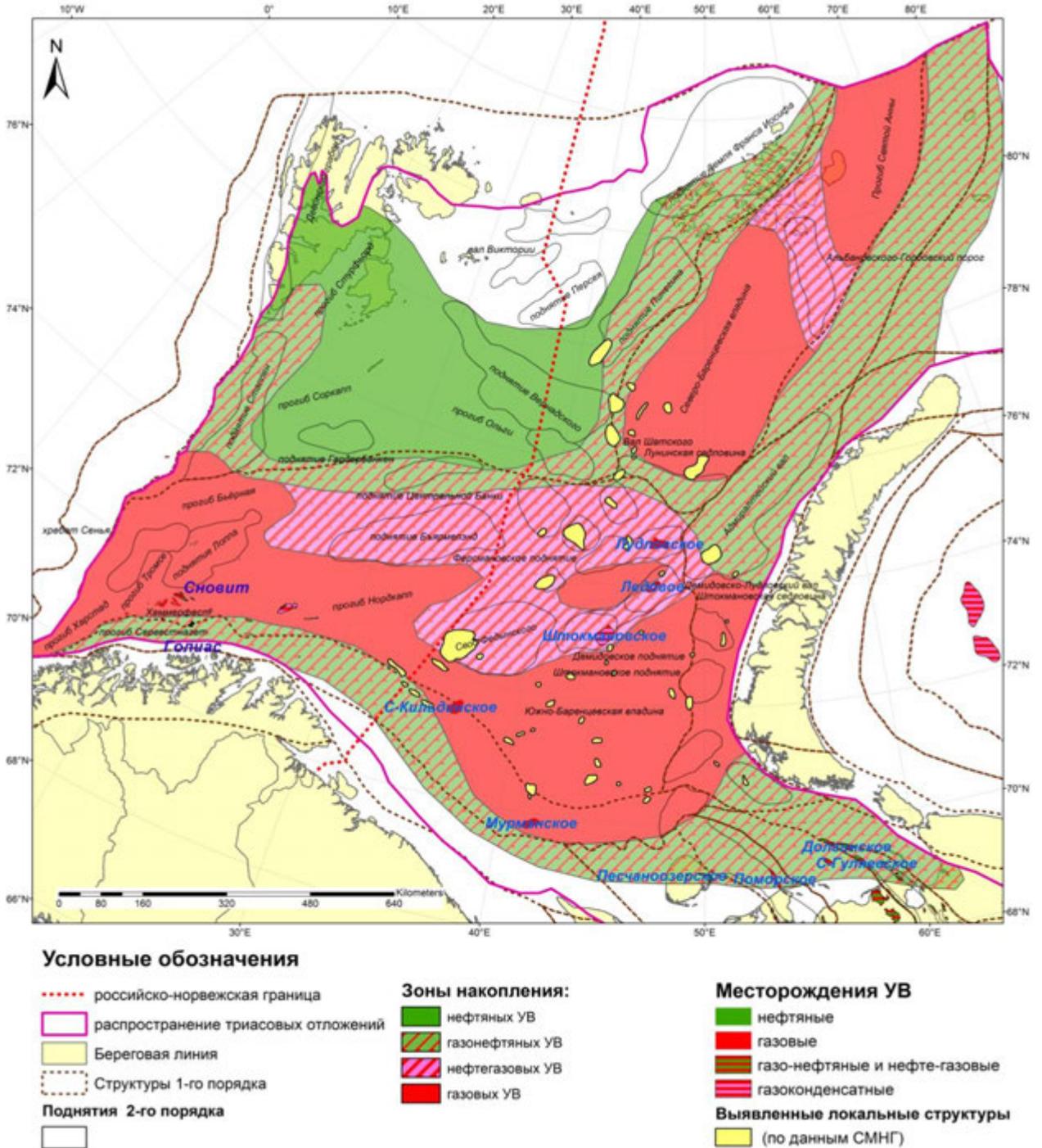


Рис. 115. Карта перспективных областей Баренцевоморского бассейна с прогнозом фазового состава углеводородов

**Зона накопления нефтегазовых УВ** приурочена к центральной части Баренцевоморского шельфа: поднятиям Ферсмана, Федынского, платформе Бьярмленд, Лудловской и Штокмановской седловинам и, вероятно, к Альбановско-Горбовской

седловине. Нефтегазовый состав флюидов обусловлен расположением этих структурных зон на пересечение нескольких крупных очагов генерации УВ. Нефтяные углеводороды могут генерироваться здесь ниже-, средне- и даже верхнетриасовыми нефтегазоматеринскими отложениями за счет доли сапропелевой составляющей в их органическом веществе. При этом наличие антиклинальных ловушек способствует образованию изначально нефтяных скоплений. Однако, из-за близости очага газогенерации велика вероятность растворения нефтяных углеводородов в потоке газа и образование нефтегазовых (газоконденсатных) залежей. Это предположение подтверждается открытыми Штокмановским и Ледовым газоконденсатными месторождениями.

*Зона накопления преимущественно газовых углеводородов* приурочена к центральным частям очагов генерации УВ - Южно-Баренцевской, Северо-Баренцевской и Северо-Штокмановской впадинам, прогибу Святой Анны и к западной части Баренцевоморского шельфа. Преимущественно газовый тип флюида может быть обусловлен не только типом ОВ пород, но и степенью преобразования. Так, в западной и юго-западной части БМШ, где наблюдается увеличение доли сапропелевой составляющей или даже ее преобладание в органическом веществе ниже- и среднетриасовых пород, эти отложения уже достигли главной зоны газообразования, поэтому генерируют преимущественно газовые УВ. Кроме того, играет роль уже описанный процесс вытеснения и миграции нефтяных углеводородов в бортовые зоны очагов генерации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа посвящена уточнению геологического строения, условий формирования пермско-триасового терригенного комплекса отложений Баренцевоморского шельфа, выявлению в его разрезе нефтегазоматеринских пород, характеристике их нефтегазогенерационного потенциала и катагенетической зрелости. Комплексное изучение сейсмического, каротажного и каменного материала, как по российскому, так и по норвежскому сектору Баренцева моря, а также реконструкция процессов нефтегазообразования позволили определить положение современных очагов генерации углеводородов, выделить перспективные зоны накопления углеводородов и спрогнозировать фазовый состав флюидов в них.

В результате проделанной работы были сделаны следующие выводы:

1. Пермско-триасовый терригенный комплекс Баренцевоморского бассейна имеет проградационное клиноформенное строение. В нем выделяется два сейсмостратиграфических комплекса, пермский и триасовый. Их строение отражает цикличность, связанную с колебаниями относительного уровня моря и количеством осадочного материала, поступающего в бассейн седиментации. Судя по направлению проградации клиноформенных тел, осадочный материал поступал с юго-востока со стороны Тимано-Печорского бассейна и с востока со стороны Новой Земли. Депоцентры осадконакопления с суммарной мощностью пермско-триасовых отложений до 8,5-12,5 км отмечаются в Южно-Баренцевской впадине и в Предновоземельском прогибе, что также подтверждает существование разных источников сноса.

2. В нижне-верхнепермском сейсмостратиграфическом комплексе и в индском подкомплексе в юго-восточном секторе БМШ удалось закартировать перегибы клиноформ, которые последовательно смещаются в северо-западном и западном направлении. Таким образом, к концу индского века в юго-восточной и центральной части бассейна установился режим обширной дельтовой равнины, что подтверждается скважинными данными. В оленекском, средне- и верхнетриасовом подкомплексах клиноформы картируются только в западной и северо-западной (норвежской) части БМШ. Область некомпенсированного осадконакоплением морского бассейна на западе Баренцевоморского региона последовательно сокращалась в раннем – среднем триасе за счет дальнейшей проградации дельтовой равнины в периоды регрессии моря. К концу позднего триаса в условиях общего обмеления бассейна аллювиально-дельтовая равнина распространилась практически на всей территории бассейна. Во время морских трансгрессий в триасе происходило затопление дельтовой равнины, отступление ее в юго-восточном и восточном направлении. Трансгрессивные глинистые пачки выделяются по

каротажу и керну скважин. Во время трансгрессий на смену дельтовым фациям приходили прodelьтовые, лагунные и мелководно-морские.

3. По результатам геохимических исследований хорошим и превосходным исходным нефтегазогенерационным потенциалом, сапропелевым и гумусово-сапропелевым типом органического вещества обладают глинистые породы оленекского яруса и среднего триаса на Шпицбергене и в юго-западной части Баренцева моря. Нижне- и среднетриасовые породы в восточной и северной части БМШ характеризуются в целом газогенерационным потенциалом, но содержат прослой с повышенным содержанием ОВ гумусово-сапропелевого типа, которые могут являться источником жидких УВ. Глинистые верхнетриасовые породы на большей части шельфа обладают гумусовым типом органического вещества и бедным газогенерационным потенциалом, однако в западной части шельфа их исходный потенциал был высоким. Кроме того, в верхнетриасовой толще имеются отдельные прослой с некоторой долей смешанного гумусово-сапропелевого органического вещества и более высокими его концентрациями, которые способны к генерации как газовых, так и нефтяных углеводородов. Артинско-татарские глинистые, глинисто-кремнисто-карбонатные и глинисто-кремнистые отложения содержат ОВ гумусового и локально – гумусово-сапропелевого типа. Повышенные концентрации органического вещества и хороший исходный газогенерационный потенциал отмечаются в северной части Печорской плиты, в прогибе Нордкапп и предполагаются к востоку от Шпицбергена.

4. Наилучшие нефтегазоматеринские толщи с гумусово-сапропелевым и сапропелевым типом ОВ и высоким нефтегазогенерационным потенциалом приурочены к отложениям зоны глубокого шельфа, протягивавшейся на западе и северо-западе бассейна в раннем и среднем триасе. Нефтегазоматеринские толщи, сформировавшиеся в условиях дельтовой равнины, богаты гумусовым органическим веществом и являются преимущественно газогенерирующими. Однако, в их составе содержатся интервалы пород, которые накапливались в периоды кратковременных морских трансгрессий, когда на смену дельтовым приходили мелководно-морские, прodelьтовые и лагунные обстановки. Они содержат ОВ смешанного гумусово-сапропелевого типа и способны генерировать как газовые, так и нефтяные УВ.

5. Воссоздание процессов генерации углеводородов в юго-восточном секторе БМШ показало, что верхнепермские и индские нефтегазоматеринские толщи на современном этапе полностью реализовали свой потенциал. Оленекские НГМТ вступили в ГЗН в анизийском веке и в центральных частях глубоких впадин находятся на грациях апокатагенеза, процессы миграции УВ из них начались в конце триаса. Среднетриасовые

НГМТ достигли ГЗН в норийском веке, а эмиграция УВ из них началась в конце юрского периода. Верхнетриасовые глинистые НГМТ находятся в ГЗН начиная с раннего мела, миграция углеводородов из них началась в конце мелового периода, но процессы генерации еще не достигли максимума - степень трансформации ОВ не более 15%, а катагенетическая зрелость соответствует стадии МК<sub>3</sub>.

6. Были построены карты катагенетической зональности ниже-, средне- и верхнетриасовых пород, а также построена карта перспективных областей по фазовому составу генерируемых ими углеводородов. В пределах Южно- и Северо-Баренцевской впадин, прогиба Святой Анны и западной части Баренцевоморского бассейна располагаются основные очаги генерации УВ, к центральным частям которых увеличивается степень преобразования пермско-триасовых нефтегазоматеринских толщ. К этим зонам приурочены перспективные области преимущественно газонакопления. По обрамлению глубоких впадин Баренцевоморского шельфа прогнозируется зона нефтегазовых и газонефтяных скоплений, а на северо-востоке региона - зона накопления преимущественно нефтяных углеводородов.

## ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ:

**Статьи в журналах, рекомендованных ВАК:**

1. **Норина Д.А.**, Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Условия осадконакопления и нефтегазоматеринский потенциал триасовых отложений Баренцевоморского бассейна // Вестник Московского университета. Сер. 4, Геология, № 1, 2014, С.1–10
2. Кирюхина Т.А., Ступакова А.В., Большакова М.А., Кирюхина Н.М., **Норина Д.А.** Мезозойские нефтегазоматеринские отложения Баренцевоморского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа, № 3, 2012, С. 24–35

**Статьи в других журналах и тезисы конференций:**

3. **Norina D.A.**, Stoupakova A.V. Structure and depositional environments of Permian-Triassic terrigenous complex of the Barents Sea shelf // Abstracts of EGU conference, Vienna, Austria, 2014, electronic version
4. **Norina D.A.**, Stoupakova A.V., Kiryukhina T.A. Depositional environments and the hydrocarbon generative potential of Triassic source rocks of the Barents Sea basin // Moscow University Geology Bulletin, 2014, Vol. 69, №1, p. 1–10.
5. **Norina D.A.**, Stoupakova A.V., Kazanin G.S., Pavlov S.P. Lower-Upper Permian and Triassic seismostratigraphic complexes in the south-eastern Barents Sea // Abstracts of EAGE 5th Saint Petersburg International Conference & Exhibition, Saint Petersburg, Russia, 2012, A006
6. Казанин Г.С., Павлов С.П., Шлыкова В.В., Ступакова А.В., **Норина Д.А.**, Сауткин Р.С., Сулова А.А. Сейсмогеологическое строение Печорского и юго-восточной части Баренцева морей на основе интерпретации каркасной сети сейсмических профилей МОВ ОГТ 2Д. М.: ГЕОС // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии, Выпуск 3, Специальное издание, посвященное 40-летию МАГЭ. ГЕОС Москва, 2011 - С. 59–81.
7. Kiryukhina T., Stoupakova A., Ulyanov G., Kiryukhina N., **Norina D.**, Suslova A Petroleum systems of the Russian western arctic basins // Arctic Technology Conference, Houston, Texas, 2011, electron version
8. **Norina D.**, Kirjukhina N., Kirjukhina T., Stoupakova A. Triassic of the Barents Sea shelf // Abstracts of the 1st Students' International Geological Conference, Krakow, Poland, 2010, pp. 34-35
9. Kirjukhina N., Kirjukhina T., **Norina D.**, Ogarkova M., Stoupakova A. Triassic of the Barents Sea shelf // Abstracts of AAPG 3P Arctic Conference, Moscow, Russia, 2009, electronic version

10. **Норина Д.А.**, Кирюхина Н.М., Кирюхина Т.А., Ступакова А.В. Триасовые нефтегазоматеринские толщи Баренцевоморского бассейна // Материалы 10-й ежегодной конференции EAGE “Геомодель-2008”, Геленджик, 2008, электронная версия
11. 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. Petroleum systems of Russian arctic shelf // 33 IGC Oslo, 2008, pp. 237–237.
12. **Норина Д.А.**, Кирюхина Н.М. Предварительная оценка нефтегазогенерационных возможностей мезозойских отложений Земли Франца Иосифа // Материалы XV Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2008» секция геология, Москва, 2008, с. 12
13. Andreassen K., Bolshakova M., Bordunov S., Chebotar K., Golinchik P., Henriksen E., Kiryukhina N., Kirjukhina T., Kusov A., Mironcheva E., Nielsen J.K., **Norina D.**, Ogarkova M., Rafaelsen B., Safronova P., Sitar K., Stoupakova A., Suslova A., Zaytseva M. Stratigraphy of the Barents-Kara Sea region // Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway, 2007, N 2, p. 207
14. Henriksen E., Rafaelsen B., Stoupakova A., Kirjukhina T., Nielsen J.K., Andreassen K., Sitar K., Bolshakova M., Safronova P., Golinchik P., Zaytseva M., Mironcheva E., Ogarkova M., Chebotar K., Kusov A., **Norina D.**, Kiryukhina N., Suslova A. Petroleum systems of the Barents sea -Kara sea region // Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway, 2007, N 2, pp. 189-190

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артющков Е.В. Механизмы формирования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика, №7, 2005, с. 700-713.
2. 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.
3. Баренцевская шельфовая плита. Под ред. И.С. Грамберга, Л.: Недра, 1988, 263 с.
4. Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г., Кораго Е.А., Корчинская М.В., Куприянова Н.В., Повышева Л.Г., Преображенская Э.Н., Пчелина Т.М., Столбов Н.М., Суворова Е.Б., Супруненко О.И., Сулова В.В., Устинов Н.В., Устрицкий В.И., Фефилова Л.А. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика, №4, 2009.
5. Басов В.А., Пчелина Т.М., Василенко Л.В., Корчинская М.В., Фефилова Л.А. Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря. Из.: сб. Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики, ВНИИОкеангеология, С-Пб., 1997.
6. Бро Е.Г. Нефтегазоносные комплексы в палеозойских и мезозойских отложениях на шельфе Баренцева моря / Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа. – Спб, ВНИИОкеангеология, 1992. – с. 17-37.
7. Бро Е.Г., Устинов Ю.В., Устицкий В.И. Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного чехла на шельфах Баренцева и Крского морей. // С-Пб.: Изд-во ВНИИОкеангеологии, 1993.
8. Варламов А.И., Каминский В.Д., Афанасенков А.П., Супруненко О.И., Пешкова И.Н. Состояние ресурсной базы и проблемы освоения континентального шельфа Российской Федерации. Геология нефти и газа, 6-2011.
9. Васильев В.Е., Соболев Н.Н. Секвенс-стратиграфический анализ пермо-триасового палеобассейна восточной части Баренцева моря // RAO/CIS Offshore, 2009
10. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986, 368 с.
11. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1967. № 11. с. 135-156
12. Верба М.Л. Баренцево-Карский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // в сб. Геол. строение Баренцево-Карского шельфа, "Севморгеология", 1985, с.11-28.

13. Верба М.Л. Проявления природных углеводородов в осадочном чехле Шпицбергена // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2007. - Т.2. - <http://www.ngtp.ru/rub/6/018.pdf>
14. Верба М.Л. Среднепалеозойские рифтогенные структуры Баренцевской плиты / Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море // Тез. докл. Второй международной конференции. С.-Пб., Т.1, 1996, С. 89-96.
15. Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр, №10, 2001, с. 3-7.
16. Габдулин Р.Р., Копаевич Л.Ф., Иванов А.В. Секвентная стратиграфия: учебное пособие. - М.: МАКС Пресс, 2008, с. 113.
17. 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, ВНИИОкеаногeология)
18. Грамберг И.С. , Школа И.В., Преображенская Э.Н., Бро Е.Г. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей.//Советская геология, 1985, №1, с.95-98
19. Грамберг И.С. Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Доклады академии наук, 1997, т. 352, №6, с.798-791
20. 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.
21. Грачев А.Ф., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. Новые данные о возрасте базальтов Земли Франца Иосифа // Российский журнал наук о земле, т.3, № 1, 03/2001.
22. 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. - <http://www.ngtp.ru/rub/5/003.pdf>
23. Григоренко Ю.Н., Мирчинк И.М., Белонин М.Д., и др.16. Зоны нефтегазонакопления окраин континентов М.: ООО “Геоинформ центр”. 2002. 432 с
24. Григоренко Ю.Н., Прищепа О.М., Соболев В.С., Жукова Л.И. Ареалы углеводородонакопления как основа развития нефтедобычи в Российской Арктике //

- Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2012. - Т.7. - №2. - [http://www.ngtp.ru/rub/6/34\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/6/34_2012.pdf)
25. 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. - [http://www.ngtp.ru/rub/6/7\\_2013.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/6/7_2013.pdf)
  26. Григоренко Ю.Н., Соболев В.С., Жукова Л.И. Морские районы нефтегазонакопления Западной Арктики. Геология нефти и газа, 6-2011.
  27. Григорьева В.А., Еремин Н.А., Назарова Л.Н. Палеогеография и нефтегазоносность триасовых отложений шельфа Печорского и Баренцева морей // Геология нефти и газа, №9, 1998.
  28. Данилевский С.А., Склярова З.П. Катагенетическая зональность и размещение залежей углеводородов в Тимано-Печорской провинции. Сборник научных трудов. Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в Тимано-Печорской провинции. Л., Тр. ВНИГРИ, 1986, с. 23-32.
  29. Данюшевская А.И. Нефтегазопроизводящие толщи фанерозойских отложений арктических островов // Геохимия, №10, с. 1495-1505, 1995.
  30. Дараган-Суцова Л. А., Дараган-Суцов Ю. И., Рукавишников Д. Д., Соловьев В. В., Петров Е. О., Кузнецова Л. Ф. История геологического развития Баренцево-Карского региона на основе анализа структурных и палеоструктурных сейсмических карт. СПб, ВСЕГЕИ: Региональная геология и минералогия, № 38, 2009, 21-30 стр.
  31. Дараган-Суцова Л.А, Павленкин А.Д., Поселов В.А., Буценко В.В. Строение допермских осадочных бассейнов Баренцево-Карской шельфовой мегаплиты. // Труды 3 международной конф. Освоение шельфа Арктических морей России Ч.1, Спб., 1998, - с. 249-246.
  32. Дараган-Суцова Л.А. Возможности сейсмостратиграфического анализа при сейсморазведочных работах на региональном этапе на севере Европейской части СССР. В кн.: Условия формирования ловушек неантиклинального типа на севере Европейской части СССР. Л., 1984, с.96-100
  33. Дараган-Суцова Л.А., Павленкин А.Д., Дараган-Суцов Ю.И. Строение земной коры Южно-Баренцевской впадины. Доклады академии наук, 1995, т. 343, №2, с. 217-219
  34. Дзюбло А.Д. Результаты применения современных технологий поиска и разведки углеводородов на арктическом шельфе // Нефть, Газ и Бизнес №4, 2006 г., с. 18-23.
  35. Дибнер В.Д. Земля Франца-Иосифа. Труды Инст. геол. Арктики, т. 91, 1959, с. 9-19.

36. Дибнер В.Д. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа. Сборн. стат. по палеонтол. и биостр., вып.7, изд. Инст. геол. Арктики, вып. 7, изд. Инст. Геол. Арктики, Л., 1958.
37. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН, 1997. Т. 354. № 2. С. 216-219.
38. 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.
39. Ермолкин В.И., Керимов В.Ю. Геология и геохимия нефти и газа. М., Недра. 2012 г., С.464
40. Захаров Е.В., Кулибакина И.Б. Геотермический режим недр – один из основных факторов, определяющих степень перспективности нефтегазоносных бассейнов // Геология нефти и газа, 1997, № 12
41. 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, с. 6-9.
42. Казанин Г.С., Заяц И.В., Шкарубо С.И., Павлов С.П., Кириллова-Покровская Т.А. Региональные сейсморазведочные работы в арктических морях – основные результаты нового этапа и дальнейшие перспективы. Геология нефти и газа, 2011, №6.
43. Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н., Бондарев В.И., Семенов Ю.П., Мусатов Е.Е. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минералогения / Под ред. Ю.Е. Погребницкого.: СПб, ВНИИОкеангеология, 2004, 174 с.
44. Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Склярлов Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа. Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М., ГЕОС, 2009. С.257-263.
45. Карякин Ю.В., Симонов В.А., Склярлов Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 160-164.
46. Карякин Ю.В., Склярлов Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа. Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М., ГЕОС, 2010. С.293-301.

47. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. РАН. 2009. Т. 425, №2. С. 1-5.
48. Кирюхина Т.А., Ступакова А.В. Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа / Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзор / ЗАО «Геоинформмарк», 2001. Вып. 6. 60 с. Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики. Москва, 2008. – 203 с.
49. Клешев К.А., Шеин В.С. Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики. Москва, 2008. – 203 с.
50. Клубов Б.А. Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983, 205 с.
51. Клубов Б.А. Проявления природных битумов на Арктических окраины Евразии и Северной Америки // Геология нефти и газа, №3, 1997.
52. 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. 431-435.
53. 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.
54. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря// ДАН, 1991, т.320, № 5.С. 1203–1206.
55. Конторович А.Э., Битнер А.К., Брехунцов А.М. Состояние сырьевой базы углеводородов и перспективы развития нефтяной и газовой промышленности России // Всерос. Съезд геологов и научно-практич. геолог. конф. Тезисы докл. Кн. 3 Спб., 2000. С. – 188-190
56. Копаевич Л.Ф., Малышева Е.О. Стратиграфия секвенций или секвентная стратиграфия. Геология для нефтяников. Ижевск, Ин-т компьютерных исследований, 2008, с. 302-317.
57. Кунин Н.Я., Успенко С.В., Виноградов А.В. и др. Региональная сейсмостратиграфия осадочного чехла Баренцева моря // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии. 1989, №64, с. 29-43.
58. Куницына А.В., Куницын А.В. Оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений архипелага Шпицберген // Материалы докладов XIV Международной

конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Ломоносовские чтения", Москва, 2007

59. Леончик М. И. Нефтеносность верхнедевонско-нижнепермских карбонатов восточной части Баренцева моря // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2011, №12, с.20-26.
60. Леончик М. И. Перспективные ловушки углеводородов неантиклинального типа восточной части Баренцева моря // Теория "Нефтегаз", 2011, №9, с.24-29.
61. Леончик М. И., Сенин Б.В. Перспективы нефтеносности палеозойских карбонатов в российском секторе Баренцева моря // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2010, т.5, №4.
62. Леончик М.И. Неантиклинальные ловушки углеводородов баренцева моря // Oil and Gas Journal Russia, № 08 (63) август 2012
63. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России // Екатеринбург: УрО РАН, 2002.
64. Малышев Н.А., Аминов Л.З., Пименов Б.А. Эволюционно-генетические аспекты нефтегазоносности осадочных бассейнов европейского севера России / Сыктывкар, 1998. С. 112-121.
65. Маргулис Е.А. Эволюция Баренцевоморского региона и его углеводородные системы. / Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009 (4).
66. Маргулис Л.С. О геологической природе аномальных отражающих горизонтов в триасовых отложениях Баренцева моря // ДАН СССР, 1986, т. 290, №1, с. 184-187.
67. Марковский Н.И. Нефтегазоматеринский потенциал в палеобиогеографическом аспекте. В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979, с 121-124.
68. Марковский Н.И. Палеогеографические условия размещения крупных залежей нефти. М.: Недра, 1965, 399 с.
69. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1996, 448 с.
70. Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // в кн.: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 47-52
71. Никишин А.М. Сейсмостратиграфия. Геология для нефтяников. Ижевск, Ин-т компьютерных исследований, 2008, с. 297-301.
72. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х т.Т. 1: пер. с англ. Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990, 352 с.

73. Окнова Н.С. Перспективы нефтегазоносности верхнепермско-мезозойских отложений Печоро-Баренцевоморского бассейна // Геология нефти и газа, №11, 1992.
74. Официальный сайт Норвежского Нефтяного директората (Norwegian Petroleum Directorate); URL: <http://www.npd.no>; (дата обращения: 01.05.2011, 15.01.2014)
75. 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.
76. Петров А.А. Углеводороды нефти. М.: Наука. 1984. 264 с.
77. Петров О.В., Дараган-Суцова Л.А., Дараган-Суцов Ю.И. Строение пермских осадочных комплексов Восточно-Баренцевоморского региона на основе сейсмостратиграфического анализа // Региональная геология и металлогения, №40, 2009, с. 17-26.
78. Петров О.В., Соболев Н.Н., Беленицкая Г.А., Корень Т.Н., Петров Е.О. Литогеодинемика Северной Евразии в фанерозое // В кн. Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. – Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 168-171
79. Пискарев А.Л., Шкатов М.Ю. Энергетический потенциал арктических морей России: выбор стратегии развития. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2009. – 307 с.
80. Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Чувашов Б.И. Нижнепермские рифы на о. Колгуев (по результатам глубокого бурения). Доклады академии наук, 1993, т. 329, №1.
81. Преображенская Э.Н., Школа И.В., Сергеев Д.В., Можаяева О.В. Вещественный состав и условия формирования триасовых отложений архипелага Земля Франца Иосифа (по материалам параметрического бурения) // труды ВНИИОкеангеология, НИИГА Севморгео, 1997.
82. Прищепа О.М., Григоренко Ю.Н., Соболев В.С., Ананьев В.В., Маргулис Е.А., Анфилатова Э.А. Узлы нефте- газодобычи глобального значения на северо-западных акваториях России: перспективы развития и освоения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2010. - Т.5. - №2. - [http://www.ngtp.ru/rub/6/27\\_2010.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/6/27_2010.pdf)
83. Прищепа 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. - <http://www.ngtp.ru/rub/6/005.pdf>

84. Пчелина Т.М. и др. Отчет по Северо-Кильдинской скважине СК-80. ПГО "Севморгеология", Л., 1985.
85. Пчелина Т.М. Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции северных районов Арктики в триасовом периоде. Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 2, 2009, с. 138-140.
86. 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.
87. Пчелина Т.М. Стратиграфия и особенности вещественного состава мезозойских отложений центральной части Западного Шпицбергена. / В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л., НИИГА, 1965, с. 127-148.
88. Пчелина Т.М. Триасовые отложения острова Медвежьего. / В кн.: Мезозойские отложения Свальбарда. Л., НИИГА, 1972, с. 5-20.
89. Ронкина З.З., Бро Е.Г., Фефилова Л.А. и др. Отчет по результатам обработки материалов бурения на Мурманской площади. ПГО "Севморгеология", 1989.
90. 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.
91. Ронкина З.З., Вишневская Т.Н., Герасимов В.Н. Условия формирования красноцветных триасовых отложений южной части Баренцевского шельфа // Сов. геология, 1989, №8, с. 82-89.
92. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. в 2-х томах. Ред. Ч. Пейтон. М., Мир, 1982, 755с
93. Семенович В.В., Назарук В.В. О нефтегазоносности юго-востока шельфа Баренцева моря // Геология нефти и газа, №6, 1992.
94. Сенин Б.В. и др. Разработка тектонической основы для целей нефтегеологического районирования и прогноза нефтегазоносности шельфовых морей. ВНИИморгеофизика. Мурманск, 1988.
95. Сенин Б.В., Шипилов Э.В. Тектоника Баренцево-Карской плиты / в сб. Геологические и геофизические проблемы освоения природных ресурсов северных морей, 1988.
96. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманское кн. изд-во, 1989, с. 175
97. Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин С.В., Шипилов Э.В. Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в магматических системах

- архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. Т. 2. С. 94-95.
98. Ситар К.А. Геолого-геохимические условия формирования нефтегазоносности северной (акваториальной) части Тимано-Печорского нефтегазосного бассейна. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, М.: МГУ, Геологический факультет, 2007
  99. Скобельская С.К. и др. Детальные комплексные геофизические работы на Куренцовской структуре. Отчет по теме 8/87. Трест СМНГ, Мурманск, 1989.
  100. Соболев П.О., Соболев Н.Н., Петров Е.О. Оценка позднемелового-кайнозойского воздымания юго-восточной части шельфа Баренцева моря и одномерное моделирование нефтегазовых комплексов // Научно-технический вестник «Каротажник», вып. 5 (182), 2009, с. 77-88
  101. 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, том 210, вып. 6, с. 145-148.
  102. Стратиграфический кодекс России. Третье издание. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 96 с.
  103. Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов севера СССР. Сборник научных трудов под ред. Н.Д.Весилевской, Севморгеология, Ленинград, 1985
  104. Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. Сборник научных трудов под ред. Н.И.Шульгиной, Севморгеология, Ленинград, 1990
  105. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербь, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005, 318 с.
  106. Ступакова А.В. Развитие бассейнов Баренцевоморского шельфа и их нефтегазоносность. Докторская диссертация, М.: МГУ, Геологический факультет, 2001
  107. Ступакова А.В. Развитие осадочных бассейнов древней континентальной окраины и их нефтегазоносность (на примере Баренцевоморского шельфа) // Геология нефти и газа, №4, 2000.
  108. Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа, №6, 2011

109. Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзор / ЗАО "Геоинформмарк", 2001
110. Супруненко О.И., В.И. Устрицкий, О.Н. Зуйкова, С.П. Павлов, Ю.В. Рослов, И.Ю.Винокуров Геолого-геофизическое районирование севера Баренцево-Карского шельфа по данным сейсморазведки // Геология нефти и газа. — 2009. — № 4.
111. Супруненко О.И., Лазуркин Д.В., Нефтегазоносные и перспективные осадочные бассейны Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С-Пб, ВНИИОкеанология, 1996, ч. II с. 198-205.
112. Супруненко О.И., Орешкин И.В., Лопатин Н.В., Вискунова К.Г., Меркулов О.И. Перспективы нефтегазоносности Печорского и Российской части шельфа Баренцева морей по результатам бассейнового моделирования 2D. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 12/2007, с.4-11.
113. Таныгина Т.Н., Крылов Р.А. (2010) Нефтематеринские образования верхнеюрских отложений Южно-Баренцевской синеклизы // Вестник МГТУ, том 13, №4/1, С.757-763.
114. Тектоническая карта Баренцева моря и севера европейской части России / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина, М-б 1:2 500 000: Объясн. зап. М., Институт литосферы РАН, 1996, 308 с.
115. Тимонин Н.И. Строение литосферы и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона // Литосфера, №2, 2009, с. 41-55.
116. Тиссо Б., Вельте. Д. Образование и распространение нефти: пер. с англ. М.: Мир, 1981, 501 с.
117. Устинов Н.В., Бро Е.Г., Сороков Д.С., Ронкина З.З., Пчелина Т.М., Преображенская Э.Н. и др. Фанерозойские отложения Западно-Арктического шельфа (по материалам бурения). ПГО "Севморгеология", Л., 1989.
118. Устрицкий В.И. Триасовые и верхнепермские отложения полуострова Адмиралейства (Новая Земля) // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981, с.55-65.
119. Устрицкий В.И., Павлов С.П., Повышева Л.Г. История формирования современной структуры Новой Земли и Адмиралтейского поднятия // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, 2010, вып. 7, с.48-55.
120. Устрицкий В.И., Тугарова М.А. Уникальный разрез перми и триаса, вскрытый скважиной Адмиралтейская-1 (Баренцево море) // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2013, т.8, №2.

121. 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, с. 6.
122. Федоровский Ю.Ф., Захаров Е.В. (ЗАО «Синтезморнефтегаз»). Локализованные ресурсы нефти и газа – главный фактор выделения участков при лицензировании недропользования (на примере российского шельфа Баренцева моря. Геология нефти и газа, №4, 2008.
123. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. Москва: Мир. 1982. 706 с.
124. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, 1992, 112 с
125. Шейн В.С. Геология и нефтегазоносность России. Москва, 2012. – 848 с.
126. 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.
127. Шипелькевич Ю.В. Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Арктической континентальной окраины (на примере нефтегазоносных бассейнов Баренцево-Карского шельфа). Докторская диссертация, С.-П.: ВНИИОкеангеология, 2002.
128. Шипилов Э В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника, 1990а, №1. С. 90-97.
129. 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.
130. Шипилов Э.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины в контексте геодинамической эволюции Арктического океана // Материалы Всероссийской конференции "Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России", Петрозаводск, 2007
131. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Ареалы и геодинамические обстановки проявления юрско-мелового базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктики // Вулканизм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии; Т. 2, 2009, с. 555-558.

132. Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р. Месторождения углеводородного сырья западной // Геология нефти и газа, №4, 2001.
133. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998, 306 с.
134. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Охрана и разведка недр. № 9, 2007. С. 32-47.
135. 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, с. 1324.
136. 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.
137. Abdullah W.H. Organic facies variations in the Triassic shallow marine and deep marine shales of central Spitsbergen, Svalbard // Marine and Petroleum geology, №16, 1999, pp. 467-481.
138. Barrere C., Ebbing J., Gernigon L. Offshore prolongation of Caledonian structures and basement characterisation in the western Barents Sea from geophysical modeling // Tectonophysics, 470, 2009, pp. 71-88.
139. BJOROY M., HALL P.B., FERRIDAY I.L., MORK A. Triassic source rocks of the Barents Sea and Svalbard. Search and Discovery article 10219, 2010.
140. BJOROY M., HALL P.B., MORK A. Triassic hydrocarbon source rock on Svalbard and in the Barents Sea. NGF Abstracts and Proceedings, №3, 2006.
141. Catuneanu O. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Netherlands, 2006, p.382
142. DIBNER V.D. Geology of France Joseph Land. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1998, pp. 190.
143. DORE A.G. Barents Sea Geology. Petroleum Resources and Commercial Potential / Arctic. 1995. Vol. 48, №3. pp. 207-221.
144. DORE A.G., The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1991, pp. 441-492.
145. DRACHEV S.S., MALYSHEV N.A., NIKISHIN A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview, 2011.
146. European Lithosphere Dynamics. Gee D.G., Stephenson R.A. (eds) Geological Society, London, Memoir, 30, 2006.
147. FELIKS M. PERSITS, GREGORY F. ULMISHEK. Circumpolar geologic map of the Arctic (onshore). U.S. Department of the interior, U.S. Geological survey, 2003.

148. Gabrielsen, R.H., Færseth, R.B., Jensen, L.N., Kalheim, J.E., Riis, F., Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part1: the Barents Sea Region // Norwegian Petroleum Directorate Bulletin, 6, 1990.
149. Gee D.G., Pease V. The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica: introduction // Geological Society, London, Memoirs 2004, v.30, p1-3.
150. 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, pp. 135.
151. Glorstad-Clark E., Birkeland E.P., Nystuen J.P., Faleide J.I., Midthandal I. Triassic platform-margin deltas in the western Barents Sea // Marine and Petroleum Geology, 28, 2011, pp. 1294-1314
152. Glorstad-Clark E., Faleide J.I., Lundschieen B.A., Nystuen J.P. Triassic seismic sequence stratigraphy and paleogeography of the western Barents Sea area // Marine and Petroleum geology, №27, 2010, pp. 1448-1475
153. Grigoriev M., Utting J. Sedimentology, palynostratigraphy, palynofacies and thermal maturity of Upper Permian rocks of Kolguev Island, Barents Sea, Russia // Bulletin of Canadian Petroleum Geology, vol. 48, 1, 1998, pp. 1-11
154. Grogan P., Ostvedt-Ghazi A.-M., Larssen G.B., Fotland B., Nyberg K., Dahlgren S., Eidvin T. Structural elements and petroleum geology of the Norwegian sector of the northern Barents Sea. In: Fleet A.J. & Boldy S.A.R. (eds) Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference, 1999, pp. 247-259.
155. Haas H. de. Transport, preservation and accumulation of organic carbon in the North Sea. Geologica ultraiectina, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen, Universiteit Utrecht, №155, 1997, pp. 149.
156. Henderson C.M., Davydov V.I. and Wardlaw B.R. The Permian Period // F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz and G.M. Ogg (eds.) A Geologic Time Scale 2012. Vol. 1. Elsevier. pp. 653-679.
157. Henriksen E., Rafaelsen B., Stoupakova A., Kirjukhina T., Nielsen J.K., Andreassen K., Sitar K., Bolshakova M., Safronova P., Golinchik P., Zaytseva M., Mironcheva E., Ogarkova M., Chebotar K., Kusov A., Norina D., Kiryukhina N., Suslova A. Petroleum systems of the Barents sea -Kara sea region // Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway, N 2, pp 189-190
158. Henriksen E., Ryseth A.E., Larssen G.B., Heide T., Ronning K., Sollid K., Stoupakova A.V. Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea: implication for petroleum systems. In: Spencer A., Embry A., Gautier D., Stoupakova A. & Sørensen K. (eds). Arctic

- Petroleum Geology. Memoir of the geological Society of London 2011, Memoirs 35, pp 163-195.
159. Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V. Deep seismic investigation across the Barents-Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // *Tectonophysics*, 420, 2006, pp 123-140
  160. Johansen, S.E., Ostistiy, B.K., Birkeland, Ø., Fedorovsky, Y.F., Martirosjan, V.N., Christensen, O.B., Cheredeev, S.I., Ignatenko, E.A., Margulis, L.S., Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: play distribution and potential. In: Vorren, T.O., et al. (Ed.), *Arctic Geology and Petroleum Potential. Special Publication*, Norwegian Petroleum Society (NPF), 1993, pp. 273–320.
  161. Khudoley A., Ershova V., Sobolev N., Petrov. E., Henriksen E. Barents Sea: Provenance study controls Triassic and Jurassic paleogeographic restorations // Abstract for the AAPG 3P Arctic conference, *The Polar Petroleum Potential*, Stavanger, Norway, 2013, electronic version
  162. Khutorskoi, M.D., Viskunova, K.G., Podgornykh, L.V., Suprunenko, O.I., and Akhmedzyanov, V.R. A Temperature Model of the Crust beneath the Barents Sea: Investigations along Geotraverses // ISSN 0016-8521, *Geotectonics*, 2008, Vol.42, No.2. Pp.125–136
  163. Larssen G.B., Elvebakk G., Henriksen L.B., Kristensen S.E., Nilsson I., Samuelsberg, T.J., Svånå T.A., Stemmerik L. & Worsley D. Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the Southern Norwegian Barents Sea. *NPD Bulletin*, 9, 2002.
  164. Leith T.L., Weiss H.M., Mork A., Arhus N., ElvebAck 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, pp. 1-25
  165. Lindquist S.J. South and North Barents Triassic-Jurassic total petroleum system of the Russian offshore Arctic. U.S. Department of the interior, U.S. geological survey, 1999.
  166. Lithostratigraphic lexicon of Svalbard. Edited by W.K.Dallmann. Norsk Polar Institute, Tromso, 1999.
  167. Mangerud G. Palynostratigraphy of the Permian and lowermost Triassic succession, Finnmark platform, Barents Sea // *Review of palaeobotany and palynology*, 82, 1994, pp 317-349
  168. Merrill R.K. Source and migration processes and evaluation techniques, 1991, 212 p.

169. Ohm S.E., Karlsen D.A., Austin T.J.F. Geochemically driven exploration models in uplifted areas: examples from the Norwegian Barents Sea. AAPG Bulletin, v.92, №9, 2008, pp/ 1191-1223
170. Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. 2nd ed. Cambridge University Press. 2005. 1155 p.
171. Peters, K. E., Cassa M. R. Applied source rock geochemistry / L. B. Magoon and W. G. Dow, eds. // The petroleum system – From source to trap: American Association of Petroleum Geologists Memoir 60. Tulsa, Oklahoma. 1994 pp. 93-120.
172. Radke M., Welte D.H.. The methylphenanthrene index (MPI). A maturity parameter based on aromatic hydrocarbons // in M. Bjoroy et al., eds., Advances in Organic Geochemistry: Chichester, U.K., Wiley,1983, p. 504-512
173. Ramberg I.B., Bryhn I., Nottvedt A., Rangnes K. The Making of a Land - Geology of Norway. Trondheim. Norsk Geologic Forening, 20-61, 2008.
174. Riis F., Lundschie B.A., Hoy T., Mork A., Mork M.B. Evolution of the Triassic shelf in the northern Barents Sea region // Polar Research, №27, 2008, pp. 318-338.
175. Ritzmann O., Faleide J.I. The crust and mantle lithosphere in the Barents Sea/Kara Sea region // Tectonophysics 470, 2009, pp 89-104.
176. Ritzmann O., Maercklin N., Faleide J.I., Bungum H., Mooney W.D., Detweiler Sh.T. A three-dimensional geophysical model of the crust in the Barents Sea region: model construction and basement characterization // Geophysical Journal International, v. 170, Issue 1, 2007, p. 417–435
177. Roslov Yu.V., Sakoulina T.S., Pavlenkova N.I. Deep seismic investigations in the Barents and Kara Seas // Tectonophysics, 2008.
178. Sobolev P. Cenozoic uplift and erosion of the Eastern Barents Sea – constraints from offshore well data and the implication for petroleum system modelling // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, v. 163, № 3, 2012 , pp. 323-338
179. Stemmerik L., Elvebakk G., Worsley D. Upper Palaeozoic carbonate reservoirs on the Norwegian Arctic Shelf: delineation of reservoir models with application to the Loppa High // Petroleum Geoscience, vol. 5, 1999, pp. 173-187
180. Stemmerik L., Worsley D. Late Paleozoic sequence correlations, North Greenland, Svalbard and the Barents Shelf. In: J.D. Collinson (editor), Correlation in Hydrocarbon Exploration. Norw. Pet. Soc. Graham and Trotman, London, 1989, pp. 99-111
181. Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum Formation and Occurrence. A New Approach to Oil and Gas Exploration, Berlin: Springer-Ver-lag, 1978, 538 p.

182. Torsvik T.H., Carlos D., Mosar J., Cocks L.R.M. and Malme T. Global reconstructions and North Atlantic paleogeography 400 Ma to Recent. BATLAS – Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives. Geological Survey of Norway, 18-39, 2002.
183. Vagnes E., Faleide J.I., Gudlaugsson S.T. Glacial erosion and tectonic uplift in the Barents Sea // Norsk Geologisk Tidsskrift, 1992, vol. 72, p. 333-338
184. Worsley D., Aga O.J., Dalland A., Elverhoi A., Thon A. The geological history of Svalbard. Stavanger, Norway, 1986.