e-copy by API



ТОМ 1

ТЕКСТ

АТЛАС ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ ШЕЛЬФЫ ЕВРАЗИИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

АВТОРСКОЕ ПРАВО

Этот экземпляр Атласа продан

. . . . . .

Ни одна часть этой работы не может быть скопирована ни одной компанией, организацией или частным лицом без согласия Робертсон Груп плк и Геологического института Академии наук СССР.

Это ограничение не относится, однако, к учредительным организациям или второстепенным владельцам, принимавшим участие в данной работе.

РОБЕРТСОН ГРУП плк
Лландидно
Гвинедд LL30 1SA
Соединенное Королевство

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Академии наук СССР
Москва
СССР

http://jurassic.ru/

ТОМ 1

ТЕКСТ

АТЛАС ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ ШЕЛЬФЫ ЕВРАЗИИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

http://jurassic.ru/

Авторский коллектив

Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Басов В.А., Безверхний В.Л., Берсенев И.И., Бирюков В.Ю., Блажчишин А.И., Гасанов И.С., Генералов В.П., Гурова А.Д., Друщиц В.А., Дундо О.П., Дюксбури Н., Жидовинов Н.Я., Зархидзе В.С., Зорина Ю.Г., Иванова Н.М., Ким Б.И., Кондакова Л.П., Кочарьянц С.Б., Курлаев В.И., Лазуркин Д.В., Лаухин С.А., Лимонов А.Ф., Лимонова И.В., Липатова В.В., Мамедов А.В., Марков Ю.Д., Махотина Г.П., Морозова Л.Н., Мусатов Е.Е., Николаева Н.А., Павлидис Ю.А., Патык-Кара Н.Г., Плахт И.Р., Полькин Я.И., Пчелина Т.М., Рейнин И.В., Родникова Р.Д., Ронкина З.З., Седайкин В.М., Секретов С.Б., Сорокина И.Э., Ушко К.А., Федоров П.В., Хведчук И.И., Холден А.Р., Чистяков А.А., Чумаков И.С., Шкарубо С.И., Шлезингер А.Е., Щербаков Ф.А.

http://jurassic.ru/

ОГЛАВЛЕНИЕ

ТОМ 1 (ТЕКСТ)

		Стр.
	ВВЕДЕНИЕ	0-1
1.	МОРЯ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ	1-1
2.	ЧУКОТСКОЕ И СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БЕРИНГОВА МОРЯ	2-1
3.	БЕРИНГОВО МОРЕ	3-1
4.	ОХОТСКОЕ МОРЕ	4-1
5.	ЯПОНСКОЕ МОРЕ И ТИХООКЕАНСКИЙ ШЕЛЬФ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ	5-1
6.	ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ И ШЕЛЬФ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ	6-1
7.	ШЕЛЬФ ИНДИЙСКОГО СУБКОНТИНЕНТА	7-1
8.	АРАВИЙСКИЙ ШЕЛЬФ	8-1
9.	МОРЯ ЧЕРНОЕ И КАСПИЙСКОЕ	9-1
10.	СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ	10-1
11.	МОРЯ СЕВЕРНОЕ И БАЛТИЙСКОЕ	11-1
12.	МОРЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ	12-1
13.	МОРЯ НОРВЕЖСКОЕ, БАРЕНЦЕВО И КАРСКОЕ	13-1

http://jurassic.ru/

ТОМ 1 (ТЕКСТ)
(продолжение)

РИСУНКИ
Рисунки помещены в конце каждой главы

0.1 Расположение карт атласа

1.1 Геолого - геофизический разрез Чукотского моря
1.2A Тектоническое районирование шельфа моря Лаптевых
1.2B Условные обозначения к рисунку 1.2A
1.3 Фрагмент сейсмического временного разреза по профилю МОВ ОГТ
1.4 Сейсмический профиль по линии А-В
1.5 Карта остаточных гравитационных аномалий шельфа моря Лаптевых
1.6 Схема корреляции четвертичных отложений Восточно - Арктического шельфа и палеошельфа
1.7 Схема корреляции основных событий кайнозойской истории Восточно-Арктического шельфа

2.1 Схема расположения кайнозойских бассейнов осадконакопления на Чукотском шельфе и прилежащих к нему частях суши.
2.2 Геолого - геофизические разрезы (сейсмопрофили) Берингова и Чукотского морей.
2.3A Геологические разрезы приморских впадин (Чукотское и северная часть Берингова моря).
2.3B Условные обозначения к рис. 2.3A
2.4 Стратиграфическое расчленение разреза, вскрытого скважиной на о-ве Айон по данным разных авторов (по Г.В. Степановой (1989) с дополнениями)
2.5 Корреляционная стратиграфическая схема палеогена и неогена северной окраины Чукотки.

3.1 Пункты, районы исследований и геологические материалы, использованные при составлении карт Беринговоморского региона
3.2 Фанерозойские осадочные циклы и системы формаций региона Берингова моря.

4.1 Схема геофизической изученности Охотского моря и Татарского пролива
4.2 Сейсмический профиль через Вахрушевскую морскую антиклиналь
4.3 Геологический разрез по сейсмическому профилю через Магаданскую скважину
4.4 Карта тектоники фундамента Охотоморского региона и Татарского пролива.
4.5 Структурные карты месторождений нефти и газа на шельфе Сахалина.
4.6 Структурные карты месторождений нефти и газа на шельфе Сахалина.
4.7 Сводньй геологический разрез и характеристика нефтегазоносности Западного Сахалина и шельфа.
4.8 Сводны геологический разрез и характеристика нефтегазоносности Северного и Восточного Сахалина и шельфа.
4.9 Сводны геологический разрез и характеристика нефтегазоносности Эападной Камчатки и шельфа.

http://jurassic.ru/

ТОМ 1 (ТЕКСТ)
(продолжение)

РИСУНКИ
(продолжение)

5.1 Схема тектонического районирования Япономорского региона

7.1 Расположение скважин, сейсмических профилей и разрезов, использованных для составления карт шельфа Индии
7.2 Стратиграфическая схема Бомбейского шельфа
7.3 Геологические разрезы через Бомбейский шельфовый бассейн
7.4 Сейсмический профиль шельфа в районе устья р. Инд
7.5 Геолого - геофизический профиль I-I′ через северную часть Аравийского моря
7.6 Геологический профиль через Бенгальский шельф.
7.7 Геолого - геофизический профиль по линии Годавари - Кришна - Яванский желоб - Бенгальский шельф
7.8 Геологический и геофизический профили Палар-Никобар - Андаманского шельфа и Каувери-Никобар - Андаманского шельфа.

8.1 Основные структурные элементы бассейна Ближнего Востока

9.1 Каспийское море. Тектоническая схема

11.1 Схема сейсмических профилей в акватории Балтийского моря.
11.2 Схема сейсмических профилей в заливе Ханё (Западная Балтика).
11.3 Схематические сейсмогеологические разрезы верхнего структурного комплекса Балтики.
11.4 Стратиграфия разрезов скважин в заливе Ханё.

13.1 Палеогеографическая схема неогена и квартера (по данным сейсмостратиграфического анализа).
13.2 Обобщенные литостратиграфические разрезы кайнозойских отложений Западно-Арктического и Норвежского шельфов.

http://jurassic.ru/

ТОМ 2 (АТЛАС)

Листы атласа

ВВЕДЕНИЕ/АВТОРЫ ..... **A**

КАРТА РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛИСТОВ АТЛАСА ..... **B**

ЛЕГЕНДА 1 ..... **C**

ЛЕГЕНДА 2 ..... **D**

МОРЯ ЛАПТЕВЫХ, ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ И ЧУКОТСКОЕ

ПОЗДНИЙ ТРИАС (КАРНИЙ) **1.1**

ПОЗДНЯЯ ЮРА (ВОЛЖСКИЙ ЯРУС) **1.2**

РАННИЙ МЕЛ (АЛЬБ) **1.3**

ПОЗДНИЙ МЕЛ (САНТОН) **1.4**

МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ

РАННИЙ ПАЛЕОЦЕН (65 м.л.) **1.5**

РАННИЙ ЭОЦЕН (55-43 м.л.) **1.6**

ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН (25 м.л.) **1.7**

РАННИЙ-СРЕДНИЙ МИОЦЕН (21-16 м.л.) **1.8**

ПОЗДНИЙ МИОЦЕН (10-8 м.л.) **1.9**

ПОЗДНИЙ МИОЦЕН (6-5 м.л.) **1.10**

РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН-СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (0,7 м.л.) **1.11**

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (0.4-0.2 м.л.) **1.12**

ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (РИСС-ВЮРМ-120 000л) **1.13**

ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (18 000 л) **1.14**

ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН - ГОЛОЦЕН (10 000 л) **1.15**

ЧУКОТСКОЕ И СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БЕРИНГОВА МОРЯ

РАННИЙ ПАЛЕОЦЕН (65 м.л.) **2.1**

ЭОЦЕН/ОЛИГОЦЕН **2.2**

МИОЦЕН **2.3**

НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД/ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД **2.4**

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД (0,4-0,12 м.л.) **2.5**

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД (18 000-10 000 л) **2.6**

БЕРИНГОВО МОРЕ

ПОЗДНИЙ ТРИАС **3.1**

ПОЗДНЯЯ ЮРА-РАННИЙ МЕЛ (ВАЛАНЖИН) **3.2**

ПОЗДНИЙ МЕЛ (КОНЬЯК-КАМПАН) **3.3**

ПАЛЕОЦЕН-РАННИЙ ЭОЦЕН **3.4**

ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН **3.5**

ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕН **3.6**

http://jurassic.ru/

ТОМ 2 (АТЛАС)
(продолжение)

Листы атласа

СРЕДНИЙ МИОЦЕН 3.7
ПЛИОЦЕН 3.8

ОХОТСКОЕ МОРЕ

ПАЛЕОГЕН-РАННИЙ МИОЦЕН 4.1
РАННИЙ МИОЦЕН-СРЕДНИЙ МИОЦЕН 4.2
СРЕДНИЙ-ПОЗДНИЙ МИОЦЕН 4.3
ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД 4.4

ЯПОНСКОЕ МОРЕ И ТИХООКЕАНСКИЙ ШЕЛЬФ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ

ПОЗДНИЙ ТРИАС (НОРИЙ)-СРЕДНЯЯ ЮРА 5.1
ГОТЕРИВ-РАННИЙ АЛЬБ-МААСТРИХТ-ДАТ 5.2
ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕН-РАННИЙ МИОЦЕН 5.3
СРЕДНИЙ МИОЦЕН-ПОЗДНИЙ МИОЦЕН 5.4
РАННИЙ ПЛИОЦЕН-РАННИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕН 5.5
ПОЗДНИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕН-ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (РИСС-ВЮРМ) 5.6
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (ПОЗДНИЙ ВЮРМ)-ГОЛОЦЕН 5.7

ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ И ШЕЛЬФ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

ПАЛЕОЦЕН 6.1
ЭОЦЕН 6.2
ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН 6.3
СРЕДНИЙ МИОЦЕН 6.4
ПОЗДНИЙ МИОЦЕН-РАННИЙ ПЛИОЦЕН 6.5
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (125 000 л) 6.6

ШЕЛЬФ ИНДИЙСКОГО СУБКОНТИНЕНТА

ПОЗДНИЙ МЕЛ-ПАЛЕОЦЕН 7.1
ЭОЦЕН 7.2
ОЛИГОЦЕН 7.3
РАННИЙ-СРЕДНИЙ МИОЦЕН 7.4
ПОЗДНИЙ МИОЦЕН-ПЛИОЦЕН 7.5

АРАВИЙСКИЙ ШЕЛЬФ

ПОЗДНЯЯ ПЕРМЬ 8.1
СРЕДНЯЯ ЮРА (КЕЛЛОВЕЙ) 8.2

http://jurassic.ru/

ТОМ 2 (АТЛАС)
(продолжение)

Листы атласа

ПОЗДНИЙ МЕЛ (ПОЗДНИЙ КАМПАН) 8.3
ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН-РАННИЙ МИОЦЕН 8.4

МОРЯ ЧЕРНОЕ И КАСПИЙСКОЕ

РАННИЙ ТРИАС 9.1
СРЕДНИЙ ТРИАС 9.2
ПОЗДНИЙ ТРИАС 9.3
РАННЯЯ ЮРА (ТОАР) 9.4
СРЕДНЯЯ ЮРА 9.5
ПОЗДНЯЯ ЮРА (ОКСФОРД) 9.6
РАННИЙ МЕЛ (АПТ) 9.7
РАННИЙ МЕЛ (АЛЬБ) 9.8
ПОЗДНИЙ МЕЛ (ТУРОН) 9.9
ПАЛЕОЦЕН (ДАТСКИЙ ЯРУС) 9.10
СРЕДНИЙ ЭОЦЕН 9.11
ОЛИГОЦЕН 9.12
СРЕДНИЙ МИОЦЕН (ЧОКРАК) 9.13
СРЕДНИЙ-ПОЗДНИЙ МИОЦЕН (СРЕДНИЙ САРМАТ) 9.14
ПОЗДНИЙ МИОЦЕН 9.15
ПЛИОЦЕН 9.16
РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН 9.17
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН 9.18
ГОЛОЦЕН 9.19

СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ

ПОЗДНИЙ ТРИАС-СРЕДНЯЯ ЮРА 10.1
РАННИЙ МЕЛ-ПАЛЕОЦЕН 10.2
ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН-СРЕДНИЙ МИОЦЕН 10.3
ПОЗДНИЙ МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕН 10.4

МОРЯ СЕВЕРНОЕ И БАЛТИЙСКОЕ

РАННИЙ ТРИАС-СРЕДНЯЯ ЮРА 11.1
ПОЗДНЯЯ ЮРА-РАННИЙ ПАЛЕОЦЕН 11.2
ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН-ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН 11.3
РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН-ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН 11.4

http://jurassic.ru/

ТОМ 2 (АТЛАС)
(продожение)

Листы атласа

МОРЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

ПОЗДНИЙ ТРИАС-ПОЗДНЯЯ ЮРА 12.1
РАННИЙ-ПОЗДНИЙ МЕЛ 12.2
ЭОЦЕН-ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН 12.3
СРЕДНИЙ МИОЦЕН-РАННИЙ ПЛИОЦЕН 12.4

МОРЯ НОРВЕЖСКОЕ, БАРЕНЦЕВО И КАРСКОЕ

ПОЗДНИЙ ТРИАС (КАРНИЙ) 13.1
ПОЗДНЯЯ ЮРА (ВОЛЖСКИЙ ЯРУС) 13.2
РАННИЙ МЕЛ (АЛЬБ) 13.3
ПОЗДНИЙ МЕЛ (САНТОН) 13.4
РАННИЙ ПАЛЕОЦЕН (ДАТСКИЙ ЯРУС) 13.5
СРЕДНИЙ-ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН 13.6
ОЛИГОЦЕН 13.7
СРЕДНИЙ-ПОЗДНИЙ МИОЦЕН 13.8
СРЕДНИЙ-ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН 13.9
РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (ГРАНИЦА БРЮНЕС-МАТУЯМА) 13.10
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (ЭЕМ) 13.11
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (18 000 л) 13.12

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

1. Цели проекта

Целью настоящей работы являлось создание большой серии палеогеграфических карт континентального шельфа Евразии. Интерпретация обширного нового материала на основе стандартной легенды позволила впервые подготовить уникальный набор карт, составленных в рамках совместного проекта Академии наук СССР (Геологический институт А.Н. СССР) и Робертсон Груп (Р.Г., Великобритания). Геологическим институтом (ГИН. АН. СССР) выполнены работы по созданию большого коллектива авторов и организации исследований, в результате которых были составлены карты и подготовлен текст обьяснительной записки. Инициатором и организатором работы была также Рабочая группа Шельф Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана. Робертсон Груп провела редактирование карт, текста записки и текстовых иллюстраций и своими техническими средствами обеспечила их выход в свет.

Серия карт характеризует палеогеографические обстановки широкого возрастного интервала от триаса до четвертичного периода. Принятый метод представления материала по стратиграфическим срезам обеспечивает возможность последовательной интерпретации палеогеографической и геологической информации. Карты могут использоваться при изучении проблем, относящихся к оценке перспектив нефтегазоносности и других полезных ископаемых в пределах шельфовых зон Евразии. Четвертичные палеогеографические карты, особенно карты Арктики, представляют уникальные сведения для изучения плейстоценовых изменений климата, положения береговых линий и прогнозирования развития глобальных природных процессов.

2. Объем исследований и районирование.

Изучение материала проводилось для тринадцати крупных палеогеографических провинций. Они показаны на рис. 1 и приведены ниже.

1. Моря Восточной Арктики.
2. Чукотское и северная часть Берингова моря.
3. Берингово море.
4. Охотское море.
5. Японское море и Тихоокеанский шельф Японских островов.
6. Южно-Китайское море и шельф Юго-Восточной Азии.
7. Шельф Индийского субконтинента.
8. Аравийский шельф.
9. Моря Черное и Каспийское.
10. Средиземное море.
11. Моря Северное и Балтийское.
12. Моря Северо-Западной Европы.
13. Моря Норвежское, Баренцево и Карское.

В каждом регионе выделяются бассейны седиментации. Карты временных срезов позволяют составить представление о геологическом развитии каждого региона в мезозое и кайнозое. Общее количество карт-129. Они составлены для следующих подразделений, фанерозоя: триаса, юры, мела, палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и четвертичного периода. В зависимости от состояния изученности количество карт для каждого региона различно. Для Каспийского региона карты составлены для 20 временных срезов.

Текст и иллюстрации подготовлены многими авторами, которые придерживаются различных тектонических концепций. Поэтому в представленном матернале можно встретить интерпретации, основанные на признании как идей геосинклинальной теории, так и на концепции тектоники литосферных плит. Робертсон Груп, по возможности, отредактировала и стандартизировала текст и иллюстрации. При этом, была сохранена оригинальная смысловая основа и терминология авторов. Следует отметить, что в недавно опубликованной статье В.Е. Хаина и др. (Khain et al., 1991) проблема седиментационных бассейнов рассмотрена с позиции тектоники плит.

3. Материалы, положенные в основу работы.

При составлении карт советскими геологами использованы многочисленные данные из различных источников. Основные исходные материалы, в частности, включают:

- Сводные колонки и/или данные изучения шлама из почти 3800 скважин.

- Результаты донного опробования (материалы кернов и драгирования) 1500 шельфовых районов; данные изучения приблизительно 1500 прибрежных материковых и островных обнажений; информацию о результатах геохимических, петрологических, литологических, биостратиграфических и других анализов, выполненных на более чем 14000 образцах.

- Интерпретацию 150 000 погонных километров сейсмических профилей.

Для некоторых регионов Робертсон Груп были использованы собственные материалы. Они дополняют информацию, помещенную на картах.

http://jurassic.ru/

4. Методы исследований.

Атлас палеогеографических карт (том 2) был составлен в течение последних 7 лет коллективом советских геологов, состоящим из более чем 100 исследователей из различных районов СССР (за исключением шельфовых карт Аравийского региона, которые были подготовлены Робертсон Груп на основе опубликованных данных). Были привлечены обширные материалы многих геологических институтов Академии наук, Министерства геологии и университетов Советского Союза, а также материалы международных организаций. При подготовке карт к изданию Робертсон Груп использована Географическая информационная система (GIS). Технические средства и геологические материалы, принадлежащие РГ были использованы для работы над картами Средиземного моря, морей Северо-Западной Европы, а также Северного и Балтийского морей.

Основной текст и рисунки (том 1) были подготовлены геологами СССР и переведены на английский язык в СССР. Материалы, относящиеся к Аравийскому региону выполнены геологами Великобритании и предоставлены Робертсон Груп.

5. Презентация.

Работа состоит из двух томов.

Текст, том 1

Текст включает тринадцать глав, в которых содержится информация об использованных материалах, литологической характеристике, стратиграфии, палеогеографии, тектонике, геологической истории Евроазиатского шельфа. В отдельных главах работы приводятся сведения о нефтегазоносности. Текст сопровождается илялюстрациями.

Атлас, том 2

Атлас состоит из 129 карт, составленных для тринадцати шельфовых регионов Евразии. На картах показаны палеогеографические обстановки для мезозойских и кайнозойских стратиграфических срезов, литологические особенности отложений, опорные разрезы (скважины, обнажения, скважины, пробуренные в рамках Программы глубоководного бурения и др.), включены материалы, характеризующие рельеф и структурные особенности.

Комиссия Академии наук СССР по проблемам Мирового океана, Геологический институт Академии наук СССР и Научный центр Робертсон груп, Великобритания, выражают благодарность авторскому коллективу ученых из различных организаций СССР и Великобритании за большую многолетнюю работу по сбору и обобщению материала, по подготовке к изданию и публикации Атласа палеогеографических карт "Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое" и сопровождающего Атлас объяснительного текста.

http://jurassic.ru/

РИСУНОК 0.1 Расположение карт атласа

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 1

МОРЯ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

МЕЗОЗОЙ

Д.В. Лазуркин

Шельф моря Лаптевых занимает южную часть моря, располагаясь на центриклинальном замыкании глубоководной области Северного Ледовитого океана -- котловин Нансена и Амундсена, разделенных хребтом Гаккеля. От глубоководной области шельф отделен хорошо выраженным континентальным склоном, верхняя бровка которого имеет глубины порядка 200 м, а нижняя -- 2000-3000 м. Общая площадь моря Лаптевых составляет 662 тыс. км^2, из которых на долю шельфа приходится 395 тыс.км^2. На юге море Лаптевых омывает восточную часть п-ова Таймыр, северо-восточную часть Северо-Сибирской низменности и северную часть Яно-Индигирской низменности. В центральной части к шельфу примыкают кряж Прончищева и Верхоянский хребет. Западной границей шельфа является архипелаг Северная Земля, на востоке шельф ограничен Новосибирскими островами. Основная часть шельфа расположена севернее 72° с.ш. между 102° и 136° в.д., глубина моря на большей части шельфа менее 100 м.

При составлении карт и настоящего очерка использованы материалы геологических и геофизических исследований, которые выполнены в пределах шельфа и сопредельной суши. Сведения о них содержатся в ряде опубликованных работ, среди которых основополагающими являются исследования В.Н. Сакса (1960, 1961, 1963, 1979 и др.), З.З. Ронкиной (1965, 1977), и И.С. Грамберга (1964). Все материалы по проблеме были в 1967 г. обобщены И.С. Грамбергом, Я.И. Полькиным, Д. С. Сороковым, З.З. Ронкиной, В.А. Басовым, П.И. Глушинским, В.Н. Саксом и др. в монографии "Палеогеография центральной части Советской Арктики" под редакцией И.С. Грамберга, а затем в 1984 г. Я.И. Полькиным и З.З. Ронкиной в монографии "Моря Советской Арктики" под редакцией И.С. Грамберга и Ю.Е. Погребицкого.

Характерной чертой фактического материала по мезозойской части разреза шельфа моря Лаптевых является то, что все геологические данные сосредоточены лишь на суше, на островах и побережьях. В пределах акватории прямых данных по геологии мезозоя пока нет. Все построения по геологии шельфа базируются на тектоническом районировании его по материалам интерпретации гравиметрических, магнитометрических и сейсмических работ, палеотектоническим и палеогеографическим реконструкциям.

I. Геолого-стратиграфическая основа палеогеографических реконструкций

1. Литолого-стратиграфический очерк

Разрез мезозоя в пределах территорий, сопредельных с шельфом моря Лаптевых, представлен триасовыми, юрскими и меловыми отложениями. В составе триасовых отложений установлены терригенные и терригенно-вулканогенные породы индского яруса, которые согласно перекрывают породы перми, в районе западной части шельфа и, вероятно, отсутствуют на востоке. Терригенные отложения оленёкского, анизийского, ладинского, карнийского ярусов распространены, вероятно, повсеместно. Терригенные породы норийского яруса развиты на западе шельфа, в районе Восточного Таймыра, и на востоке - на о.Котельный; в районе между рр.Анабаром и Леной норийские отложения отсутствуют. Мощность триасовых отложений в этом регионе изменяется в широких пределах, в зависимости от структурно-фациальных условий отдельных районов. На склонах Сибирской платформы мощность триасовых пород минимальна и не превышает 150 м, в Лено-Анабарском прогибе колебания мощности составляют 700-1100 м, на восточном Таймыре - 900-1300 м, на о.Котельном мощность отложений превышает 1100 м. Максимальные мощности триасовых отложений до 7000м зафиксированы в Северном Верхоянье.

Юрские отложения представлены терригенными осадками нижнего, среднего и верхнего отделов. На триасовые отложения юрские породы налегают, как правило несогласно, в большинстве районов отсутствуют отложения геттангского и синемюрского ярусов. Породы плинсбахского тоарского, ааленекого, байосского, батского и келловейского ярусов развиты очень широко, хотя в их разрезах устанавливается ряд перерывов. Отложения оксфордского и кимериджского ярусов в связи с предволжским размывом часто отсутствуют в разрезах. Отложения волжского яруса развиты наиболее широко. Общая мощность юрских пород, также как и триасовых, изменяется в широких пределах от 200 м на склонах Сибирской платформы до 1000-1300 м в районах юго-западного побережья моря Лаптевых. На о.Котельный мощность этих пород превышает 1600 м, а в северном Верхоянье достигает 4000 м.

Меловые отложения представлены, в основном, терригенными породами нижнего отдела. В них установлены берриасские и валанжинские преимущественно морские отложения, готеривские, барремские, аптские и альбские угленосные породы. В верхней части нижнего мела в отдельных обнажениях на Новосибирских островах и в Лено-Анабарском прогибе отмечены кислые эффузивы и их туфы, мощность этих

http://jurassic.ru/

пород не превышает 60м. Мощность отложений морского нижнего мела возрастает от Сибирской платформы в сторону побережья моря Лаптевых, достигая в районе устья р.Оленёк 600 м. На о.Столбовой эти породы имеют мощность до 400 м. Угленосные отложения нижнего мела на о.Котельном имеют мощность около 500 м, а максимальные значения мощности этих пород свыше 2400 м отмечены в нижнем течении р.Лены. Верхнемеловые отложения в пределах обрамления шельфа моря Лаптевых встречены только в районе Хатангской впадины, где они представлены терригенными и угленосными отложениями. Мощность этих отложений не превышает 300 м. Кроме того, в этом же районе в пределах Попигайской впадины изолированно развиты вулканические брекчии и лавы андезитового состава. За пределами Лаптевского шельфа ближайшие выходы верхнего мела установлены на о.Новая Сибирь в Восточно-Сибирском море, где они представлены терригенными угленосными отложениями мощностью до 300 м.

2. Тектоника

Строение шельфа моря Лаптевых определяется его расположением в пределах центральной части континентальной окраины Евразийского материка. На западе к шельфу подходят древнее Таймыро-Североземельское поднятие и складчатые раннекиммерийские структуры Таймыра. В юго-западной части море Лаптевых омывает Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский и Приверхоянский перикратонные прогибы Сибирской платформы. В юго-восточной части в пределах шельфа продолжаются позднекимерийские складчатые структуры Верхоянской складчатой системы, а на востоке моря Лаптевых расположен Котельнический срединный массив. В пределах всего шельфа развит покровный неотектонический структурно-стратиграфический комплекс, отделенный от подстилающих отложений хорошо выраженной эрозионной поверхностью. Комплекс включает миоценовые-четвертичные отложения, мощность которых в пределах крупных грабенов может достигать 1200 м.

Ниже располагается плитный комплекс разного стратиграфического объема, который, в зависимости от возраста подстилающего фундамента, существенно различается по мощности в различных геотектонических блоках. На северо-западе шельфа, где фундамент сложен раннекиммерийскими складчатыми структурами Таймыра и более древними образованиями, возрастной диапазон плитного комплекса включает юрские-палеогеновые отложения. В центральной части шельфа моря Лаптевых, где в основании плитного чехла развит мощный параплатформенный комплекс на карельском кристаллическом фундаменте, плитный комплекс включает отложения верхнего мела-палеогена, а параплатформенный охватывает отложения от верхнего протерозоя до нижнего мела. В восточной части шельфа моря Лаптевых фундамент представлен позднекиммерийскими складчатыми структурами Верхоянской складчатой области. Плитный комплекс здесь включает отложения верхнего мела - палеогена. Районирование акватории по типу складчатого фундамента было проведено на основании анализа и геологической интерпретации магнитометрических и гравиметрических материалов. (Лазуркин, 1972, 1987, 1988.) Сейсмические данные позволили оценить объем осадочного чехла в различных геоблоках и дали возможность уточнить и детализировать геологическую структуру шельфа.

На основе сейсмостратиграфического анализа и сопоставления с окружающими территориями было произведено расчленение всего осадочного чехла. По совокупности этих данных в пределах шельфа выделены две окраинно-материковые плиты - Лаптевская и западная часть Восточно-Арктической. Границей между плитами является Омолойский глубинный разлом (шовная зона). Разлом скорее всего является продолжением на шельфе срединно-океанической рифтовой системы Северного Ледовитого океана.

Геологическое строение обеих плит принципиально различно. Восточно-Арктическая окраинно-материковая плита имеет позднекиммерийский складчатый фундамент. В составе этого фундамента на границе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского выделяется Котельнический срединный массив (Косько, 1980.) Мощность чехла этой плиты в пределах шельфа моря Лаптевых составляет, в основном 1-2 км. Только в отдельных отрицательных структурах она значительно больше-в Усть-Янском прогибе свыше 4 км, в Бельковской впадине более 6 км, в Анисинском прогибе более 3км.

Напротив на поднятиях мощность чехла может существенно сокращаться, например, на Восточно-Лаптевском поднятии она составляет не более 500м. Лаптевская окраинно-материковая плита развита в основном на древнем архейско-раннепротерозойском складчатом фундаменте. Суммарная мощность осадочного чехла в этой части шельфа достигает 12-13км, из них на плитный и покровный комплексы приходится 3-5км, а остальная часть разреза относится к параплатформенному основанию плиты. В северо-западной части шельфа, где фундамент представлен раннекиммерийскими складчатыми структурами или древними образованиями Северо-Таймырского поднятия, мощность чехла вряд ли превышает 3 км (Лазуркин, 1987,1988).

II. Палеогеографические реконструкции

В мезозойской части разреза в Атласе палеогеографических карт "Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое" характеристика шельфа приводится по четырем срезам - даются карты на карнийский век триаса, волжский век юры, альбский век раннего мела и на поздний мел. В очерке рассматривается история геологического развития всего мезозоя, чтобы осветить последовательную смену условий осадконакопления и более объективно охарактеризовать палеогеографические обстановки выбранных срезов.

http://jurassic.ru/

1. Триас

Триасовые отложения широко развиты в пределах шельфа моря Лаптевых и на сопредельных территориях. Весь регион в начале триаса продолжал унаследованно развиваться в палеозойско-нижнемезозойском этапе палеогеографического развития.

В первой половине индского века на западе региона продолжали накапливаться терригенно-вулканогенные отложения.

К востоку эти породы исчезают, и уже в районе устья р.Оленек нижняя половина индского яруса представлена пестроцветными алевролитами и песчаниками с большим количеством туфогенного материала. Еще далее к востоку в районе Оленекской протоки и в Северном Верхоянье отложения индского яруса выпадают из разреза, чем фиксируется перерыв на рубеже перми и триаса в этой части района. Наличие латеритной коры выветривания на Оленекской протоке указывает на выравненный рельеф и общее прекращение осадконакопления на востоке района (Лазуркин и др., 1982). Семена теплолюбивых араукарий в туффитовых отложениях индского яруса в дельте р.Оленёк и факт развития латеритных кор выветривания свидетельствуют о влажном и жарком климате в это время.

Проведенное районирование по суше хорошо подтверждается и на шельфе. По материалам сейсмических работ к западу от 121° в.д. в толще пород верхнепалеозойского-мезозойского комплекса фиксируется специфическая серия динамически выразительных отражающих горизонтов, интерпретируемая как туфолавовые образования верхней перми-нижнего триаса (Иванова и др., 1989).

С начала оленекского века трансгрессия с северо-востока, вероятно, захватила весь шельф моря Лаптевых и прилегающие районы суши. Вероятнее всего, она продолжалась до середины ладинского века. На юге Лено-Анабарского района в разрезах триаса отмечены многочисленные перерывы в осадконакоплении, в то время как на севере, в районе побережья встречены практически полные разрезы этого временного интервала. С юга на север увеличивается сортированность обломочного материала, уменьшается количество конгломератов в разрезе и существенно увеличивается мощность отложений от первых метров до 400-600 м. Многочисленная фауна аммоноидей и пелеципод свидетельствует о нормально морских условиях. Частые скопления фауны в отдельных горизонтах -- ракушняках и во внутриформационных конгломератах, говорят о мелководных прибрежно-морских условиях формирования триасовых толщ.

Со второй половины ладинского века намечается начало регрессии, которая постепенно нарастала в течение всего позднего триаса. Для карнийского века, соотношение палеогеографических обстановок показано на палеогеографической карте 1.1. К концу карния море постепенно покидает центральную часть шельфа. Об этом свидетельствует то, что карнийские отложения от Хатангского залива на западе до м.Буорхая на востоке почти повсеместно перекрыты породами плинсбахского яруса нижней юры. Лишь в устье р.Оленек в основании юрских отложений установлена маломощная толща базальных отложений, отнесенная к более древним горизонтам нижней юры-породам геттангского-синемюрского ярусов. Мощность пород карнийского яруса, в основном песчаников, алевролитов, аргиллитов, в меньшей степени конгломератов, составляет в прибрежных районах центральной части шельфа моря Лаптевых от 40 до 270 м. Фауна малочисленна, встречается много растительного детрита. Скорее всего это свидетельствует о мелководных прибрежно-морских условиях в западной части шельфа моря Лаптевых.

Границей западной и восточной частей шельфа служит зона Омолойского глубинного разлома. Разлом протягивается от м.Буорхая в субмеридиальном направлении и существенно влияет на протяжении позднего триаса на развитие геоблоков, расположенных к западу и к востоку. К востоку от зоны разлома предполагаются стабильные условия более глубокого моря. Здесь в предедах Верхоянской геосинклинали в карнийский век накопились флишоидные морские толщи. Отложения представлены тонким переслаиванием аргиллитиов, алевролитов и песчаников с многочисленными тонкостенными пелециподами. Отмечается постепенный переход этой толщи в породы норийского возраста. Мощность пород верхнего триаса составляет в восточной части шельфа моря Лаптевых от 450 до 900 м. Зона Омолойского глубинного разлома отделяет западную часть шельфа моря Лаптевых развивавшуюся в параплатформенных условиях (Лаптевская окраинно-материковая плита), от восточной части, где в это время существовал геосинклинальный режим.

Области сноса и аккумуляции были на протяжении всего триаса достаточно стабильны. Судя по строению разрезов, холмистые низкогорные области располагались на месте Средне-Сибирского плоскогорья (Сибирской платформы) и на большей части Таймыра. Лишь в зоне раннекиммерийской складчатой области выделяются относительно высокие горы. Между холмистой местностью Средне-Сибирского плоскогорья и областью мелкого моря вдоль южного побережья моря Лаптевых располагалась полоса аллювиальных и озерных равнин.

2. Юра

Завершение раннекимерийской складчатости в позднем триасе привело к существенной перестройке структурного плана. Значительные области Горного Таймыра превратились в активную область сноса и лишь на востоке региона сохранялся геосинклинальный режим (Верхоянье-Новосибирские острова). Непрерывный переход от триаса к юре в режиме нормального морского бассейна устанавливается на Новосибирских островах, где граница между системами проведена внутри монотонной пачки аргиллитов.

http://jurassic.ru/

На обширной территории к югу от шельфа существовала область платформенного развития с холмистым рельефом. В начале юры краевые части этой области подверглись трансгрессии. Начиная с геттангского и синемюрского веков море постепенно проникает с северо-востока в юго-западную часть региона.

В нижней юре морской бассейн в пределах южной части шельфа был мелководным, о чем свидетельствуют прослои с мелкой косой слоистостью, линзовидная смена одних пород другими, и многочисленные включения в алевро-песчаных и глинисто-алевритовых осадках битых створок раковин. Отмечается также расеянная галька изверженных, осадочных и метаморфических пород. Фауна постепенно становится более разнообразной, что также указывает на расширение трансгрессии. Состав фауны позволил В.Н. Саксу (1961) установить связь юрских морей региона с морями Европы и северной части Тихого океана. Более грубый (песчаный) состав отложений вверх по разрезу указывает, вероятно, на усиление движений в областях сноса. Начиная с келловея постепенно наступает регрессия. Море сохраняется в северной части Лено-Анабарского прогиба, но покидает южные части региона, в кимериджский и оксфордский века осадконакопления на юго-западе шельфа не было.

Периодическое наступание и отступание юрского моря с севера на юг Лено-Анабарского прогиба устанавливается по широкому развитию базальных конгломератов в отложениях плинсбахского, ааленского, байосского и волжского ярусов. На северных склонах Сибирской платформы отмечается различная глубина предюрского размыва, всегда значительно большая на юге, чем на севере. Судя по невыдержанному характеру разрезов нижней и средней юры на южном борту Лено-Анабарского прогиба и наличию большого количества конгломератов, в данном районе происходила миграция береговой линии юрского моря. Большое разнообразие типов пород, которыми представлены гальки в конгломератах на южном борту Лено-Анабарского прогиба (гнейсы, кристаллические сланцы, карбонатные породы, нефелиновые сиениты, кварциты, базальты) резко контрастирует с обедненным составом галек (в основном это породы траппового и кварцевого состава) в пределах северного борта структуры. Это указывает на снос обломочного материала с расположенной южнее Центрально-Сибирской суши. Новая трансгрессия, которая была максимальной в юре, приходится на волжский век. На этот срез составлена палеогеографическая карта 1.2.

На карте показано, что в позднеюрскую эпоху Омолойский глубинный разлом продолжал активно влиять на историю геологического развития Лаптевского шельфа. К востоку от разлома в позднеюрскую эпоху продолжал существовать относительно глубокий морской бассейн, в котором накапливапись существенно глинистые отложения волжского века. Мощность отложений волжского яруса в этом регионе 660-1100м.

К западу от разлома существенно меняются литологический состав, мощности и взаимоотношения волжских отложений с подстилающими породами. Волжские отложения в большинстве разрезов несогласно перекрывают пермские и триасовые породы, а также различные горизонты средней и верхней юры от байосских до оксфордских. Лишь в отдельных разрезах (на Восточном Таймыре и в Нордвикском районе) отмечен постепенный переход между отложениями кимериджского и волжского ярусов. Состав отложений волжского яруса в разных разрезах изменчив. В одних разрезах они представлены только песчаниками, в других отмечены аргиллиты и алевролиты. Существенно меняется и мощность отложений; в низовьях р.Лены, колебания мощности составляют 80-280 м, а на юго-западе шельфа мощность отложений волжского яруса сокращается до 5-25 м.

Богатство и разнообразие фауны, состав аутигенных минералов и анализ обменного комплекса глинистых пород указывают на типично-морские условия формирования волжских отложений. Особенности строения разрезов волжских отложений к западу от Омолойского разлома характеризуют скорее всего нестабильные условия мелкого моря. Анализ минералогических особенностей отложений позволил З.З. Ронкиной (1965) установить, что высокие устойчивые поднятия сохранялись в поздней юре только на Таймыре, -- Центрально-Сибирская суша была в поздней юре холмисто-равнинной областью. Судя по строению разрезов между указанными областями и шельфом намечаются аллювиально-морские равнины.

3. Ранний мел.

Начало раннемелового этапа полностью наследует палеогеографическую обстановку юры. Повсеместно отложения бериасского яруса почти не отличимы от волжских пород.

В пределах Лено-Анабарского прогиба морской режим преимущественно мелкого моря сохраняется на протяжении бериасского и начала валанжинского веков. Со второй половины валанжина -- начала готерива море постепенно уходит из этого района и на обширной аккумулятивной равнине устанавливаются лагунные условия. Морские отложения начала раннего мела с многочисленной фауной глубокого и мелкого моря, которая близка к Тихоокеанской зоогеографической провинции, постепенно сменяются глинисто-алевритовыми осадками с растительным детритом, а затем и с линзами угля. В опресненных водоемах обитали пресноводные моллюски, на заболоченных участках произрастали папоротники.

Граница между морскими и угленосными отложениями в пределах региона была не синхронна. На западе шельфа в Нордвикском районе смена обстановок произошла в течение готеривского века, а на о.Б. Бегичев и на Восточном Таймыре в начале барремского века. Напротив, в среднем течении р.Лены граница между угленосными и морскими отложениями опускается к подошве верхней юры. В районе Новосибирских островов

http://jurassic.ru/

морские условия в мелу возможно сохраняются до аптского века; только нерасчлененные аптские-альбские отложения являются угленосными.

Морские отложения нижнего мела повсеместно представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. От южного борта Лено-Анабарского прогиба к северному мощность этих отложений постепенно нарастает, достигая максимума в 500-600 м в районах низовьев р.Оленёк и Оленёкской протоки. На Новосибирских островах максимальная мощность морских пород нижнего мела порядка 400 м. Регрессия моря привела к формированию аллювиальных и озерных равнин, где накапливались преимущественно песчаные, слабо отсортированные осадки с многочисленными растительными остатками. На заболоченных участках произрастала богатая растительность, которая явилась материалом для образования углей.

Вероятно, к началу аптского века произошло замыкание Верхоянской геосинклинальной системы, во всяком случае в районе Новосибирских островов, где между аптскими-альбскими угленосными отложениями и подстилающими породами установлено угловое несогласие. В этом районе, на месте завершившей геосинклинальное развитие Верхоянской системы была образована обширная аллювиальная и озерная равнина, где в отдельных заболоченных участках накапливались угленосные отложения. Мощность угленосных отложений на о.Котельный не превышает 200 м.

К западу от Омолойского разлома, в пределах большей части шельфа моря Лаптевых и в примыкающих к шельфу северных частях Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов угленосные отложения, вероятно, формировались в условиях аллювиально-морской равнины, т.е. равнины, куда периодически проникали морские воды. На такой характер палеогеографический обстановки указывают выдержанные по простиранию на десятки и сотни километров угленосные пачки и даже отдельные пласты углей внутри угленосной толщи, которые прослежены от низовьев р.Лены до района нижнего течения р.Оленёк. Мощность угленосных отложений в Лено-Анабарском районе возрастает в северо-восточном направлении от 400 м в нижнем течении р.Анабар до 2000-2400 м в низовьях р.Лены.

В альбском веке (карта 1.3) высокие горы и обрамляющие их холмистые области располагались в западной и юго-западной частях региона (Таймыр, Анабарский массив). Они реконструируются на основании анализа распределения минералов тяжелой фракции в меловых породах (Ронкина, 1965, 1984) и по составу грубо-обломочного материала в редких конгломератах, встреченных в меловых отложениях в Лено-Анабарском прогибе (Эрлих, Видмин-Лобзин, 1980). Между этими областями и аллювиально-морской равниной в юго-западной части рассматриваемого региона предполагается аллювиальная и озерная равнина. О такой палеогеографической обстановке говорят развитые в данном районе плохо выдержанные по простиранию угленосные пачки и отдельные пласты углей, формировавшися скорее всего в отдельных изолированных водоемах.

4. Поздний мел

Завершение геосинклинального развития Верхоянья в конце раннего мела превратило большую часто рассматриваемой территории в область денудации. Наряду с прекращением осадконакопления на большей части территории суши (карта 1.4), о наступлении нового этапа развития, вероятно, свидетельствуют и проявления вулканической деятельности (Лено-Анабарский прогиб, Новосибирские острова, Попигай) на рубеже ранней и поздней меловой эпох. Угленосные отложения Новосибирских островов содержат невыдержанные пласты бурых углей, отпечатки листьев, обломки древесины и целые стволы деревьев. Кроме обычных глин, алевритов и песчаников в отложениях верхнего мела залегают туфогенные пески. Характерно изменение минералогического состава пород по сравнению с породами нижнего мела. По возрасту это сеноманские-туронские отложения, их мощность порядка 300 м. Скорее всего эти отложения формировались в условиях аллювиальной и озерной равнины, развившейся на месте Верхоянской складчатой области к востоку от Омолойского разлома. По данным сейсморазведочных работ мощность этих пород на шельфе невелика.

На большей части акватории, к востоку от Омолойского разлома, мощность отложений изменяется от 300 до 500 м, и только в отдельных локальных впадинах, например в Бельковской, мощность пород достигает 2 км.

К западу от разлома палеогеографические условия, вероятно, были несколько иными. Интерпретация сейсмических материалов по шельфу моря Лаптевых (Иванова и др., 1989) позволяет считать, что верхнемеловой комплекс представлен различными фациями дельтовых отложений, угленосными и вулканогенно-осадочными образованиями, покрывающими плащом центральную часть шельфа. Мощность этих отложений значительна и составляет от 1 до 3 км. Вероятнее всего, они сформированы на аллювиально-морской равнине в условиях общего опускания.

В обоих районах шельфа, к западу и к востоку от Омолойского разлома, верхнемеловые отложения залегают в основании плитного комплекса, повсеместно развитого на арктическом шельфе.

http://jurassic.ru/

5. Основные черты палеогеографии мезозоя

Рассматривая мезозойскую историю развития региона в целом, можно наметить некоторые общие закономерности палеогеографического развития региона. Каждый новый этап палеогеографического развития начинается с трансгрессии и заканчивается регрессией при общем последовательном уменьшении морских бассейнов. На смену общей регрессии конца палеозоя, достигшей максимума во второй половине индского века, приходит крупная трансгрессия, которая началась в оленекский век триаса. Достигнув максимума в анизийский век, она сменяется общей регрессией в конце триаса. Юрская трансгрессия имела два максимальных пика в плинсбахском и волжском веках. При этом позднеюрская трансгрессия по существу постепенно переходит в нижнемеловую. Со второй половины нижнего мела во всем регионе постепенно устанавливается лагунно-континентальный режим и повсеместно формируются угленосные отложения. В верхнемеловую эпоху продолжается усиление континентального режима. Характерной чертой рассматриваемого региона в мезозое является постоянное расположение крупного источника сноса в пределах Сибирской платформы. Об этом свидетельствует возрастание полноты всех стратиграфических подразделений мезозоя от Сибирской платформы в сторону шельфа моря Лаптевых и Верхоянья, увеличение в том же направлении сортированности отложений, последовательного замещения песчаников алевролитами и аргиллитами. В этом же направлении в пределах Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов возрастает и мощность синхронных отложений. Обеднение состава валунно-галечного материала происходит также по направлению от Сибирской платформы. После завершения складчатости на Таймыре, с конца триаса -- начала юры, в качестве крупной области сноса стал выступать Горный Таймыр.

Источниками сноса за пределами рассматриваемого региона являлись Срединно-арктическая суша (Ронкина, 1965, 1984) и поднятие Де-Лонга (Преображенская и др., 1975). С позднего мела, после завершения складчатости в Верхоянской складчатой системе, она становится одним из основных источников сноса для шельфа моря Лаптевых.

МОРЯ ВОСТОЧНО — СИБИРСКОЕ И ЧУКОТСКОЕ

МЕЗОЗОЙ

Я.И. Полькин

Чукотское и Восточно-Сибирское моря расположены в восточном секторе Советской Арктики. В административном отношении они охватывают Чукотский национальный округ и северную часть Якутской АССР. Южной границей рассматриваемого региона является береговая зона перечисленных морей, северной -- континентальное подножье, западной -- 138° в.д., а восточной -- 162° в.д.

Основными материалами, использованными при составлении настоящего очерка и палеогеогарафических карт, являются результаты геологических наблюдений на материках и островах, данные мелкого картировочного бурения, донного опробования и драгирования на акваториях морей, а также материалы магнитных и гравиметрических исследований (Восток СССР, т.8, 1984; моря Советской Арктики, т.9, 1984). Особенно важными источниками информации в пределах акваторий являются сейсмические исследования МОВ и КМПВ, выполненные в пределах Чукотского моря (Grantz et al., 1975; Коган, 1981), острове Земля Бунге архипелага Новосибирские острова (Пискарев и др., 1975), а также отдельные пункты сейсмических зондирований вдоль северной окраины шельфа (Виноградов и др., 1974).

I. Геолого-стратиграфическая основа палеогеографических реконструкций.

1. Основные процессы рельефо- и осадкообразования.

Основной особенностью процессов рельефообразования и осадкообразования рассматриваемого региона в мезозойскую эпоху является тесная их взаимосвязь с историей геологического развития, пережившего геосинклинальный, орогенный и платформенный этапы (Восток СССР, т.8, 1984; моря Советской Арктики, т.9, 1984). На геосинклинальном этапе ($T\text{-}J_{1\text{-}2}$) происходило интенсивное осадконакопление в интрагеосинклинальных прогибах позднекиммерийских систем, а в пределах Восточно-Сибирской-Чукотской плиты, преимущественно, слабое осадконакопление во внутриплатформенных депрессиях.

В орогенный этап ($J_3\text{-}K_1$) осуществлялись интенсивные процессы горообразования, размыв складчатых структур и накопление моласс в передовых и межгорных прогибах.

В позднемеловую эпоху рассматриваемые акватории морей вступили в платформенный этап развития, который характеризовался формированием платформенного чехла, а в пределах складчатого обрамления Чукотского п-ва и островов -- эпигеосинклинальным поднятием и размывом.

http://jurassic.ru/

2. Рельеф дна шельфа и континентального склона.

Преобладающим типом рельефа шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей являются морские аккумулятивные равнины, а вдоль побережий -- хорошо выраженные абразионно-аккумулятивные отмели.

Эти равнины местами осложнены подводными банками (Геральда, Де-Лонга и др.), а также подводными долинами пересекающими их от побережий до материкового склона. Так, на шельфе Восточно-Сибирского моря установлены подводные долины субмеридионального простирания -- Бунге, Санниковская, Приколымская, а на шельфе Чукотского моря -- крупная подводная долина Хоуп.

Эти морские аккумулятивные равнины шельфов в сторону океана обрываются материковым склоном, который имеет местами сложный ступенчатый характер, особенно на участках прилегающих к Восточно-Сибирскому шельфу. Континентальный склон мористее переходит в материковое подножье, представленное, обычно, пологонаклоненными волнистыми равнинами.

3. Литолого-стратиграфический очерк.

Отложения триасового возраста, в большинстве случаев, залегают согласно на подстилающих отложениях, но на островах Котельном, Врангеля и Северном Верхоянье устанавливается между ними четкое несогласие. Они представлены морскими отложениями, содержащими обильную фауну и сложены преимущественно глинами, глинистыми сланцами, аргиллитами, на хр.Брукса (Северная Аляска) -- кремнистыми сланцами, а на о.Котельном -- с линзами и прослоями известняков, доломитов и гипсов. На о.Врангеля и на Чукотком п-ве отложения триаса имеют ритмичный (флишоидный) характер переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Кроме того на о.Котельном и Чукотком п-ве в нижней части разреза часто присутствуют интрузивные тела долеритов. Общая мощность отложений триаса в пределах хр.Брукса (Северная Аляска) -- составляет более 250 м, на Чукотском п-ве -- 4200 м, на о.Врангеля -- 2270 м, а на о.Котельном до 1030 м (Косько, 1984; Полькин, 1984[1]).

Ранне-среднеюрские отложения представлены морскими терригенными породами, которые с перерывом залегают на подстилающих комплексах. Они сложены в основном аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, а на острове Земля Бунге -- песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов с линзами каменного угля и обломков углефицированной древесины общей мощностью -- 310-337 м (Косько, 1984).

Позднеюрские отложения залегают с перерывом на подстилающих породах и, в большинстве случаев, сложены ритмичным переслаиванием глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, реже песчаников. В Северной Аляске в верхах разреза характерно присутствие граувакк, в районе Чаунской губы -- туфопесчаников, туффитов, кислых туфов, на участках Колючинской и Мечигменской губ, а также в бассейне р.Анюй -- спилитов, диабазов, андезито-базальтов, андезитов, кератофиров и их туфов, кремнистых пород. Мощность этих отложений на Аляске составляет более 3200 м, в районе Чаунской губы -- 2800 м, в бассейне р.Анюй -- 700-800 м, а на Новосибирских островах -- до 750 м (Решения ... 1978).

Нижнемеловые отложения повсеместно залегают с размывом на подстилающих комплексах. В их разрезе выделяются отложения берриас-барремского и апт-альбского ярусов. Берриас-барремские отложения представлены морскими фациями, состоящими преимущественно из переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. В бассейне р.Анюй эти песчаники вулканогенные, а на участке Чаунской губы в верхней части разреза -- аркозовые. Они содержат фауну ауцелл берриас-ранневаланжинского возраста. Мощность их колеблется от 400 м на о.Малом Ляховском, 1500-1600 м на Восточной Чукотке и Северной Аляске до 2400 м в бассейне р.Анюй и Чаунской губе (Решения ..., 1978).

Апт-альбские отложения сложены, преимущественно, континентальными отложениями состоящими из глин, алевролитов, песчаников, местами с линзами и прослоями туфов кислого состава и туфопесчаников с линзами и пластами каменного угля (4-25м), а в верхней части разреза на о.Котельном - лавовыми покровами липаритов и туфов (30-60м). Общая мощность их составляет более 500 м на о.Котельном и более 300 м в Колвиллском прогибе (Северная Аляска).

На побережье Чукоткого п-ва и Яно-Индигирской и Колымской низменностях апт-альбские отложения представлены, преимущественно континентальными вулканогенными поролами среднего и кислого состава и туфами, а также полимиктовыми и туфогенными осадочными породами. Апт-альбский возраст пород определяется по находкам растительных остатков. Мощность их составляет 380 м в районе Колючинской губы (Восточная Чукотка), 600 м в районе Чаунской губы и более 2000м в бассейне р.Анюй (Решения .... 1978).

Верхнемеловые отложения установлены только на о.Новая Сибирь, на Чукотском п-ве и Северной Аляске. Кроме того они вскрыты мелкими картировочными скважинами на островах Земли Бунге, Фаддеевском, в проливах Санникова и Гедельштрома, а сейсмическими исследованиями -- в пределах акваторий Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Эти отложения на Чукотком п-ве залегают без видимого несогласия на подстилающих породах раннемелового возраста, на островах Фадеевском и в южной части Земли Бунге, по данным бурения -- на коре выветривания липаритов апт-альбского возраста, а в северной части о.Земля Бунге

http://jurassic.ru/

на терригенных отложениях юрского возраста (Пискарев и др., 1975).

На Новосибирских островах рассматриваемые отложения сложены, преимущественно аргиллитоподобными глинами и алевритами с отдельными прослоями и пачками песков, галечников, гравелитов, изредка песчаников, алевролитов, туфопесчаников и бурых углей (6-10 м). Возраст их, по находкам растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов в нижних частях разрезов, устанавливается, как сеноманский, а в верхних -- туронский. Мощность отложений не превышает 280 м (Косько, 1984).

В пределах восточной Чукотки верхнемеловые отложения представлены андезитами, андезито-базальтами, трахилипаритами, липаритами и их туфами. В основании их местами присутствуют туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты с растительными остатками сеноманского возраста общей мощностью более 1500 м, а в верхней -- песчаники, алевролиты и конгломераты, содержащие растительные остатки от верхов кампана до датского яруса включительно мощностью 40-150 м (Решения..., 1978).

4. Использование сейсмических профилей и их интерпретация.

Шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей в геологическом отношении на сегодня являются наименее изученными из шельфовых областей Советской Арктики. Здесь также не проводились буровые работы. Интерпретация же гравиметрических и магнитометрических съемок в свете палеогеографических и палеотектонических реконструкций, позволяет лишь наметить самые общие схемы. В этих условиях одним из наиболее эффективных методов восстановления палеогеографических условий осадконакопления является сейсмостратиграфический анализ данных многоканального профилирования МОВ ОГТ. Поэтому в пределах шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей были выполнены, правда, в ограниченном количестве сейсмические исследования методами МОВ ЦЛ и КМПВ. По этим сейсмическим профилям был прослежен целый ряд отражающих горизонтов, а изучение характера сейсмозаписей между ними позволило выделить ряд седиментационных комплексов. Стратиграфическая привязка этих комплексов осуществлялась путем экстраполяции геологического строения островов и обрамляющей суши. Таким образом были выделены седиментационные комплексы нижнемелового и верхнемелового возрастов.

5. Тектоника.

Мезозойский этап тектонического развития региона является продолжением формирования его структуры, заложенной еще в позднем палеозое.

В тектонической структуре региона на основе историко-морфологического принципа и времени завершающей складчатости геосинклинального типа устанавливаются: Южно-Анюйско-Ляховская и Колючинско-Мечигменская эвгеосинклинальные (регмогеосинклинальные), Новосибирская и Чукотская миогеосинклинальные позднекиммерийские складчатые системы, а также Восточно-Сибирско-Чукотская эпипозднекиммерийская окраинно-конитнентальная плита.

Южно-Анюйско-Ляховская эвгеосинклинальная складчатая система прослеживается, в основном, вдоль побережья Восточно-Сибирского моря -- от истоков р.Анюй и нижнего течения р.Колымы, до острова Большой Ляховский, где она затухает. Колючинско-Мечигменская эвгеосинклинальная система установлена на Восточной Чукотке.

Новосибирская и Чукотская миогеосинклиналные складчатые системы (Полькин и др., 1977 [1,2]) распространены севернее Южно-Анюйско-Ляховской эвгеосинклинальной системы, где слагают складчатое основание южных частей шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также побережье Чукотского п-ва. На северо-западе и юго-востоке региона она охватывает соответственно Котельничевский и Чукотский срединные массивы, где вырождается и затухает.

В структуре геосинклинальных комплексов складчатых систем устанавливаются раннемезозойские и позднемезозойские структурные этажи. Раннемезозойский структурный этаж формировался в геосинклинальный этап развития складчатых систем, который охватывал триасовую и ранне-среднеюрскую эпохи. Он образован в миогеосинклинальных системах нижней терригенной формацией ранне-среднего триаса (> 2,3 км), терригенным флишем позднего триаса (> 2 км) и верхней терригенной формацией ранней и средней юры (> 800 м), а в эвгеосинклинальных системах -- аспидной формацией нижнего -- среднего триаса(1,5-2,6 км), терригенным флишем позднего триаса (3-3,5 км), спилито-кератофировой формацией поздней юры (700-850 м) и терригенным флишем берриас-валанжина раннего мела (до 2,5 км). Позднемезозойский структурный этаж обособился в раннеорогенный этап развития геосинклинальных систем. Он сопровождался формированием нижних моласс позднеюрского-раннемелового (неоком) возраста мощностью 2-6,5 км, а в эвгеосинклинальных системах-готеривского (> 1 км).

Восточно-Сибирско - Чукотская эпипозднекиммерийская окраинно-континентальная плита охватывает шельфы одноименных морей, а также прилегающие Яно-Колымскую, Приморскую и Ванкаремскую низменности. Она на востоке граничит по разломам с Бофортско-Канадской эпикаледонской окраинно-континентальной плитой, а на западе и юге с эпигеосинклинальными орогенными областями соответственно

http://jurassic.ru/

Новосибирской и Чукотской складчатых систем. На севере граница плиты проводится по внешней системе разломов континентального подножья.

Складчатый фундамент плиты гетерогенный. На большей южной ее части он образован структурами Новосибирской и Чукотской миогеосинклинальных, а также Южно-Анюйско-Ляховской эвгеосинклиналльной позднекиммерийских складчатых систем. По северной и западной окраинам плиты предполагается распространение фундамента байкальской и карельской консолидации. Причем, складчатый фундамент карельской консолидации, по геофизическим данным, устанавливается в пределах северной (архипелаг Де-Лонга) и северо-восточной (Чукотское море) ее частях, а складчатый фундамент байкальского возраста вскрывается на о.Врангеля, о.Бол. Ляховском и предполагается его распространение на о.Котельном и под отложениями, вдоль южной окраины архипелага Де-Лонга и севернее о.Врангеля.

Осадочный чехол в пределах плиты имеет широкое распространение, выделяются доплитный (промежуточный) и плитный структурные этажи. (рис. 1.1). Отложения доплитного структурного этажа развиты в границах распространения фундамента байкальской и карельской консолидации. В нижней части разреза его (R-C_1) он образован морскими терригенно-карбонатными отложениями ($\sim$ 10 км), в средней (C_2-J_2) -- морскими, преимущественно, терригенными (3,5 км), а в верхней (J_3-K_1 неоком) -- морскими терригенными ($>$1,0 км). Плитный структурный комплекс пользуется повсеместным распространением. Нижняя часть разреза его (K_1) представлена, в основном орогенными терригенныыми отложениями верхних моласс передовых и межгорных прогибов (1000 м), а также континентальными терригенными, местами угленосными отложениями, реже вулканогенными (100-350 м) внутриплитных впадин, средняя (K_2-P_{1-2}) -- континентальными терригенными, местами угленосными отложениями (1-2 км), а верхняя (P_2-Q) -- морскими, паралическими (угленосными) отложениями ($>$ 1000 м), реже вулканогенными ($>$ 20-123 м).

В структуре осадочного чехла плиты устанавливается, преимущественно, субширотная ориентировка структур, которая на западе (м.Лаптевых) приобретает северо-западное и субмеридиональное направление. Формирование этих структур чехла в южной части плиты осуществлялось, в основном, под влиянием постумных движений блоков складчатого фундамента, которое сопровождалось образованием внутриплитных прогибов (Южно-Чукотский, Благовещенский и др.) и валов (Анжу, Медвежинско-Чукотского и др.). В северной же части плиты структурообразование осуществлялось под влиянием океанического рифтогенеза, протекавшего в позднем кайнозое, в пределах Евразийского суббассейна, и сопровождалось формированием окраинно-шельфовых прогибов (Вилькицкого, Северо-Чукотского и др.) и окраинно-шельфовых валов (Воронина, Северного и др.)

II. Палеогеографические реконструкции региона.

В истории геологического развития рассматриваемого региона на протяжении мезозойского этапа устанавливается последовательный ряд эпох характеризующихся определенными закономерностями в смене условий осадконакопления, магматизма, тектонических и палеогеографических обстановок.

В настоящем очерке будут рассмотрены палеогеографические реконструкции региона на триасовую, юрскую, раннемеловую и позднемеловую эпохи.

1. Триас.

Начало триасовой эпохи (индский век), в пределах рассматриваемого региона, ознаменовалось регрессией моря обусловившей повсеместное несогласное залегание триасовых отложений на верхнепалеозойских отложениях (Полькин, 1984[2]).

В северных частях современных Чукотского и Восточно-Сибирского морей, охватывающих Восточно-Сибирско-Чукотскую окраинно-континентальную плиту, эта регрессия обусловила широкое распространение мелкого моря внутренней зоны шельфа, где происходило накопление преимущественно морских терригенных осадков мощностью до 100 м. Однако, местами устанавливаются подводные поднятия дна моря (Де-Лонга, Северо-Врангелевское, Срединно-Арктическое, Барровия и др.), которые характеризуются равнинным и холмистым, а Срединно-Арктическое, возможно, горным рельефом и были областями сноса и местными источниками обломочного материала в прилегающие морские депрессии и получившие широкое распространение, аллювиальные и прибрежно-морские равнины.

В пределах большей южной части региона охватывающего Чукотский п-в, хр.Брукса (Северная Аляска) и южные части Чукотского и Восточно-Сибирского морей распространялось глубокое море внешней зоны шельфа. Она отделена от района распростанения внутренней зоны шельфа морфологически выраженным структурным швом -- разломом, который прослеживается от Северной Аляски на востоке до островов Анжу (Новосибирские острова) на западе. Рельеф внешней зоны шельфа по данным палеогеографических реконструкций, был сложный. Судя по изменению мощности осадков отчетливо устанавливается цедый ряд линейных интрагеосинглинальных прогибов (Поляваамский, Экиатапский, Мачваамский, Лонгский и др.), интрагеоантиклинальных поднятий (Куульское, Иультинское, Алярмаутское, Врангелевское, Анжу и др.) и срединных массивов (Чукотско-Сьюардский, Котельничевский). Все эти прогибы и поднятия имеют северо-

http://jurassic.ru/

западное простирание, согласное с генеральным простиранием Новосибирской и др. геосинклинальных систем. Часть поднятий были подводными, но некоторые возвышались над поверхностью моря в виде островов или цепочек островов и, судя по всему, имели холмистый характер рельефа. По имеющимся материалам эти поднятия являлись областями сноса и местными источниками обломочного материала в прилегающие морские равнины аккумуляции и морские бассейны.

В пределах же интрагеосинклинальных прогибов происходило устойчивое прогибание и накопление аспидной формации в более глубоководных и внутренних их частях, а на внешних -- алевритов, глин и песчаников мощностью 300-450 м (Решения..., 1978). Однако, на Котельничевском срединном массиве прогибание осуществлялось в условиях обмеления и сопровождалось аккумуляцией глин и аргиллитов с прослоями известняков и доломитов, сидеритов, гипса и единичными покровами базальтов, общей мощностью 10-35 м (Косько, 1984). Нужно отметить, что для отложений индского века характерно широкое распространение линз и прослоев кремней и проявление основного магматизма не только на Котельничевском массиве, но также на Чукотском п-ве и хр.Брукса (Северная Аляска).

К раннему триасу относится начало формирования Южно-Анюйско-Ляховского эвгеосинклинального (регмагеосинклинального) прогиба. Этот прогиб ограничен разломами и простирается от нижнего течения р.Колымы на востоке в северо-западном направлении до острова Бол. Ляховского на западе, где он замыкается. В пределах его на протяжении раннего и среднего триаса происходило накопление аспидной формации мощностью 1,5-2,5 км. Это свидетельствует о некомпенсированном прогибании регмагеосинклинали и достаточно глубоководных условиях седиментации (Сеславинский, 1970). К раннему триасу относится также начало формирования Колючинско-Мечигменского эвгеосинклинального (регмагеосинклинального) прогиба, в пределах которого осуществлялось формирование морской терригенной формации мощностью до 1 км. В оленекском веке началась обширная трансгрессия моря, которая продолжалась также и в анизийском веке. Эта трансгрессия не привела к какому-либо изменению структурного плана региона, но сказалась в сокращении границ областей сноса и углублении моря в юго-восточном направлении, которое, судя по палеонтологическим данным через Восточную Чукотку и Северную Аляску, имела связь с Тихим океаном. В северной части региона продолжалось распространение мелкого моря внутренней зоны шельфа нормальной солености. Однако, вследствие трансгрессии заметно сократились участки холмистых областей сноса в пределах поднятий Де-Лонга, Северо-Врангелевского, Барровии и горной области сноса-Срединно-Арктической, а также аллювиальных и морских равнин аккумуляции.

В пределах внешней зоны шельфа трансгрессия моря также сопровождалась уменьшением участков холмистых областей сноса Врангелевского интрагеоантиклинория и Чукотско-Сьюардского срединного массива, а существовавшие ранее Куульское, Иультинское, Алярмаутское интрагеоантиклинали стали подводными. На участках этих интрагеоантиклиналей происходило накопление относительно мелководных отложений, представленных, преимущественно, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с растительным детритом и с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов (Решения..., 1978).

Котельничевский срединный массив, видимо, испытал относительное поднятие с чем связана аккумуляция в мелководных условиях глин с фосфоритовыми и пиритовыми конкрециями, прослоями сидеритов, известняков и гипса (Косько, 1984). В интрагеосинклинальных же прогибах осуществлялось накопление более глубоководных осадков, представленных переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, известковистых песчаников с известковистыми конкрециями мощностью до 3600 м. Наличие в этих осадках пелеципод рода Posidonia и др. по мнению В.А. Басова, свидетельствует о накоплении их в условиях относительно глубокого моря (Решения..., 1978).

В ладинский век произошла регрессия моря, что привело к повсеместному распространению в пределах шельфа мелкого моря и к прекращению связи с Тихим океаном. Однако, несмотря на регрессию моря сохраняется Южно-Анюйско-Ляховский глубоководный эвгеосинклинальный (регмагеосинклинальный) прогиб. Вследствие этой регрессии из-под уровня моря вышли значительные участки областей сноса: Чукотско-Сьюардского срединного массива, Врангелевского, Куульского и Алярмаутского интрагеоантиклиналей, Прибрежной эвгеоантиклинали, а в северной части региона -- Северо-Врангелевского, Де-Лонга, Барровии и Срединно-Арктического поднятий. Большинство этих областей сноса характеризовались холмистым рельефом, а Срединно-Арктическая -- горным. Регрессия моря обусловила также значительное расширение распространения морских равнин аккумуляции. Во впадинах и интрагеосинклинальных прогибах в условиях мелкого моря происходило накопление, в основном, песчаных осадков бедных палеонтологическими остатками, часто с пачками углистых алевролитов и аргиллитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. К сводам поднятий и интрагеоантиклиналей обычно устанавливается увеличение песчанистости вплоть до преобладающей. Мощность этих осадков на Чукотком п-ве составляет 300-450 м. На Котельническом срединном массиве осадки ладинского яруса представлены аргиллитами и глинами с прослоями и линзами известняков, доломитов и сидеритов мощностью от 5-10 до 80 м (Косько, 1984).

В карнийском веке началась новая трансгрессия моря (карта 1.1), которая охватила весь регион и с рядом кратковременных регрессий продолжалась почти до конца норийского века триаса. В северной части его сохранилось мелкое эпиконтинентальное море внутренней зоны шельфа, где в депрессиях происходило накопление, преимущественно, морских терригенных осадков мощностью до 100 м. Существующие здесь

http://jurassic.ru/

участки холмистых (Северо-Врангелевское, Де-Лонга, Барровии) и горных (Срединно-Арктическое) областей сноса значительно уменьшились в размерах и служили областями сноса терригенного материала. Сократились также границы распространения аллювиальных и морских равнин аккумуляции.

В южной части региона распространялось глубокое море внешней зоны шельфа, которое, судя по палеонтологическим данным, было открыто в сторону Тихого океана на участке Восточной Чукотки и Северной Аляски. Причем, вследствие этой трансгрессии, большинство интрагеоантиклиналей погрузилось под уровень моря и стало подводными и только холмистые вершины Врангелевского, Алярмаутского и Приморской интрагеоантиклиналей, а также Чукотско-Сьюардского срединного массива возвышались над поверхностью моря и были областями сноса. Однако границы этих областей сноса, как и смежных с ними холмистых равнин аккумуляции значительно уменьшились. В интранеосинклинальных же прогибах (Паляваамский, Лонгский, Благовещенский и др.) происходило накопление ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью более 2000 м. Судя по характеру этой ритмичности осадки представлены флишем или флишоидами, а наличие фауны пелеципод и особенно рода Halobia и др. по мнению В.А. Басова, свидетельствует о том, что накопление их происходило в условиях относительно глубокого моря (Решения..., 1978; Корчинская, 1977).

Южно-Анюйско-Ляховский эвгеосинклинальный (регмагеосинклинальный) прогиб в карнийском веке стал сушей с равнинным, местами холмистым рельефом.

Основными источниками обломочного материала геосинклинальных систем были обширные северные поднятия Де-Лонга, Срединно-Арктическое и Барровии и, в меньшей мере, внутренние геоантиклинальные поднятия Верхояно-Колымской, Новосибирской и др. геосинклиналей.

В рэтский век происходит регрессия моря, которая обусловила нарушение нормальной солености моря в сторону засолонения, а также формирование однообразного состава морской фауны, представленной одними фораминиферами. Вследствие этой регрессии моря в локальных депрессиях осуществлялось накопление аргиллитов и аргиллитоподобных глин с прослоями сидеритов, известняков, реже песчаников с сидеритовыми, пиритовыми и фосфатными конкрециями мощностью более 100 м.

2. Юра.

Палеогеография ранне-среднеюрских эпох формировалась под влиянием начальной стадии (собственно геосинклинальной) развития Новосибирской и др. геосинклиналей, а позднеюрской эпохи -- ранне-орогенной.

Раннеюрская эпоха началась трансгрессией моря, которая распространялась с востока на запад и, судя по палеонтологическим данным, имела связь с Тихим океаном. Эта трансгрессия охватила весь регион, однако конфигурация морских бассейнов, расположение прогибов и поднятий, в общих чертах, были унаследованы с позднетриасовой эпохи.

В северной части региона в раннеюрскую эпоху, также как и в позднетриасовую эпоху, распространялось мелкое море в пределах внутренней зоны шельфа, в котором, судя по данным с Северной Аляски (Detterman, 1973) происходило накопление морских терригенных осадков мощностью 100-150 м. Причем, вследствие кратковременной ретской регрессии, здесь устанавливаются стратиграфические несогласия между триасовыми и юрскими отложениями. Существующие с позднетриасовой эпохи области сноса Де-Лонга, Средне-Арктическая и др. почти не изменили своих контуров и характеризовались соответственно холмистым и горным рельефом (Ронкина, 1984).

В южной части региона, как и в триасовую эпоху, также распространялось глубокое море в пределах внешней зоны шельфа с аналогичным расположением поднятий интрагеоантиклиналей и прогибов интрагеосинклиналей. Это море судя по присутствию фауны Otapiria на протяжении геттангского и синнемюрского веков было достаточно глубоким, превышающим обычные глубины шельфов, а позднее -- мелководным (Корчинская, 1977). В пределах его западной части (Новосибирские острова) происходило непрерывное накопление с позднего триаса в основном аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников мощностью до 300 м (Косько, 1984), а в юго-восточной (р.Раучуа) -- глинистых и песчано-глинистых сланцев мощностью до 200 м.

Южно-Анюйско-Ляховский и Колючинско-Мечигменский эвгеосинклинальные (регмагеосинклинальные) прогибы на протяжении ранней юры, по-видимому, испытывали частную инверсию и геоантиклинальный режим развития, сопровождавшийся размывом образовавшихся поднятий.

В среднеюрскую эпоху (байос) происходит регрессия моря, вследствие чего значительно увеличились области сноса в пределах поднятий Де-Лонга, Срединно-Арктического и др., а также антиклинориев Приморского, Анжу (Новосибирская геосинклиналь). Возможно весь Чукотский п-в, юго-восточная часть Чукотского моря, о.Врангеля и полуостров Сьюард (Чукотская и Южно-Анюйско-Ляховская геосинклинали) также вышли из-под уровня моря и стали областями сноса. Вследствие этой регрессии прекращается связь Бореального бассейна с Атлантическим бассейном и была затруднена связь с Тихим океаном.

http://jurassic.ru/

Осадконакопление осуществлялось только в западной (Новосибирские острова) и северной (Северо-Чукотский прогиб и Чукотская впадина) частях региона, где в условиях мелкого моря происходило накопление терригенных осадков мощностью соответственно 200 м и до 600 м (Косько, 1984; Полькин, 1984[1]).

В позднеюрскую эпоху вследствие начала орогенной стадии развития Новосибирской и др. складчатых систем происходит структурная перестройка региона и его палеогеографических обстановок. В связи с этим повсеместно осуществляется регрессия моря, наметившаяся еще в среднеюрскую эпоху и расширение холмистых областей сноса, особенно на Чукотком, Сьюардском полуостровах, Врангелевском, Приморском, Анжу геоантиклинальных поднятиях, поднятиях Де-Лонга и Срединно-Арктическом. Интрагеосинклинальные же прогибы испытывают инверсию сопровождающуюся ростом в пределах их островов, цепочек островов и срединных зон поднятий (кордильер) а в смежных участках-образование межгорных прогибов (Южно-Чукотский, Раучуанский, Благовещенский и др.) или на окраинах платформ -- краевых прогибов (Новосибирский, Колвиллский). В этих орогенных прогибах происходило накопление нижних моласс мощностью 1-2 до 3 км. Причем в межгорных прогибах отмечаются проявления подводной, а возможно и надводной вулканической деятельности, сопровождающейся формированием вулканов и накоплением в Раучуанском прогибе туфов, туфопесчаников, алевролитов и туфогенных песчаников общей мощностью 2800 м.

Эта общая активизация тектонических движений региона проявилась и в повторном возобновлении геосинклинального режима развития в киммериджском и волжском веках (карта 1.2) в Южно-Анюйско-Ляховском (Сеславинский, 1970) и, предположительно, в позднеюрско-раннемеловом веках в Колючинско-Мечигменском (Воеволин и др., 1988) эвгеосинклинальных (регмагеосинклинальных) прогибах. Но это развитие уже носило эвгеосинклинальный характер и сопровожалось подводными излияниями спилитов, андезитов, индезито-базальтов, кератофиров и их туфов, а также накоплением яшм и кремнистых сланцев общей мощностью до 1 км. Присутствие в разрезе яшм и кремнистых сланцев с обильными остатками радиолярий свидетельствует, вероятно, о некомпенсированном погружении и достаточно большой глубоководности прогибов. Это позволило отнести их в группу глубоководных впадин окраинных морей. На относительную глубоководность Южно-Анюйско-Ляховского прогиба также указывает достаточно крутой его северный склон. Об этом свидетельствует широкое развитие в пределах этого склона и его подножья глыбовых вулканомиктовых конгломератов, брекчиевых и шаровых лав спилитов, а также остатки мелководных пелеципод, вероятно перемещенных оползнями по склону Приморского поднятия. Это поднятие прослеживается севернее прогиба и имело холмистый или равнинный рельеф и было местным источником обломочного материала.

3. Ранний мел.

Палеогеография раннемеловой эпохи формировалась на протяжении от готеривского или барремского веков под влиянием раннеорогенной, с аптского, местами с барремского, веков -- позднеорогенной стадий развития Новосибирской и др. складчатых систем.

В берриас -- ранневаланжинскую эпоху палеогеографическая обстановка региона мало отличалась от волжского века позднеюрской эпохи. Об этом свидетельствует непрерывное накопление на протяжении этих эпох морских терригенных отложений (>700 м). Однако, со второй половины валанжинского века началась заметная регрессия моря обусловившая повсеместную постепенную смену накопления морских терригенных отложений на континенитальные, преимущественно, угленосные отложения. Эта регрессия, по-видимому, прервала связь Сибирского бассейна с Атлантическим бассейном и затруднила ее с бассейном Тихого океана. Возможно еще в готеривском веке она осуществлялась через проливы на участках низовьев р.Колыми и р.Макензи (Восточная Аляска) (Сакс и др., 1963).

В готеривском веке, в связи с началом складчатости в Южно-Анюйско-Ляховской эвгеосинклинали (регмагеосинклинали) и инверсии усилилась регрессия раннемелового моря не только в готеривском, но и в барремском веках. Это обусловило образование в ее пределах центрального поднятия и местами отсутствие отложений готерива и баррема, а на Северной Аляске -- апта, а также несогласие между апт-альбскими и подстилающими отложениями. В межгорных прогибах эвгеосинклинали осуществлялось накопление морских моласс представленных полимиктовыми песчаниками и гравелитами с редкими иноцерамами мощностью 500-1000 м.

В аптском и альбском веках в пределах Новосибирской и др. миогеосинклинальных складчатых системах, а в барремско-альбском веках -- в Южно-Анюйско-Ляховской эвгеосинклинальной (регмагеосинклинальной) складчатой системе, произошло дальнейшее усиление тектонических движений завершившихся складчато-глыбовыми деформациями. Вследствие этого южная часть региона испытала эпигеосинклинальное поднятие, а северная -- регрессию моря. Эта регрессия обусловила образование обширных аллювиально-озерных и морских равнин аккумуляции, охватывающих северные части Восточно-Сибирского и Чукотского морей, местами с отдельными участками (поднятие Де-Лонга и др.) холмистых и равнинных областей сноса (карта 1.3).

В западной части этой равнины (о.Беннетта и др.), в условиях заболоченного рельефа, происходило накопление континентальных терригенно-угленосных отложений мощностью более 20 м, которые несогласно перекрываются продуктами вулканической деятельности, представленными базальтами и их туфами мощностью более 360 м (Вольнов и др., 1970).

http://jurassic.ru/

В восточной части равнины (Северо-Чукотская впадина и др.) в условиях морского залива со стороны Арктического бассейна осуществлялась аккумуляция морских терригенных отложений формации Торок раннеальбского возраста, а затем прибрежной равнины -- континентальных терригенных пород формации Нанушук позднеальбского возраста общей мощностью 1,5-2,0 км (Detterman, 1981; Полькин, 1984). Вдоль южной окраины равнины в депрессиях орогенных прогибов (Новосибирский, Колвиллский), располагающихся перед фронтом горных сооружений складчатых систем, происходило накопление продуктов разрушения этих горных сооружений, представленных континентальными терригенными отложениями верхних моласс. В Новосибирском прогибе эта моласса несогласно залегает на позднеюрских отложениях. Она в нижней части образована терригенными угленосными отложениями мощностью до 500 м, а в верхней - липаритами и их туфами мощностью 35-60м. В Колвиллском прогибе моласса сложена терригенными отложениями мощностью более 3,0 км (Косько, 1984; Полькин, 1984). Основной областью сноса для этих орогенных прогибов и осадочного чехла равнины были орогенные поднятия Новосибирской и др. вкладчатых систем и в меньшей мере подняитя Де-Лонга. Срединно-Арктическая суша в конце раннего мела вероятно была значительно снивелирована и перестала быть областью сноса. Возможно, что некоторые участки ее превратились в области аккумуляции терригенных и вулканогенных пород (Ронкина, 1984[2]).

Большая южная часть региона, охватывающая Новосибирскую и др. складчатые системы, как уже говорилось, испытала складчато-глыбовые деформации и интенсивные дифференцированные поднятия и опускания. Вследствие этого значительно расширились участки областей сноса в пределах Восточной Чукотки, Сьюардского полуострова (Аляска), о.Врангеля, Яно-Индигирской низменности, архипелага Анжу и др. характеризующиеся холмистым, местами горным рельефом (Восточная Чукотка, архипелаг Анжу., а также участки аккумуляции в межгорных прогибах с аллювиально-равнинным рельефом (Южно-Чукотский, Благовещенский и др.). В этих межгорных прогибах происходило накопление верхних моласс, представленных континентальными угленосными отложениями местами с вулканогенными породами пестрого состава общей мощностью 1,5-2,0 км (Сеславинский, 1970; Полькин, 1984[1]). Наличие среди этих моласс вулканогенных пород свидетельствует о присутствии в регионе вулканов центрального типа.

В альбе началось формирование Чукотского вулканогенного пояса, которое осуществлялось в условиях низменных равнин и сопровождалось излияниями лав, преимущественно, андезитового состава мощностью до 2,5 км.

4. Поздний мел.

Позднемеловая эпоха характеризуется формированием на большей части региона плитного комплекса чехла Восточно-Сибирско-Чукотской эпипозднекиммерийской плиты, которое началось после завершения складчатых процессов в Новосибирской и др. складчатых системах.

Судя по имеющимся материалам, регрессия наметившаяся в конце раннего мела, продолжалась и в сеноманском веке и только в конце его она сменилась трансгрессией со стороны Арктического бассейна. Эта трансгрессия особенно широко распространилась в туронском веке, но максимума развития достигла в сантоне (карта 1.4) и просуществовала до середины кампанского века (Ронкина, 1984[2]). Она охватила Баренцево и Карское моря и Арктический бассейн, где имела связь с Атлантическим океаном, а также Северную Аляску и Арктический Канадский архипелаг, где по ряду проливов (р.Макензи, море Бофорта) соединялось с Тихим океаном. Эта трансгрессия в пределы Восточно-Сибирского и Чукотского морей, возможно, не заходила или охватывала только самые северные их окраины.

Таким образом, большая часть рассматриваемого региона в позднем мелу (карта 1.4) представляла собой сушу с участками областей сноса, охватывающими береговую зону Чукотского п-ва, полуостров Сьюард (Аляска), о.Врангеля, Яно-Колымскую низменность и архипелаги Де-Лонга и Анжу. Они в основном характеризуются равнинным и холмистым, местами горным (о.Врангеля, Чукотка) рельефом.

Области аккумуляции имеют более широкое распространение. Они представлены аллювиальными и озерными, а в северной части -- прибрежно-морскими равнинами. В пределах этих равнин, в начале позднемеловой эпохи в условиях выровненного рельефа происходило образование коры выветривания. В сеномане и туроне в западной части заболоченной равнины осуществлялось накопление аргиллитоподобных глин, алевролитов с прослоями песчаников, бурых углей общей мощностью до 288 м (Косько, 1984), а восточнее меридиана о.Врангеля в сеномане-терригенных угленосных отложений мощностью до 1000 м (Полькин, 1984[1]; Grantz et al., 1981).

В постуронское время западная часть равнины (Новосибирские острова), вероятно, испытала поднятие и накопление осадков, видимо, не происходило, а преобладали процессы сноса. Область аккумуляции сместилась в более восточные районы этой равнины (Северная Аляска, Восточно-Сибирская -- Чукотская плита), где в условиях низких, заболоченных, а по северной окраине -- прибрежно-морских равнин осуществлялась аккумуляция терригенных, угленосных отложений турон-кампанского возраста мощностью до 1 км.

В южной части рассматриваемого региона (Восточная Чукотка) продолжалось формирование Чукотского вулканогенного пояса, сопровождавшееся в сеномане излияниями в континентальных условиях,

http://jurassic.ru/

преимущественно, липаритов мощностью более 700 м, а в турон-сантоне -- базальтов мощностью более 1 км.

В сантонскую эпоху максимального развития позднемеловой бореальной трансгрессии море, возможно, заходило в пределы северной окраины рассматриваемого региона, где по аналогии с Северной Аляской, мелкое море охватывало, преимущественно, современный континентальный склон, а глубокое море -- континентальное подножье и Арктический бассейн. На присутствие глубокого эпиконтинентального моря в пределах Арктического бассейна Северного Ледовитого океана указывает широкое распространение кремнистых осадков, установленных на хребте Альфа (Clark, 1975; Джексон и др., 1984), а также в Карском море и Западно-Сибирской низменности (Ронкина, 1984[2]) с характерными остатками флагеллят и диатомей. Мощность этих осадков на хр.Альфа составляет не менее 700 м, а на Северной Аляске -- до 1000 м. Возможно, аналогичные осадки глубокого моря присутствуют и по северной окраине рассматриваемого региона.

В маастрихтском веке море, видимо, окончательно покинуло пределы региона и повсеместно устанавливаются континентальные условия осадконакопления с преобладанием процессов сноса.

МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ

КАЙНОЗОЙ

Алексеев М.Н., Архангелов А.А.,
Иванова Н.М., Ким Б.И.,
Патык-Кара Н.Г., Плахт И.Р.,
Рейнин И.В., Секретов С.Б.,
Шкарубо С.И.

Новый фактический материал, полученный при изучении обнажений, в результате бурения на акватории морей Восточной Арктики, побережье и островах, данные непрерывного сейсмического профилирования и донное опробование позволили выяснить особенности рельефа дна, генезис донных осадков, провести стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений, составить представления о послемезозойском структурном плане крупного мегабассейна охватывающего современные акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Сейсмические исследования МОВ ОГТ (рис.1.2А, 1.2В, 1.4) выполненные в центральной и восточной частях моря Лаптевых позволили протрассировать границу между двумя крупными структурно-тектоническими областями: перикратонным блоком Сибирской платформы на западе и акваториальным продолжением мезозоид Северо-Востока СССР (Иванова и др., 1989). В пределах Центральной части Лаптевского шельфа общая мощность осадочного чехла составляет 6-12 км. Установлена ведущая роль палеогенового этапа тектонической активизации в формировании структурного плана Лаптевской плиты. На сейсмических временных разрезах выявлено восемь отражающих горизонтов (рис.1.3), причем полный их набор фиксируется в южной и центральной частях шельфа. В восточной части выделяются лишь три верхних.

Сейсмический горизонт II - высокоамплитудный, динамически выразительный рефлектор с резко расчлененным рельефом, интерпретируется с кровлей складчатого фундамента раннемелового возраста.

В Западно-Лаптевской области ниже горизонта II выделяются горизонты III, IV, V, V^1 и VI (рис.1.3). Они сопоставляются с древними осадочными комплексами Сибирской платформы в стратиграфическом интервале от рифея до нижнего мела: Горизонты II, I и Л характеризуют строение верхнемелового-кайнозойского комплекса, формирующего верхний этаж в структуре осадочного чехла. В восточной части шельфа его мощности не превышают 1-1,5 км, возрастают до 2-3,5 км в грабенообразных прогибах и сокращаются до 500-700 м в сводах горстовых поднятий. Горизонты I и Л отождествляются с поверхностями выравнивания дат - раннепалеоценового и позднеолигоцен-раннемиоценового возраста, которые имеют региональное распространение в пределах обрамляющей суши.

Самый верхний неоген-четвертичный комплекс осадочных образований с размывом залегает на подстилающих разновозрастных толщах перекрывая повсеместно палеогеновый структурный план. Максимальные мощности фиксируются в центральной части шельфа (0,8-1,2 км), минимальные -- в восточной (0,3-0,4 км).

Геологические и геофизические материалы, полученные в последнее время, достаточно надежно свидетельствуют о продолжении на шельф мезозойских структур Верхояно-Колымской складчатой системы. Анализ истории геодинамических событий в этой области позволяет подтвердить точку зрения о генетической связи структур центральной части Лаптевского шельфа и рифтовой зоны срединно-океанического хребта Гаккеля.

http://jurassic.ru/

Материалы, полченные в последние годы по позднекайнозойской истории криолитогенеза и термобарическим параметрам осадочной толщи явились основой для реконструкции условий формирования и разрущения кристаллгидратных залежей газа.

I. Литология, стратиграфия и палеогеографические реконструкции.

1. Палеоценовая эпоха

В начале палеоцена (карта 1.5) современная территория Новосибирских островов, Яно-Индигирской низменности, Северного Хараулаха и северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья испытала режим пенепленизации с интенсивными процессами химического выветривания. Кора выветривания этого времени чаще всего представлена пестрокрашенными глинами, а мощность ее составляет 2 м на о.Котельном, Уджа-Анабарском междуречье, более 7 м на правобережье нижнего течения р.Омолой, 13 м на Земле Бунге), 16 м о.Большом Ляховском и достигает 23 м в проливе Этерикан. Можно предполагать, что аналогичный режим существовал в пределах Лаптевского шельфа и лишь в западной его части и на Лено-Анабарском междуречье могли одновременно существовать небольшие участки континентальной аккумуляции. В пределах этой огромной территории формировалась поверхность выравнивания, а сама территория представляла низкую и слабо расчлененную денудационную равнину, имеющую региональный уклон на север.

В позднем палеоцене, судя по разрезам скважин на Новосибирских островах, Яно-Омолойском междуречье и в бассейне р.Сого (близ пос. Тикси) фиксируется резкая активизация тектонических движений. На большей части территории современного шельфа в это время существовала денудационно-аккумулятивная равнина. Районы развития аллювиальных фаций существовали в юго-восточной части шельфа и по периферии будущих хр.Верхоянского и Кулар. Отложения здесь представлены галечниками или переслаиванием галечников и песчаного материала, либо глинами с прослоями крупных галечников, сменяющихся по разрезу прослоями бурых углей и глин (Межвилк, 1958). Анализ скважин, пробуренных на Новосибирских островах, показывает, что здесь на породах перми, юры, верхнего мела и раннепалеоценовой коре выветривания со стратиграфическим несогласием залегают только молодые отложения широкого возрастного диапазона от олигоцена до плейстоцена, в редких случаях эоцена. Все это указывает на значительное развитие денудационных областей в пределах современных островов в рассматриваемый возрастной интервал. Узкое меридиональное поднятие располагалось в восточной части шельфа, западнее островов Столбового и Бельковского, где вплоть до среднего эоцена происходил периодический размыв изверженных и метаморфических пород.

2. Эоцен и ранний олигоцен

Эоцен-раннеолигоценовое время характеризуется развитием трансгрессии (карта 1.6) с формированием морских и прибрежно-морских отложений в крайней северной части шельфа, сменяющихся к югу озерно-аллювиальными с прослоями прибрежно-морских осадков.

Фации последних с морскими диатомеями отмечаются в разрезах Быковской протоки, Кенгдейского грабена, о.Н.Сибирь, указывая на проникновение моря местами южнее современной береговой линии. Мощность этих отложений в пределах Кенгдейского грабена достигает 1300 м (Межвилк, 1958; Ким, Рейнин, 1984).

Небольшие участки низкой денудационной равнины были развиты на островах того времени в центральной части шельфа, а в пределах современной прибрежной суши и на о.Фаддеевском происходило накопление озерно-аллювиальных фаций, представленных переслаиванием песчаных отложений, алевритов, глин и углей (Труфанов и др. 1979). Причем максимальная моцность отложений тастахской свиты (средний-поздний эоцен) в северной части Яно-Омолойского междуречья составляет 240 м. В восточной части шельфа, охватывая современную территорию о.о.Котельного, Земли Бунге, М. и Б.Ляховских, мыса Св.Нос, располагалась низкая денудационная равнина.

По-видимому, к этому времени можно отнести формирование на территории современного шельфа крупных зон разломов на юго-западном и восточном обрамлении океанической впадины Северного Ледовитого океана. Первая из этих зон на шельфе приурочена к Усть-Ленскому грабену, вторая -- к Ломоносово-Святоносской зоне проявления новейшей блоковой тектоники. Возникновение этих разломных зон и связанных с ними структур привело здесь к накоплению максимальных для кайнозоя мощностей осадков, достигающих 2,4 км.

3. Олигоцен

Временной интервал, охватывающий ранний - начало позднего олигоцена, характеризуется резкой активизацией тектонических движений. Море отступает. Рельеф становится более контрастным и дифференцированным. Анализ разрезов скважин, пробуренных на островах Анжу, севере Яно-Омолойского междуречья, указывает на широкое развитие в пределах современного шельфа озерно-аллювиальных фаций, а в прибрежной зоне и вокруг островов Анжу и Ляховских -- аллювиальных, примыкающих к высокой

http://jurassic.ru/

денудационной равнине, которая обрамляла низкие горы (Верхоянье, Кулар, Полоусный). Мощность галечников в резрезах, по данным бурения, достигает здесь 25 м.

В восточной части Лаптевского шельфа в пределах озерно-аллювиальной равнины продолжало существовать крупное и единое меридиональное поднятие, охватывающее о-ва Котельный, Землю Бунге, М. и Б. Ляховские, часть современной прибрежной суши. Морские и прибрежно-морские фации этого времени, вероятно, были развиты у бровки современного континентального склона, так как в ряде разрезов на западном берегу о.Котельный по составу поглощенных комплексов кроме аллювиальных устанавливаются и прибрежно-морские условия осадконакопления (Чамов, 1990).

Для позднего олигоцена -- раннего миоцена (карта 1.7) отмечается широкое распространение кор выветривания на Анабаро-Оленекском и Яно-хромском междуречьях, в дельте р.Лены, заливе Ванькина Губа, на м. Святой Нос, а также развитие денудационной поверхности выравнивания на о.о.Котельном, Б.Ляховском (Карта поверхностей выравнивания 1972) и в предгорьях современных хр.Кулар и Полоусный. Судя по имеющимся данным, к началу миоцена территория Лаптевского шельфа и прилегающего побережья представляла поверхность выравнивания с небольшими относительными превышениями отдельных участков. Ее полигенетичность хорошо подтверждается наличием денудационных участков с корой выветривания и аккумулятивных (нижнее течение р.Лены, большая часть современного шельфа). Мощность коры выветривания в различных районах разная и колеблется от 1,5-8 м (Уджа-Анабарское междуречье, залив Ванькина Губа) до 30-40 м (предгорье хр.Полоусного). В северной части рассматриваемого шельфа в это время была развита озерно-аллювиальная равнина, в пределы которой узким заливом вдавалось море, а в южной -- денудационно-аккумулятивная, обрамлявшаяся низкой денудационной равниной, на поверхности которой формировалась кора выветривания. Характерная красно-бурая окраска выветренных пород связывается рядом исследователей (Алексеев, 1961, Лунгерсгаузен, 1961) с особым типом "железистого выветривания", существовавшего в это время на значительных пространствах Восточной Сибири. Одинаковый внешний облик коры и единая геоморфологическая позиция поверхности, на которой она развита в разных регионах (абс.высота 200-240 м) указывают на общность климатических (гумидных) условий ее формирования и ее широкое региональное распространение. Формированием этой поверхности выравнивания завершается длительный тектонический этап, предшествующий новейшей тектонической активизации (Рейнин, Ким, 1982). Выделение и датирование этой поверхности имеет большое практическое значение, так как она может служить "маркирующей" поверхностью для количественной оценки новейших тектонических деформаций.

При сравнении площадного развития позднеолигоцен-раннемиоценовой коры выветривания с аналогичной ей предшествующей на Новосибирских островах устанавливается миграция во времени и в пространстве зон корообразования в глубь континента, что указывает на процессы интенсивного прогибания в центральной части Арктического бассейна и вовлечение в прогибание шельфовых зон того времени.

4. Миоцен

Для раннего миоцена Лаптевского и Восточно-Сибирского шельфа (карты 1.8) характерно широкое развитие кор выветривания, указывающее на некоторую стабилизацию тектонических процессов. К западу от архипелага Новосибирские острова в конце раннего миоцена продолжается формирование системы крупных линейных нарушений, сопряженных с рифтовыми структурами хребта Гаккеля.

В среднем-позднем миоцене (карта 1.9) возобновляются активные тектонические движения, знаменующие собой начало новейшего тектонического этапа. Следствием их явилось интенсивное поднятие суши (особенно денудационных и денудационно-аккумулятивных областей в ее пределах) и глубокий врез, создавший сеть крупных эрозионных долин, которые продолжались в пределы современного шельфа до края материкового склона. Судя по тому, что долины самых крупных из них (Оби, Енисея, Хатанги-Анабара, Лены, Омолоя, Яны, Индигирки, Колымы) до сих пор хорошо следятся не только на шельфе, но и континентальном склоне в виде глубоких каньонов, можно с уверенностью утверждать, что в пределах современного шельфа (а возможно, и за бровкой континентального склона) в то время существовала суша, а собственно шельфовая зона располагалась севернее. В регионе и за его пределами отложения этого времени представлены, в основном, переслаиванием галечников и грубозернистых песков с прослоями гравийно-галечного материала, указывающими на общность активизации тектонических движений на больших площадях.

Имеющийся фактический материал указывает на развитие на севере современного Средне-Сибирского плоскогорья высокой денудационной равнины, а восточнее -- низких гор в области современных хр.Верхоянского и Кулар, обрамленных полосой, в пределах которой развиты аллювиальные отложения. Севернее, захватывая сушу и южную часть Лаптевского шельфа, располагалась денудационно-аккумулятивная равнина, переходящая к северу в озерно-аллювиальную, в пределы которой узким заливом заходило море. На востоке -- поднятием, охватывающим прибрежную часть современной суши, о-ва Б. и М.Ляховские, Котельный, Землю Бунге и Новую Сибирь, существовала высокая денудационная равнина. Разрезы скважин, пробуренные на этих островах, а также разделяющих их проливах, показали, что на отложениях юры, нижнего мела, раннепалеоценовой коре выветривания, эоцена и олигоцена залегают в основном отложения верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые и более молодые, подтверждая наличие единого денудационного поднятия, объединявшего тогда острова.

http://jurassic.ru/

Заключительный этап миоцена Восточной-Арктики (карта 1.10), совпадающий по времени с мессинским кризисом, ознаменовался обширной регрессией, активным развитием эрозии на осушенном шельфе, понижением температур, установлением ледового режима в акватории Северного Ледовитого океана (рис. 1.7). Видимо, к этому времени относится также появление первых признаков формирования криолитозоны на самом севере Восточно-Азиатского сектора Арктики.

5. Плиоцен

В раннем плиоцене, судя по материалам исследований на побережьях и островах, большая часть современного шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского продолжала развиваться в континентальном режиме. Долины Палео-Лены, Палео-Яны, Палео-Колымы, и других рек продолжались от современной береговой линии почти до северного края шельфа. Около 4 млн.лет обстановка в этой области существенно изменилась. Началась обширная трансгрессия, смещение береговой линии к югу. По времени это событие может соответствовать Усть-Лимимтеваямской и/или Берингийской трансгрессиям Берингийской области (палеомагнитные зоны Гаусс и Гильберт).

Море достигало о-вов Северной Земли, северной части Таймырского полуострова (м.Челюскин, бас.Нижней Таймыры), о чем свидетельствует присутствие морских и прибрежно-морских отложений. В виде залива оно проникало в северную часть Лаптевского шельфа, достигая западной оконечности о. Б.Ляховский. Это подтверждается тем, что в самой верхней части разреза среднеплиоценовых отложений в скважине, пробуренной на этом острове, обнаружено большое количество диатомей смешанного состава: морских, пресноводно-солоновато-водных и пресноводных. На остальной части шельфа и палео-шельфа были развиты озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, установленные на юге о.Новая Сибирь, о.Б.Ляховском и м.Буор-Хая, Яно-Омолойском междуречье и бассейне р.Хромы. С временным интервалом 3,3-2,0 млн.лет связывается начало формирования поднятия в центральной части Лаптевского шельфа, осложненного грабеном. Поднятие это возникло на продолжении рифтовой зоны хребта Гаккеля. Эпицентры землетрясений, приуроченные к этой структуре, хорошо прослеживаются до 76 с.ш. (рис.1.5), указывая на то, что грабен на шельфе является естественным структурным продолжением рифтовой долины.)

В позднем плиоцене ход трансгрессии замедляется, в разрезах фиксируются перерывы в осадконакоплении, указывая на континентальный режим развития в южной части современного Лаптевского шельфа. Регрессивная фаза этого периода была кратковременной и сменилась в конце позднего плиоцена трансгрессией, выразившейся накоплением морских, прибрежно-морских и озерно-аллювиальных отложений. Трансгрессия носила непрерывно-прерывистый характер, что отразилось в появлении перерывов в разрезах и формировании ярусного рельефа (Ким, Рейнин, 1982, 1984).

Рассмотренная выше история развития шельфа моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского представляет собой картину ритмической смены трансгрессивных и регрессивных этапов развития Арктического бассейна. Обобщение геологических материалов по кайнозою Арктического шельфа Евразии указывает на синхронность этих этапов. Естественно, что такая синхронность может быть объяснена единой ритмикой тектонических процессов в палеогене и неогене, а смена трансгрессивных и регрессивных фаз обусловлена как тектоническими, так и климатическими общепланетарными процессами. С этими же причинами связана, по-видимому, аналогичная ритмичность четвертичного разреза.

6. Четвертичный период

Четвертичные отложения и палеоокеанографические особенности шельфовой области морей Лаптевых и Восточно-Сибирского были изучены как в пределах акватории так и на островной и прибрежной суше (Алексеев, 1961, 1989, Патык-Кара и др., 1989). Выполнен большой объем бурения, учтены материалы естественных обнажений и данные геофизических исследований. В последние годы внимание исследователей было привлечено к проблеме структурного продолжения рифтовой долины хребта Гаккеля на Лаптевском шельфе. Омолойский грабен рассматривается как стержневая структура Лаптевской плиты (рис.1.2). Возникновение на Лаптевском шельфе блокового поднятия, осложненного этим грабеном, по геологическим данным относится к плиоцену-раннему плейстоцену -- около 2 млн.лет назад (Ким, 1986).

Омолойский грабен имеет субмеридиональную ориентировку, с запада и востока он граничит по разломам с Центрально- и Восточно-Лаптевским поднятиями. Длина его 400 км, ширина в северной части 20-22 км, в южной -- 35 км. Осложняющие грабен отрицательные структуры второго и третьего порядка ориентированы также. Грабен рассечен субширотными разломами, которые разбивают его на ряд опущенных ступенчатых блоков, наклоненных на север. Эти разломы хорошо устанавливаются при изучении гравитационного поля. Они омоложены в новейший тектонический этап. Эпицентры землетрясений, приуроченные к рифтовой долине хребта Гаккеля, хорошо прослеживаются до 76 с.ш. уже в пределах грабена, развитого на шельфе (рис.1.5), указывая на единую систему разломов, обусловивших последовательное формирование этих отрицательных структур. В грабене устанавливаются повышенные концентрации $Corr.^{(1,0-1,5\%)}$. Он ассимитричен; высота и расчлененность восточного борта его привосходят высоту расчлененность западного. Аналогичная ассиметрия отмечается для рифтовой долины хребта Гаккеля в океане. К грабену приурочена долина Палео-Омолоя -- притока Палео-Яны. В гравитационном поле Лаптевского шельфа эта структура особенно наглядно

http://jurassic.ru/

фиксируется на карте остаточных гравитационных аномалий в виде зоны опускания в пределах треугольного поднятия.

В настоящей работе граница между неогеном и четвертичным периодом проводится в соответствии с принятой в 1989 г. Глобальной стратиграфической схемой (Cowie, Bassett, 1989). Нижняя граница четвертичного периода определяется датой 1,6 млн.лет, сразу выше палеомагнитного эпизода прямой полярности Олдувей палеомагнитной эпохи Матуяма. Четвертичный период делится на три раздела: эоплейстоцен (1,6-0,7 млн.лет), плейстоцен (0,7-0,01 млн.лет) и голоцен (последние 10 тыс.лет). В эоплейстоцене и плейстоцене выделяются подразделы и таксоны более низкого ранга.

Эоплейстоцен и ранний плейстоцен

Палеоокеанологическая обстановка на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в эоплейстоцене определяется на основании анализа отложений нижней части канарчакской толщи (общая мощность всей толщи до 75 м), осадки которой вскрыты скважинами, и фиксируются в разрезах остроов Новая Сибирь и Фаддеевский (вскрыты только скважинами). Морские, прибрежно морские, лагунные и озёрно-аллювиальные пески, алевриты, илы с растительным детритом, местами песчано-гравийные и галечниковые отложения заключают пыльцу кустарниковой тундры с Betula nana и Alnaster. Примесь пыльцевых зерен древесных пород свидетельствует, по-видимому о близком положении к побережью северной границы тайги.

Нижняя часть канарчакских отложений имеет обратную полярность (зона Матуяма). Верхняя часть этой толщи находится в зоне прямой полярности палеомагнитной эпохи Брюнес.

Ритмичная монотонная слоистость верхней части канарчакской толщи, выдержанная на значительном (десятки км) пространстве вдоль северного берега о.Фаддеевского, большое сходство с текстурами современных мелководных морских осадков Восточной Арктики свидетельствуют о несомненно морском происхождении этих осадков в условиях обширных лагун или прибрежного шельфа (Алексеев, 1989, Чамов, 1990). Характерным также является полное отсутствие криогенных сингенетических текстур, что указывает на достаточно непрерывный процесс седиментации. Промерзание всей толщи имело место лишь после того, как завершилась аккумуляция и тектонические движения обеспечили поднятия бывшего шельфа Ледовитого океана. Значительное участие в строении канарчакской толщи глинистых алевритов, песчанистых алевритов и прослоев заиления, может указывать на то, что источником этого материала являлись льдистые глинистые и тонкопесчанистые алевриты едомы, существование которой на севере Восточной Сибири и в Арктике отмечается по крайней мере с верхнего плиоцена.

Для верхней части канарчакской толщи характерна прямая намагниченность, которая свидетельствует о возможности отнесения изученного разреза к палеомагнитной эпохе прямой полярности Брюнес (карта 1.11). Геологический возраст этой верхней части разреза канарчакской свиты, таким образом, определяется как нижнеплейстоценовый. На о.Новая Сибирь в районе мыса Деревянные горы выделена пачка зеленовато-серых глинисто-алевритовых песков, отделенных от подстилающих верхне-меловых отложений слоем желтого глинистого песка с галькой и гравием. Слой галечника представляет собой основание аллювия, относящегося также к канарчакской толще (или свите). Мощность аллювия -- около 7 м, базальный слой находится на высоте 16 м над современным уровнем моря (Благовещенского пролива). Характерной особенностью этой толщи является присутствие мелких железистых корочек и конкреций, располагающихся в основном на контактах алевритовых и песчаных прослоев. Присутствие железистых образований, вероятно, можно связывать с поступлением углистого и сильно выветрелого материала из подстилающих угленосных верхнемеловых глинистых песков и алевритов. В составе галечника много хорошо окатанных галек кварца, кремня, песчаника, слабоокатанных обломков и угловатых кусков лигнитизированной или замещенной минеральным материалом древесины. Среди галек много эффузивов со следами вторичных изменений.

Особенности палинологического комплекса, вещественный состав и текстурные особенности отложений канарчакской толщи, обнажающейся на о.Новая Сибирь свидетельствуют, что ее формирование проходило в условиях климата более теплого и влажного, чем условия современного климата Восточной Арктики. Можно предполагать, что приведенный выше разрез отложений с о.Новая Сибирь характеризует более низкую часть канарчакской толщи и относится к эоплейстоцену, хотя данных для определения возраста этой части толщи пока мало.

В отложения канарчакской толщи на о.Фаддеевском вложены более молодые осадки. В отличие от канарчакских отложений они заключают следы криогенных процессов. Они выполняют эрозионные врезы и несомненно отделены от канарчакских осадков значительным перерывом. В генетическом отношении они представлены преимущественно континентальными образованиями: озерными, аллювиальными, солифлюкционными, возможно, дельтовыми осадками. На северном берегу о.Фаддеевского, между устьями р.Канарчак и Муорустах из слоистых тонкозернистых песков собраны мелкие раковины пресноводных моллюсков Sphaerium sp. Эти отложения, связанные с древним эрозионным рельефом, выработанном в канарчакской толще, относятся к нижнему, но вероятнее всего к среднему плейстоцену. Они несомненно древнее верхнеплейстоценовых образований, участвующих в строении более молодых форм рельефа, в том числе отложений морских террас с фауной моллюсков казанцевского (сангамонского возраста).

http://jurassic.ru/

Средний плейстоцен

В начале среднего плейстоцена (карта 1.12) в пределах Лаптевской и Восточно-Сибирской шельфовых областей устанавливается трансгрессивный режим. Следы достаточно обширной трансгрессии обнаружены в нескольких береговых обнажениях. Береговая линия на многих участках (Лено-Анабарское междуречье, низовья р.Индигирки и р.Колымы) располагалась южнее современной (Ким, Слободин, Рейнин, 1987; Патык-Кара, Архангелов, Плахт, 1989).

В конце среднего плейстоцена произошло поднятие и/или понижение уровня моря, образование обширной суши и расчленение территории, на которой до этого события почти сплошным чехлом была распространена морская мелководная канарчакская толща. Эрозионные врезы затем были заполнены среднеплейстоценовыми континентальными отложениями. В озерных или слабопроточных бассейнах расселилась угнетенная пресноводная фауна.

Обстановка этого времени характеризуется дальнейшим понижением температур, развитием оледенений в акватории Северного Ледовитого океана и горных районах побережья, формированием перигляциальных условий осадконакопления на осушенном шельфе, развитием криогенных процессов.

Исследования, выполненные в разных районах-на островах Котельном, Фаддеевском, Новая Сибирь и на Земле Бунге, не дали практически никакого материала, подтверждающего оледенение на островной суше и осушенном шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В течение среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене при снижении температур несомненно усиливался ледовый режим шельфовых морей. Плавающим льдом переносился и откладывался обломочный материал, отвечающий по составу эффузивным и осадочным породам островов Анжу и Де-Лонга. В отложениях морских террас на островах Новая Сибирь (к северу от м.Деревянные Горы), Фаддеевском (северное побережье) и Котельном нами наблюдались беспорядочные скопления валунов, обломков пород и гравия. Происхождение этого различного по составу обломочного материала можно объяснить заносом плавающими льдами во время сильных штормов и активного торошения льда в прибрежных зонах островов.

Поздний плейстоцен

Позднеплейстоценовая история шельфов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского изучена значительно лучше благодаря хорошо сохранившимся обнажениям на островной суше и побережьях, а также на материалах донного опробования. Наиболее полные разрезы отложений позднего плейстоцена известны на Новосибирских островах, в районе мыса Святой Нос и в дельте р.Лены. В них наблюдаются сложные взаимоотношения морских, аллювиальных, озерно-болотных, солифлюкционных отложений, а также серий покровных образований, заключающих жилы и линзы льда. Отчетливо выделяются отложения, связанные с морскими террасами казанцевского возраста (карта 1.13), отложения и формы рельефа относящиеся ко времени зырянского оледенения, отложения каргинского и сартанского горизонтов.

Ледниковые образования на шельфе и островах отсутствуют. Их возрастным эквивалентом являются криогенные полигенетические сильно льдистые алевриты едомного типа с жилами льда.

Сводный разрез верхнего плейстоцена начинается с песчаных осадков морской террасы высотой до 8-9 м над уровнем моря. Наиболее типичным является обнажение на левобережье р.Решетниковой (о.Котельный), у впадения в море Лаптевых. Песчаные субгоризонтальные серии, образующие покров террасы относятся нами к казанцевскому горизонту. Они соответствуют высокому стоянию уровня моря. В средней части песчаной серии обнаружены многочисленные остатки кустарников. В спорово-пыльцевом комплексе из этих отложений также присутствует пыльца кустарников Betula sect. Nanae (до 25%) и Alnaster (до 25%). Эти данные со всей очевидностью свидетельствуют, что во время казанцевской трансгрессии (карта 1.13) на островной суше была широко распространена растительность, характерная для кустарниковой тундры, т.е. климат был теплее современного. В верхней части морской толщи обнаружены раковины моллюсков, принадлежащие по определению О.М. Петрова Hiatella arctica (Linne), Astarte (tridonta) borealis (Schumacher) и Sipho togatus Morch. Эти виды живут в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском и в настоящее время.

Казанцевский возраст морских отложений доказывается также исходя из геологических соотношений с находящимися стратиграфически ниже среднеплейстоценовыми толщами, залегающими в древних эрозионных врезах и с перекрывающими отложениями едомного типа, охарактеризованными фауной мамонтового комплекса с Mammuthus primigenius позднего типа.

К послеказанцевскому этапу относится выработка рельефа на поверхности казанцевской террасы и формирование нижней части разреза покровных (едомных) отложений перекрывающих эту террасу.

Каргинские (внутривюрмские) отложения выявлены в разрезах покровных серий едомы и в песчаных лагунных и пляжевых отложениях на западном побережье о.Котельного. Из прослоя торфа в бассейне р.Балыктах (Макеев и др., 1985) получена радиоуглеродная дата 35390 ± 580 л. В районе метеостанции "Котельный" на западном побережье острова в виде фрагментов прослеживается морская терраса, сложенная в

http://jurassic.ru/

основном песчаным материалом. В нем обнаружен прослой, обогащенный детритом. Для образца растительного детрита получена радиоуглеродная дата 36400 ± 500 лет (ГИН-3524). Палинологическими исследованиями, проведенными Л.В. Голубевой, установлено преобладание в этом разрезе пыльцы травянистых растений; значительное участие пыльцы Ericales (10%), кустарников Betula sect. Nanae (до 24%) и Alnaster (до 11%). Возможно, полученный спектр, если радиоуглеродная дата корректна, отвечает наиболее теплой фазе каргинского времени -- малохетскому потеплению.

В верхней части песчаной толщи прослеживается маломощный прослой гальки. По этому прослою фиксируется размыв и на эродированной поверхности залегает алевритовая едомная серия с ледяными жилами и байджарахами, распространенными по склону. В хороших обнажениях байджарахов найдены остатки леммингов. Высокое положение каргинских морских отложений объясняется тектоническими причинами. Обнажение находится вблизи активной зоны разломов субмеридионального направления, веерообразно расходящихся к северу от грабена пролива Заря.

В каргинское время уровень моря был значительно ниже современного.
Соответственно площадь островной суши была достаточно обширной; возможно существовало сухопутное соединение с континентом, по которому крупные млекопитающие проникали далеко на север. По осушенному шельфу с юга на север продолжались долины крупных сибирских рек -- Лены, Яны и других. Подводные продолжения этих долин фиксируются на современном шельфе моря Лаптевых примерно до изобаты 50 м. и затем исчезают вблизи внешнего края шельфа. Регрессивный режим существовал в позднем плейстоцене Восточной Арктики начиная с зырянского времени, т.е. после обширной казанцевской (эквивалент-земской) трансгрессии.

Ярким событием позднего плейстоцена Восточного Арктического региона явилось изменение климата в сторону похолодания и повышения сухости в конце позднего плейстоцена -- во время, соответствующее сартанскому оледенению. Глубокая регрессияя моря привела в сартанское время к полной осушке огромного шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (карта 1.14). На островах и осушенном шельфе сформировалась характерная перигляциальная зона. В обстановке сурового резкоконтинентального климата формировалась едомная толща с ледяными жилами. Новосибирские острова представляли единое целое с континентом. Такая обстановка сохранялась в течение интервала 24-14 тыс.лет после чего наступило потепление, достигшее своего оптимума примерно 8 тыс.лет. Это время голоценовой трансгрессии (карта 1.15), прекрасно выраженной в виде низкой (2-3м) морской террасы практически на всех островах архипелага. Осадки залегающие на этой террасе отражают условия ледовой обстановки Полярного бассейна. Кроме мелкозема, представляющего основной матрикс в разрезах террасы можно наблюдать скопления несортированного обломочного материала (щебня, гальки и валунов) принесенного плавающими льдами, перемещенного и перемешанного льдом при торошении. Возраст голоценовой террасы по данным радиоуглеродных определений от 9 до 7 тыс.лет.

При изучении голоценовых отложений на Земле Бунге были получены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие растительнось типа кустарниковой тундры. Климат начала и середины голоцена был теплее современного.

Корреляция четвертичных отложений Восточно-Арктического шельфа и палеошельфа показана на рис.1.6 и 1.7. Достаточно определенно выявляется связь между климатической характеристикой времени формирования отложений и морским режимом. Так, с временем формирования отложений верхней части канарчакской свиты в условиях климата менее сурового, чем современный совпадает высокое стояние уровня моря. Трансгрессии казанцевского времени отвечают распространение кустарниковых тундровых, а на юге лесо-тундровых ассоциаций. В конце позднего плейстоцена отмечается резкое усиление экстремальных арктических условий. Этому времени соответствует глубокая регрессиия Полярного бассейна, осушение на огромном пространстве шельфовой области Восточной Арктики и формирование типичной перигляциальной обстановки.

Основные события кайнозойской истории Восточно-Арктического шельфа-показаны на рис. 1.7. Анализ материалов позволил выделить в кайнозое этой области по крайней мере четыре этапа тектонической активизации в олигоцене, раннем и среднем миоцене, в начале плиоцена и в эоплейстоцене -- среднем плейстоцене. Для шельфовых районов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, а также Чукотского выявлены синхронно проявлявшиеся колебания уровня моря. Показано время установления постоянного ледового режима Полярного океана с начала четвертичного периода. Характерно, что развитие криолитогенеза в достаточно выраженном виде фиксируется в плиоцене, но особенно широкий размах приобретает в плейстоцене.

II. Кайнозойская тектоника и магматизм

Тектонические процессы, определившие формирование основных структур восточноарктической области, проявились в позднем мезозое (Марков и др., 1978). Лаптевская шельфовая область обособилась как окраинно-материковая плита на рубеже позднего мела и палеогена. Этот этап совпадает с вступлением Арктической геодепрессии в синокеаническую стадию развития.

http://jurassic.ru/

Верхний структурный этаж Лаптевского бассейна начал формироваться в начале позднего мела. В кайнозое в развитии верхнего этажа намечаются три этапа (моря Советской Арктики, 1984): датско-эоценовый, который характеризуется развитием желобов и грабенов, выполненных преимущественно алевритами и глинами с песчано-галечным горизонтом в основании. Формирование желобов и грабенов наблюдается и во время двух последующих олигоцен-миоценового и плиоцен-четвертичного этапов, когда произошло заполнение этих структур осадками и образование осадочного покрова с характерной достаточно пестрой фациальной зональностью. В позднем кайнозое продолжалась высокая тектоническая активность в пределах срединно-океанического хребта Гаккеля. Она отразилась на развитии прилегающей шельфовой зоны моря Лаптевых, в образовании системы грабенообразных структур (рис.1.2А, 1.5) пересекающих шельф. Помимо этих структур, в течение последнего плиоцен-четвертичного этапа проявились, по-видимому унаследованные от более древнего структурного плана движения по разломам параллельным бровке шельфа. Общий рисунок основных блоковых тектонических структур шельфа моря Лаптевых отразился и на характере современного рельефа, расположении проливов и островных клифов в северной части архипелага Анжу.

Одним из элементов геологического строения шельфов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского являются мощные серии дельтовых отложений крупных сибирских рек. Долины этих рек продолжаются на шельфе вплоть до перехода к континентальному склону. Эти дельтовые отложения, пока еще плохо изученные отражают стадиальное положение береговых линий. Фрагмент такой дельты, представленный регулярными косыми сериями песков с большим количеством переотложенных лигнитизированных остатков деревьев был изучен нами на северном побережье о.Фаддеевского. Остатки дельтовых комплексов, переработанных более поздними процессами, закартированы на Земле Бунге.

На шельфе Восточно-Сибирского моря выделяется система компенсированных прогибов с мощностями кайнозойских осадков до 400-500 м (моря Советской Арктики, 1984). Границы седиментационных бассейнов контролируются зонами разломов.

В настоящее время можно считать установленным присутствие свидетельств кайнозойского магматизма в рассматриваемой шельфовой области. Неогеновая формация толеитовых базадьтов повышенной щелочности установлена на о.Жохова (Виноградов и др., 1976).

Имеются косвенные данные о присутствии магматических пород в Анисинском прогибе севернее Новосибирских островов, вблизи юго-восточного побережья Таймыра и к северо-востоку от о.Большой Бегичев. Необходимо отметить высокое содержание обломков кислых эффузивов -- кварцевых и кварц-полевошпатовых порфиров, фельзит-порфиров, фельзитов, а также траппов и базальтов в неогеновых и четвертичных отложениях на островах Котельном, Фаддеевском и Новой Сибири.

III. Нефтегазоносность

М.Н. Алексеев

До недавнего времени огромная шельфовая область морей Лаптевых и Восточно-Сибирского считалась малоперспективной для постановки работ по поискам и разведки месторождений нефти и газа. Однако, более поздние исследования позволили получить данные, которые составляют основу для пересмотра прежней позиции. Эти данные нашли отражение на "Карте тектоники нефтегазоносных территорий РСФСР" масштаба 1:2500 000 (1986), в работах по нефтегеологическому анализу осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии (Иванов, 1985), ряда исследований, посвященных проблемам "твердого газа".

На Новосибирских островах в мелких скважинах и на естественных разрезах изучены глинистые, карбонатно-глинистые и песчано-алевритовые породы, относящиеся к широкому возрастному диапозону от среднего карбона до неокома. Эта толща, суммарной мощностью от 1000 до 2700 м, несогласно залегает на породах среднего палеозоя. Она выполняет сложно построенный сильно-дислоцированный Анжуйский прогиб. В дислокации вовлечены породы от палеозойских до кайнозойских включительно (Иванов, 1985). Изучение катагенетических изменений пород, слагающих Анжуйский (или Новосибирский по И.С.Грамбергу) прогиб показало, что породы от нижнего-среднего девона до нижнего мела находятся в стадиях от позднего протокатогенеза до начального и среднего мезокатагенеза. Считается, что в наиболее прогнутых зонах степень катагенеза возрастает.

В северной части Новосибирского седиментационного мегабассейна (на о.Котельном) выделяется горизонт верхнедевонских песчаников с высокими до 40%, значениями открытой пористости и газопроницаемости (до 9Д). Исследованиями последних лет показано, что породы-коллекторы удовлетворительного качества встречаются по всем разрезу этого бассейна. Коллекторы, относящиеся к гранулярному типу особенно, характерны для юрско-меловых пород, а трещинно-поровые и кавернозные -- для палеозойской части разреза. В качестве основного флюдоупора может рассматриваться пелитолитовая формация пермско-юрского возраста.

На востоке Анжуйский прогиб переходит в прогиб Вилькицкого, на продолжении которого находятся структуры Колвиллского прогиба Северной Аляски. Мощность отложений верхнего мезозоя и кайнозоя в прогибе Вилькицкого оценивается не менее 6000 м. Прогиб осложнен пологими складками и диапироподобными структурами. Для этого шельфа составлен опорный разрез, в котором под мощными

http://jurassic.ru/

континентальными верхнемеловыми и кайнозойскими песчано-алевритовыми сериями выделяются морские юрские и нижнемеловые пески, алевролиты и глины. Верхнеюрские и нижнемеловые породы, имеющие мощность до 3000 м, рассматриваются как перспективный нефтегазоносный комплекс. Вся эта серия подстилается мощными породами морского генезиса. Верхняя часть разреза датируется верхней юрой (Карта тектоники нефтегазоносных территорий РСФСР, 1986).

Другой опорный разрез находится в юго-западной части моря Лаптевых к востоку от о.Большой Бегичев на юго-западном крыле Южно-Лаптевской впадины. Здесь под мезокайнозойскими лагунными и прибрежно-морскими песчано-алевролитовыми и глинистыми осадками мощностью более 2000 м залегают песчаники, и алевролито-глинистые породы, возраст которых определяется от позднего палеозоя до средней юры. Вся серия подстилается мощной (первые тысячи метров) карбонатно-терригенной толщей, возраст которой датируется от рифея до среднего палеозоя. В этом разрезе выделяются две возможно нефтегазоносные формации: юрская и среднепалеозойская. Следует заметить, что эта область Лаптевского шельфа находится на продолжении Хатангского регионального прогиба, выполненного мощной (более 10.000 м) толщей мезозойских пород. В разрезе выделяется два газоносных горизонта -- верхнеюрский и нижнемеловой. Важным, но чрезвычайно слабо изученным объектом, являются дельтовые образования прадолин крупных сибирских рек. В средней и внешней частях шельфа можно предполагать присутствие мощных дельтовых аккумулятивных тел мезозойского и кайнозойского возраста. Они могут рассматриваться, как возможные литологические резервуары углеводородов.

Проблема углеводородных ресурсов шельфовой области Восточного Арктического сектора Советского Союза включает также материалы по газогидратоносности пород крупных мезокайнозойских седиментационных бассейнов. Формирование и сохранение субмаринных скоплений газовых гидратов определяется субмаринной криолитозоной, образование и развитие которой проходило в течение значительной части плейстоцена в условиях континентального режима. Субмаринная криолитозона и скопления гидратов газа на шельфе представляют собой реликтовые образования. Процессы их аккумуляции относятся ко времени доголоценовой, а может быть и доказанцевской трансгрессии. Глубокое промерзание, переход верхней части газообразной газовой залежи в компактное кристаллическое состояние может обеспечивать также хорошую экранирующую покрышку для обычного природного газа (Chersky et al., 1989) и возможно нефти. Присутствие залежей газа на шельфах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского подтверждается выбросами метана из под льда в районе о.Беннетта в 1983 г. и позже. Изучение этих событий показало, что газовый выброс скорее всего связан с оттаиванием под толщей морской воды мерзлоты и, возможно, скопления газогидратов, экранирующих нормальную газовую залежь. Прогревание дна мелководной акватории в районе о.Беннетта произошло в процессе голоценовой трансгрессии и общего повышения температуры в течение последних десяти тысяч лет.

Газогидратоносные отложения, характерные для шельфовых арктических акваторий практически ничем не отличаются от кристаллгидратов, которые встречаются под мерзлой зоной на суше. Они локализованы в виде отдельных участков в благоприятных термобарических обстановках, контролируются, главным образом, реликтовой плейстоценовой мерзлотой. Присутствие на шельфе скоплений газогидратов дает основание считать седиментационные бассейны моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря перспективными для поисков месторождений углеводородов.

Дальнейшие исследования нефтегеологической направленности должны быть сосредоточены на разработке традиционных вопросов нефтегазовой геологии, изучении специфики нефтегазообразования и аккумуляции углеводородов в условиях арктической континентальной окраины.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р.Лены Труды Геол.ин-та АН СССР, вып.51, 1961, с.118.

Алексеев М.Н. Стратиграфия четвертичных отложений Новосибирских островов В кн. Четвертичный период. Стратиграфия. М.Наука, 1989, с,159-168.

Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимараев В.Н. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Труды НИИГА, том 171. Изд. "Недра", Ленингр.отд. Л., 1974, 142 с.

Виноградов В.А., Гапоненко Г.Н., Грамберг И.С., Шимарев В.Н. Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Советская геология, N 9, 1976, с.23-38.

Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Эвгеосинклинальный комплекс мезозоид Чукотского полуострова. Геотектоника, N 6, 1978, с.101-110.

Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А. и др. Новосибирские острова. Геология СССР., том XXYI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. Изд. "Недра", М., 1970, с.324-377.

Геодекян А.А., Грамберг И.С. Тектоно-генетические аспекты сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий В кн. Проблемы нефтегазоносности Мирового океана Наука, Москва, 1989, с.5-10.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Том 8. Восток СССР, Л., "Недра", Ленингр.отд. 1984, 557 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Том 9. Моря Советской Арктики. Л., "Недра". Ленингр.отд., 1984, 280 с.

Грамберг И.С. Стратиграфия триасовых отложений мыса Цветкова (Восточный Таймыр) -- Учен.зап.НИИГА. Регион.геол., 1964, вып 2, с 5-29.

Джексон Г.Р., Джонсон Г.Л. Строение и история развития Амеразийского бассейна. В кн. Геология Арктики. Коллоквиум 04. Доклады том 4, на 27 Международном геологическом конгрессе. Изд. "Наука", М., 1984, с.119-128.

Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии (сравнительный нефтегеологический анализ) М., Наука, 1985, с.209.

Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований. Океанология, 1989, XXIX вып.5, с.789-795.

Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. м-б 1:2 500 000. Л., "Недра", 1972.

Карта тектоники нефтегазоносных территорий РСФСР. М-б 1:2 500 000, Объяснительная записка, М., Изд.-во ВИЭМС, 1988.

Ким Б.И., Рейнин И.В., История формирования кайнозойского осадочного чехла шельфа морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского // Первая Всесоюзная школа "Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана", том П "Литология" // Тезисы докладов // М., 1984, с.133-134.

Ким Б.И. Структурное продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля на Лаптевском шельфе // В кн. Структура и история развития Северного Ледовитого океана // Л.изд. Мингео СССР, 1986, с. 133-139.

Коган А.Л. Советские морские сейсморазведочные работы в Чукотском море.
В кн.: Морские геофизические исследования в Арктике. Л., 1981, с.38-41.

Корчинская М.В. К биостратиграфии триасовых отложений острова Котельного.
В кн.: Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л., 1977, с.43-49.

Косько М.К. Строение и история развития котельнического складчатого комплекса (Новосибирские острова) -- Автореферат -- канд.дис. Л., 1980, 20с.

http://jurassic.ru/

Косько М.К. Восточно-Сибирское море. В кн.: Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. т-9, Моря Советской Арктики. Л., "Недра", Ленингр.отд., 1984, с.60-67.

Лазуркин В.М. Геологический очерк юго-восточной части Хараулахского хребта. // Труды Арктического института, т. 48, Л., 1936, с. 7-50.

Лазуркин Д.В., Школа И.В., Каплан М.Е. Раннетриассовая кора выветривания и взаимоотношение перми и триаса на северо-востоке центральной Сибири. -- В кн.: Новые данные по границе перми и триаса СССР., Л., 1972, с.46-47.

Лазуркин Д.В. История формирования осадочного чехла шельфа моря Лаптевых в мезозое -- В кн. Стратиграфия и литология мезозойского-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Одесса, 1984, с.145-146.

Лазуркин Д.В. Геологическое отроение шельфа моря Лаптевых. В кн. Геология, геофизика и геохимия океана - Тезисы докладов на III съезде советских океанологов, Л. Гидрометеоиздат, 1987,с.129-130.

Лазуркин Д.В. Структура Лаптевской окраинно-материковой плиты -- В кн.: Геология океанов и морей. Л., 1988, с.58-59.

Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г. О распространении палеогеновых трансгрессий на севере Якутии, ДАН СССР, 1985, т. 280, N 5, с. 1197-1201.

Лунгерсгаузен Г.Ф. Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна средней и нижней Лены и ее дельты // В кн. Тезисы докл. совещ. по разраб. унифицированной стратиграф. схемы Л., изд. ВСЕГЕИ, 1961, с. 178-182.

Марков М.С., Пущаровский Ю.М., Тильман С.М. Тектоника шельфовых зон восточноарктических и дальневосточных морей // Советская геология, N 1, 1978, с. 17-26.

Межвилк А.А. Третичные отложения Северного Хараулаха // Труды НИИГА, т.30. вып.5, Л., 1958, с. 61-78.

Моря Советской Арктики. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых // Том 9, Л., Недра, 1984, 280 с.

Палеогеография центральной части Советской Арктики. Л., Недра, 1967, 298 с.

Патык-Кара Н.Г., Архангелов А.А., Плахт И.Р. Региональные геоморфологические реперы в кайнозойской истории Восточной Арктики // Геоморфология N 4, 1989, с. 96-104.

Пискарев А.Л., Аветисов Г.П., Генин Б.Л., Ларин С.М. Структура Земли Бунге и зон сочленения ее с островами Котельным и Фадеевским. В кн.: Геофизические методы разведки в Аркитке. Вып.10, Л., 1975, с.35-40.

Полькин Я.И. Тектоника шельфовых морей Восточной Сибири и северной Аляски (Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта). В кн. Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, вып.10, Южно-Сахалинск, 1972, с.51-53.

Полькин Я.И., Косько М.К. Новосибирская складчатая система. В кн.: Тектоника Северной полярной области Земли. Объяснительная записка к тектонической карте Северной Полярной области Земли м-б 1:5 000 000. Изд.НИИГА,Л., 1977[1], с.62-69.

Полькин Я.И., Ермаков Б.В., Аникеева Л.И., Андреев С.И. Чукотская складчатая система. В кн.: Тектоника Северной Полярной области Земли. Объяснительная записка к тектонической карте Северной Полярной области Земли м-ба 1:5 000 000. Изд.НИИГА, Л., 1977[2]. с.58-62.

Полькин Я.И. Чукотское море. В кн.: Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. т.9. Моря советской Арктики. Л., "Недра", Ленигр.отд., 1984[1]. с.67-80.

Полькин Я.И. Триасовый период. В кн.: Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9. Моря Советской Арктики. Л. "Недра", Ленигр.отд.: 1984[2]. с.149-157.

Преображенская Э.Н., Труфанов Г.В., Вольнов Д.А. и др. Мезозойские отложения острова Котельного -- В кн. Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля, Л., 1975, с.28-37.

Пущаровский Ю.М. О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон // Геотектоника, N 1б 1975, с. 3-12.

http://jurassic.ru/

Рейнин И.В., Ким Б.И. Анализ ритмичности осадконакопления и рельефообразования в позднем кайнозое севера Азии // В кн.: Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики // Л., 1982, с. 130-141.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан, 1978 г.

Ронкина З.З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири., Л., Недра, 1965, 162 с.

Ронкина З.З., Вишневская Т.Н. Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера Центральной Сибири -- в кн.: "Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы". Л., 1977, с.30-36.

Ронкина З.З. Юрский период. В кн.: Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных икопаемых. Т.9. Моря Советской Арктики. Л., "Недра", Ленигр.отд., 1984[1]. с.157-164.

Ронкина З.З. Меловой период. В кн.: Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9. Моря Советской Арктики. Л., "Недра", Ленингр.отд., 1984[2], с.164-175.

Сакс В.Н., Ронкина З.З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. Геология и геофизика N 1, 1960.

Сакс В.Н. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах. Докл. на ежегодн.чтен.памяти В.А.Обручева М., Изд-во АН СССР, 1961.

Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И, Басов В.А., Бондаренко Н.М. Стратиграфия юрской и меловой систем на Севере СССР. Изд-во АН СССР, М., 1963, с.20-40.

Сакс В.Н., Ронкина З.З. Новые данные о развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. -- Геология и геофизика, 1979, N 10, с.3-15.

Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка) Геотектоника N 5, 1970. с.56-69.

Труфанов Г.В., Белоусов К.Б., Вакуленко А.С. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // В кн.: Континентальные третичные толщи северо-востока Азии // Новосибирск, 1979, с. 30-40.

Чамов Н.П. Литология и обстановки формирования кайнозойских отложений северо-востока острова Фаддеевского (Новосибирские острова) // Литология и полезные ископаемые, N 4, 1990, с. 43-53.

Эрлих Э.Н., Видмин-Лобзин Г.К. Состав и источники сноса обломочного материала в пермских и мезо-кайнозойских отложениях прогибов обрамления северо-восточной части Сибирской платформы. В кн.Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск, 1980, с.74-85.

Chersky N., Tsarev V., Nikitin S., Bondarev E., Nenakhov V. Solid Gas -- Prospects of Utilization // В кн. Science in the USSR // No. 3, 1989, USSR Academy of Sciences, p. 7-13.

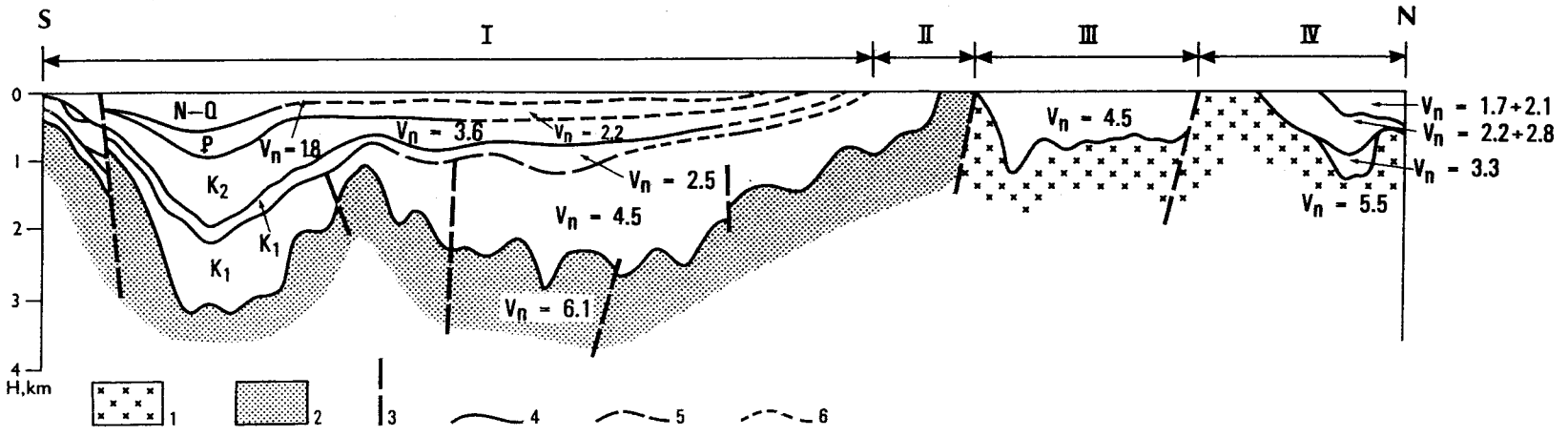
Clark D.L. Geological history of the Arctic ocean basin. In: Canada's continental margins and offshore petroleum exploration. Publ. CSPG, Calgary, Alta, Canada, 1975, p.501-524.

Cowie J.W., Bassett M.G. Global Stratigraphic Chart, 1989, Episodes, 12(2), 1989, Supplement.
Detterman R.L. Mesozoic Sequence in Arctic Alaska. Arctic geology.
Mem.19, 1973, p.376-388.

Grantz A., Holmes M.L., Kososki B.A. Geologic framework of the Alaskan continental terrace in the Chukchi and Beaufort seas. In: Canada's continental margins and offshore Petroleum exploration. Publ. by Canadian soc. petrol. geologists. Calgary, Alta, Canada, 1975, p.669-701.

Grantz A., Eittreim S., Whitney O.T. Geology and Phisiography of the continental margin North of Alaska and implications for origin of the Canada Basin. In: The Ocean Basin and Margins, v.5, 1981, p.439-492.

http://jurassic.ru/



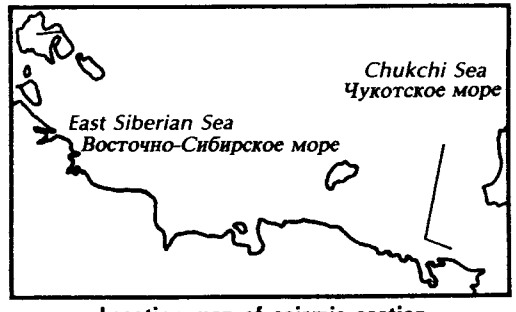
LEGEND

1 and 2 – Folded basement
(1–Baykal complex, 2–Kimmerian complex);
3– Disjunctive dislocations (Faults);
4 to 6 – Seismic boundaries
(4–certain, 5–uncertain, 6–conditional)

I – South Chukchi Deep;
II – Wrangel – Herald Ridge;
III – East Herald Deep;
IV – Herald High

Складчатое основание
1. Байкальский комплекс
2. Киммерийский комплекс
3. разрывные нарушения
4–6. сейсмические границы:
4– уверенные, 5 - неуверенные, 6 - условные.

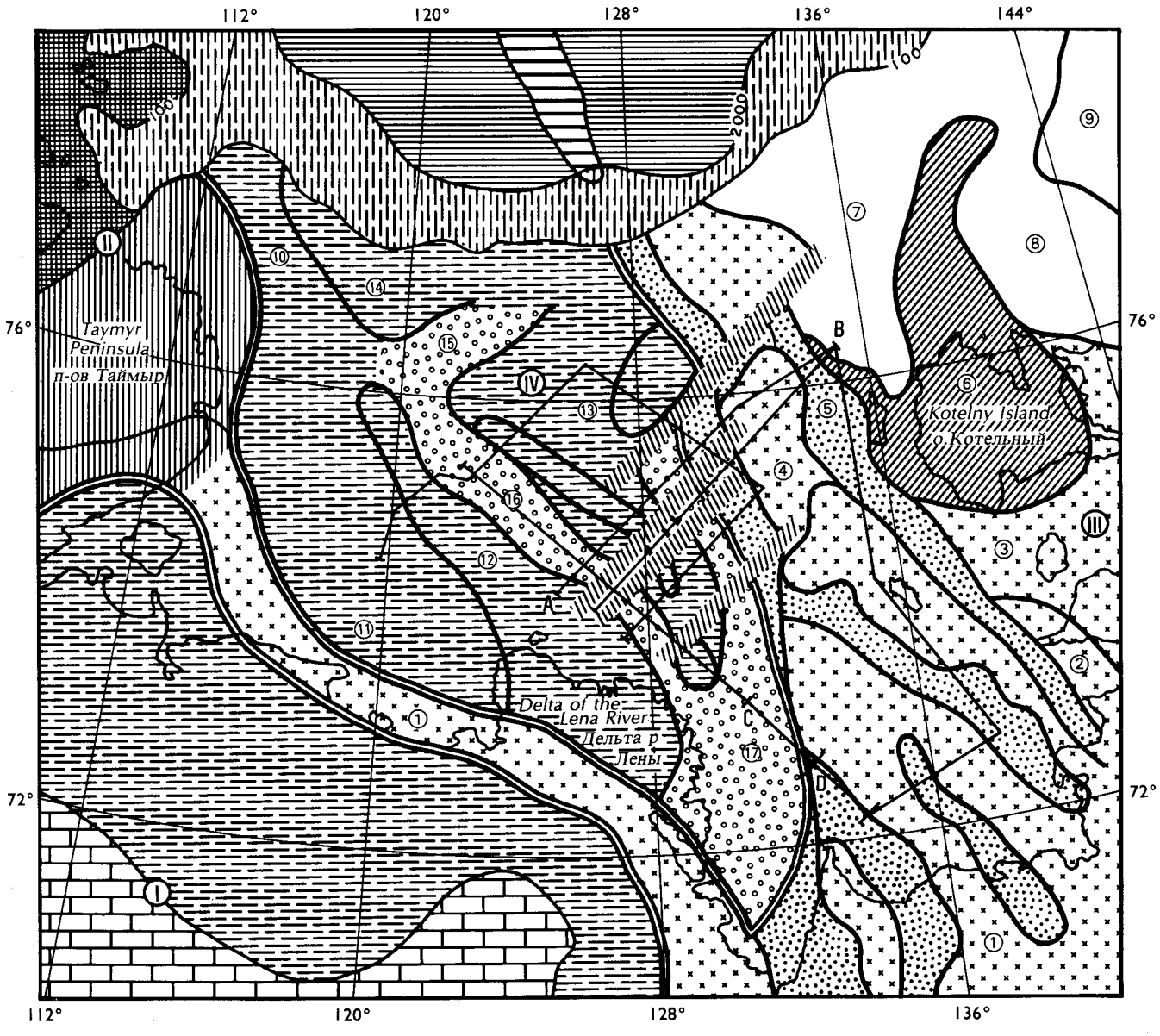
I – Структуры Южно-Чукотскго прогиба
II – Врангелевско-Геральдская гряда
III – Восточно-Геральдский прогиб
IV – Геральдское поднятие



Location map of seismic section
Положение сейсмического профиля

FIGURE 1.1 Geological - geophysical section of the Chukchi Sea
РИСУНОК 1.1 Геолого - геофизический разрез Чукотского моря

http://jurassic.ru/



For legend see Figure 1.2B

Условные обозначения см. на рис. 1.2B

FIGURE 1.2A Tectonic zonation of the Laptev offshore areas

РИСУНОК 1.2A Тектоническое районирование шельфа моря Лаптевых

http://jurassic.ru/

FIGURE 1.2B Legend for Figure 1.2A

РИСУНОК 1.2В Условные обозначения к рисунку 1.2А

http://jurassic.ru/


Epikarelian platform complex
Эпикарельский
платформенный комплекс


Epikarelian paraplatform complex
Эпикарельский
параплатформенный комплекс


Early Kimmerian folding complex
Раннекиммерийский
складчатый комплекс


Late Kimmerian folding complex of
the Mesozoides of the USSR North-East
Позднекиммерийский складчатый
комплекс мезозоид северо-востка СССР.


a) b) c) Sedimentary cover ($K_2 - K_z$) of increased thickness in grabens and depressions superimposed on
a) the paraplatform basement, b) Mesozoides of the USSR North-East, c) ?basement
плитный чехол (K_2-K_z) повышенной мощности в грабенах и прогибах,
а) наложенных на параплатформенное основание б) мезозоиды Северо-Востока СССР с) основание неясного генезиса


Middle massifs
срединные массивы


Archaean — Middle Proterozoic
granite/metamorphic complex
архейско - среднепротерозойский
гранитно метаморфический комплекс


Continental slope
материковый склон


Abyssal hollow (depression)
аббисальная котловина


Rift zone of
Gakkel Mid — Oceanic Ridge
рифтовая зона
Срединно-океанического хребта Гаккеля


a) b) c) The boundaries of structure-tectonic elements
a) superorder range, b) first order, c) second order
границы структурно-тектонических элементов,
а) надпорядковых, б) первого порядка с) второго порядкав


a) b) c) Zones of tectonic dislocations
a) larger of regional significance, b) smaller, c) with the displacement of regional significance
зоны тектонических нарушений;
а) крупных регионального значения б) более мелких с) со сдвигами регионального значения


Seismic profiling with the
deepest point of seismic reflection
сейсмические профили МОВ ОГТ



Line of seismogeological section
линия сейсмогеологического разреза



Line of seismic—time section
shown in Figure 1.3
линия сейсмического временного
разреза, представленного на рис. 1.3



Key seismic reflectors and their indices
опорные сейсмические
отражающие горизонты, их индексы


Erosional unconformity at surface
Поверхность несогласия эрозионного типа
и выхода на нее сейсмического горизонта

KEY SEISMIC REFLECTORS (Numbers in circles)
1 — Verkhoyano — Kolymian 'miogeosynclinal'; 2 — Rauchan — Oloy 'eugeosynclinal'; 3 — Novosibirsko — Chukchi 'miogeosynclinal'; 4 — East Laptev folded zone — continuation of folded Mesozoides system on the Laptev Shelf (horsts): a) East Laptev b) Stolbovsky, grabenlike downwarps, c) Shirostonian, d) Chondonian, e) Ust — Yana; 5 — Belkhovsko— Svjtonossky graben.

MIDDLE MASSIFS
6 — Kotelnichesky; 9 — De-Long.

DOWNWARPS
7 — Anisinsky; 8 — Novosibirsky; 10 — West Laptev; 11 — South Laptev.

UPLIFTS
12 — Trofimovskoe; 13 — Central Laptev (a — Intensivnoe high, b — Minin ramport); 14 — West Laptev.

GRABENS
15 — Severny (Northern); 16 — Ust—Lena (Dunay saddle); 17 — Omoloy

FIGURES IN CIRCLES
I — Siberian Platform; II — Taymyr Folded Zone; III — Folded Systems of Mesozoides of the North East of the USSR; IV—West Laptev Zone — Pericratonic block of Siberian Platform.

1 - Верхояно - Колымская миогеосинклинальная; 2 - Эвгеосинклинальная Раучанско-Олойская; 3 - миогеосинклинальная Новосибирско-Чукотская 4 - Восточно-Лаптевская складчатая область-продолжение складчатых систем мезозоид на Лаптевском шельфе; (горсты: а - Восточно-Лаптевский, б - Столбовский. Грабенообразные прогибы: в - Широстонский, г - Чондонсктий, д - Усть - Янский); 5 - Бельковско - Святоносский грабен;

Срединные массивы:
6 - Котельнический,: 9 - Де - Лонга;

Прогнбы:
7 - Анисинский; 8 - Новосибирский 10 - Западно - Лаптевский; 11 - Южно-Лаптевский;

Поднятия:
12 - Трофимовское; 13 - Центрально - Лаптевское (а - поднятие Интенсивное, б) - вал Минина); 14 - Западно — Лаптевское;

Грабены
15 - Северный; 16 - Усть-Ленский (а - Дунайская седловина); 17 - Омолойский

Цифры в кружках:
I - Сибирская платформа; II - Таймырская складчатая область; III - Складчатые системы мезозоид Северо-Востока СССР; IV - Западно-Лаптевская область-перикратонный блок Сибирской платформы;

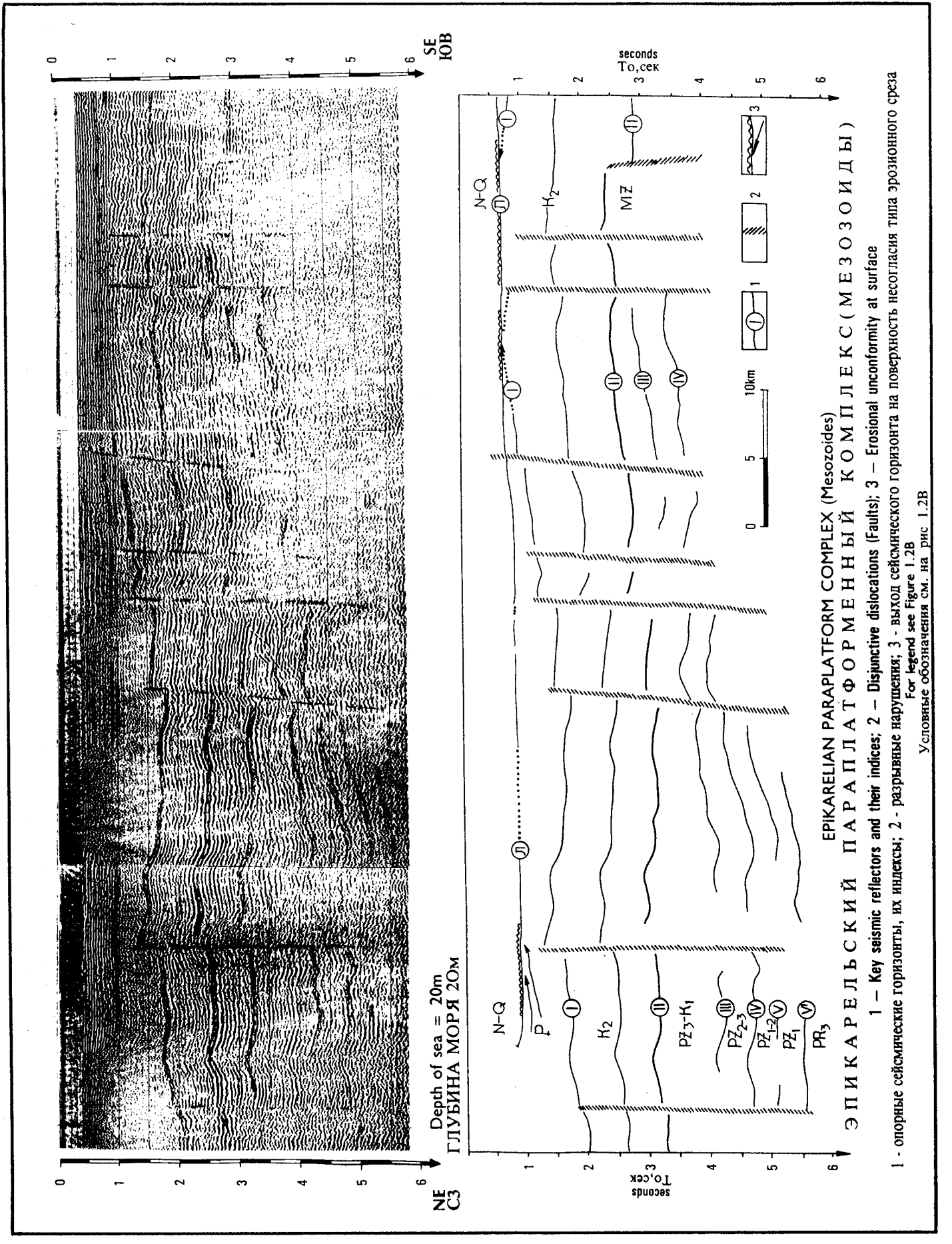


FIGURE 1.3 Part of seismic time-section MOB OГТ(Laptev Sea)
РИСУНОК 1.3 Фрагмент сейсмического временного разреза по профилю МОВ ОГТ

http://jurassic.ru/

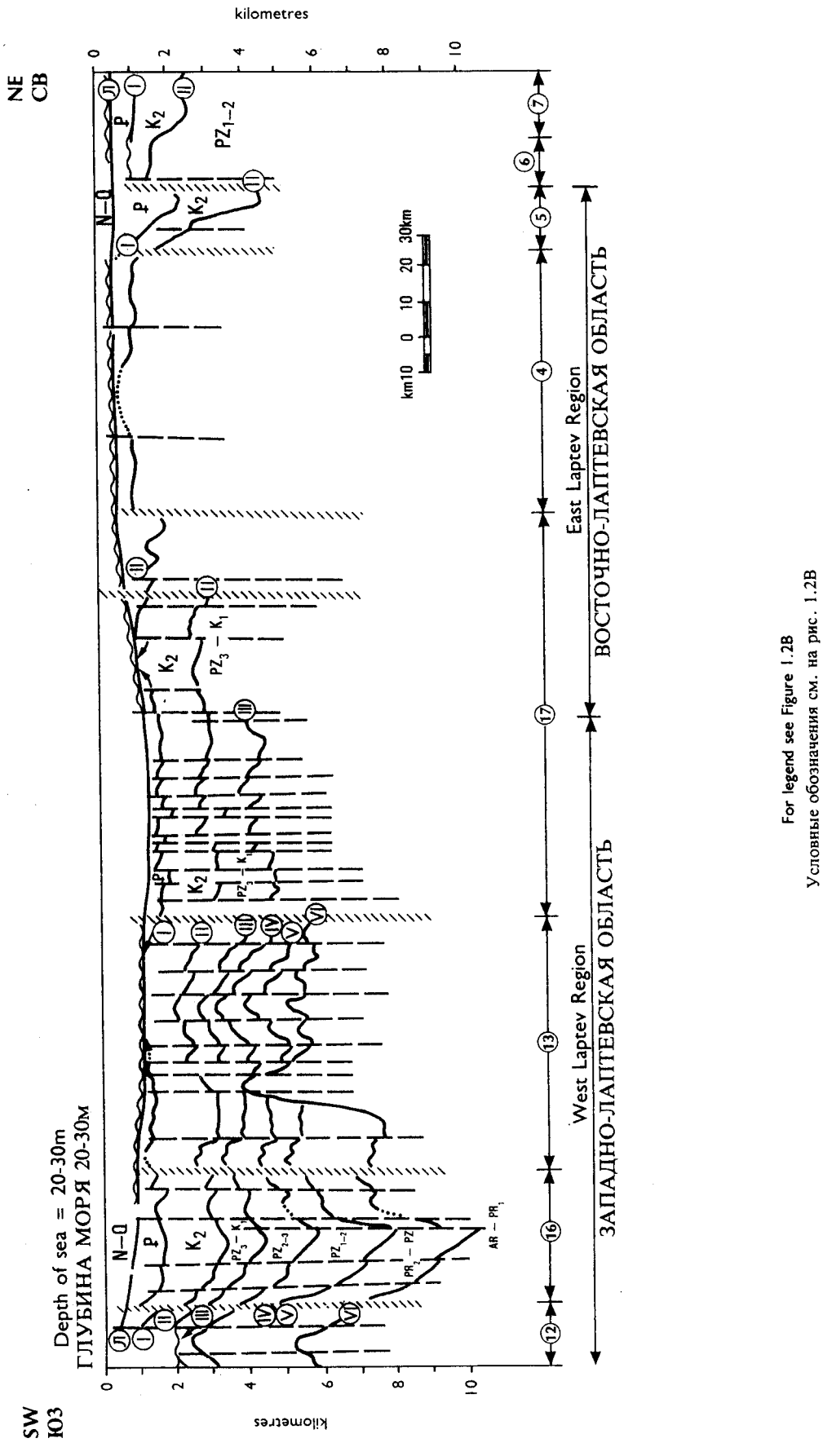
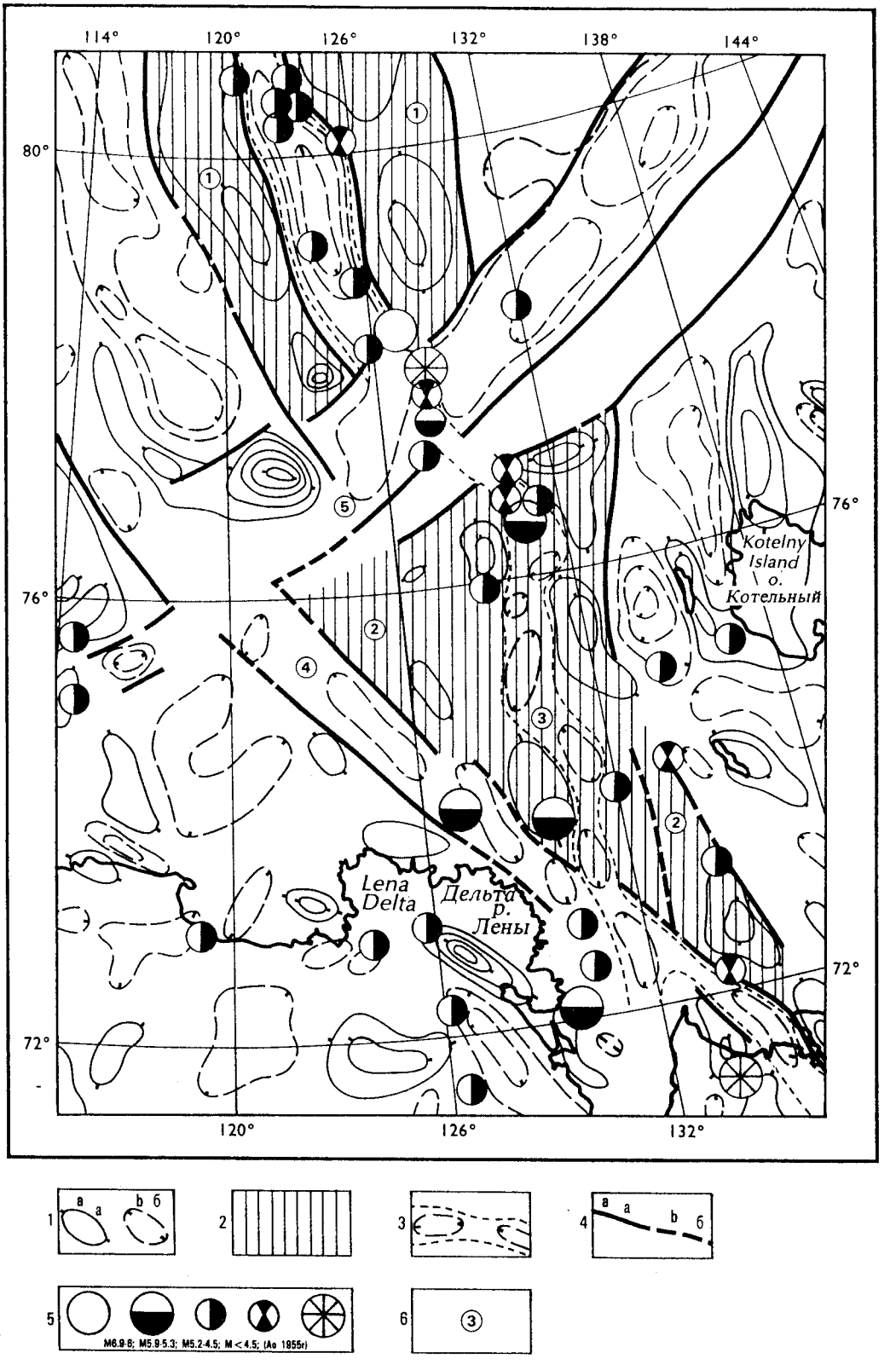


FIGURE 1.4 Seismic profile along line A—B (see Figure 1.2A)
РИСУНОК 1.4 Сейсмический профиль по линии А-В (см. рис.1.2А)

http://jurassic.ru/



1 - Structural elements a) positive, b) negative; 2 - Major elevations; 3 - Zones of subsidence in the areas of major elevations; 4 - Faults a) authentic, b) assumed; 5 - Epicentres of earthquakes and their characteristics in magnitudes; 6 - Numbers and titles of structural elements ①elevation of the Gakkel Ridge, complicated by rift valley; ② Laptev High; ③ Omoloy Graben; ④ Ust-Lena Graben; ⑤ Northern Graben.

1 - структурные формы (а - положительные, б - отрицательные); 2 - контуры крупных поднятий; 3 - зоны опусканий в пределах крупных поднятий; 4 - разломы (а - достоверные, б - предполагаемые); 5 - эпицентры землетрясений и их характеристика в магнитудах; 6 - номера и наименование структурных элементов ① поднятие хр. Гаккеля, осложненное рифтовой долиной, ② Лаптевское поднятие, ③ Омолойский грабен, ④ Усть-Ленский грабен, ⑤ Северный грабен.

FIGURE 1.5 Map showing remnant gravity anomalies of the Laptev Shelf *(interpretation by B.I. Kim)*
РИСУНОК 1.5 Карта остаточных гравитационных аномалий шельфа моря Лаптевых *(интерпретация Б.И.Кима)*

http://jurassic.ru/

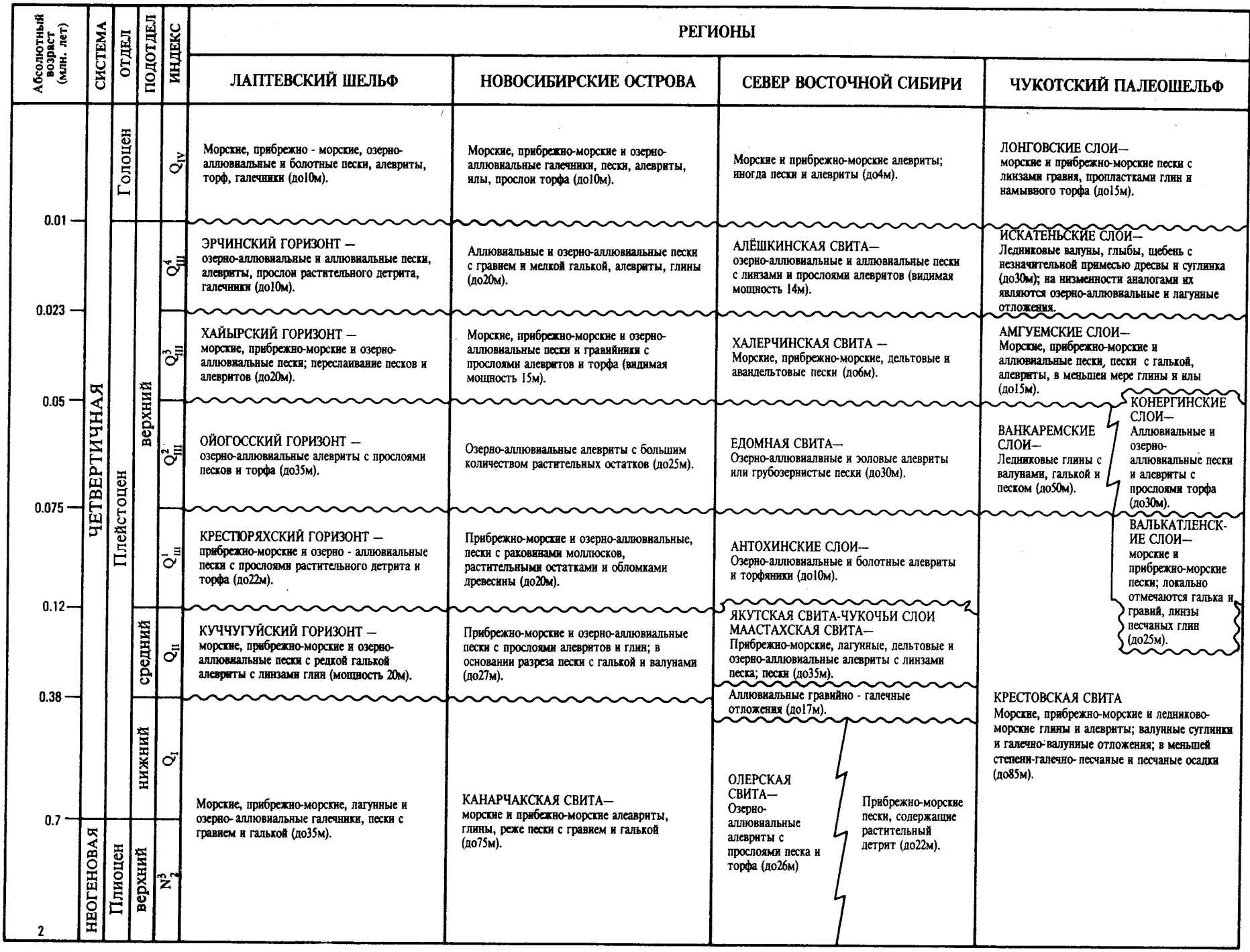


РИСУНОК 1.6 Схема корреляции четвертичных отложений Восточно - Арктического шельфа и палеошельфа *(составили: Б.И.Ким и В.Я.Слободин)*

http://jurassic.ru/

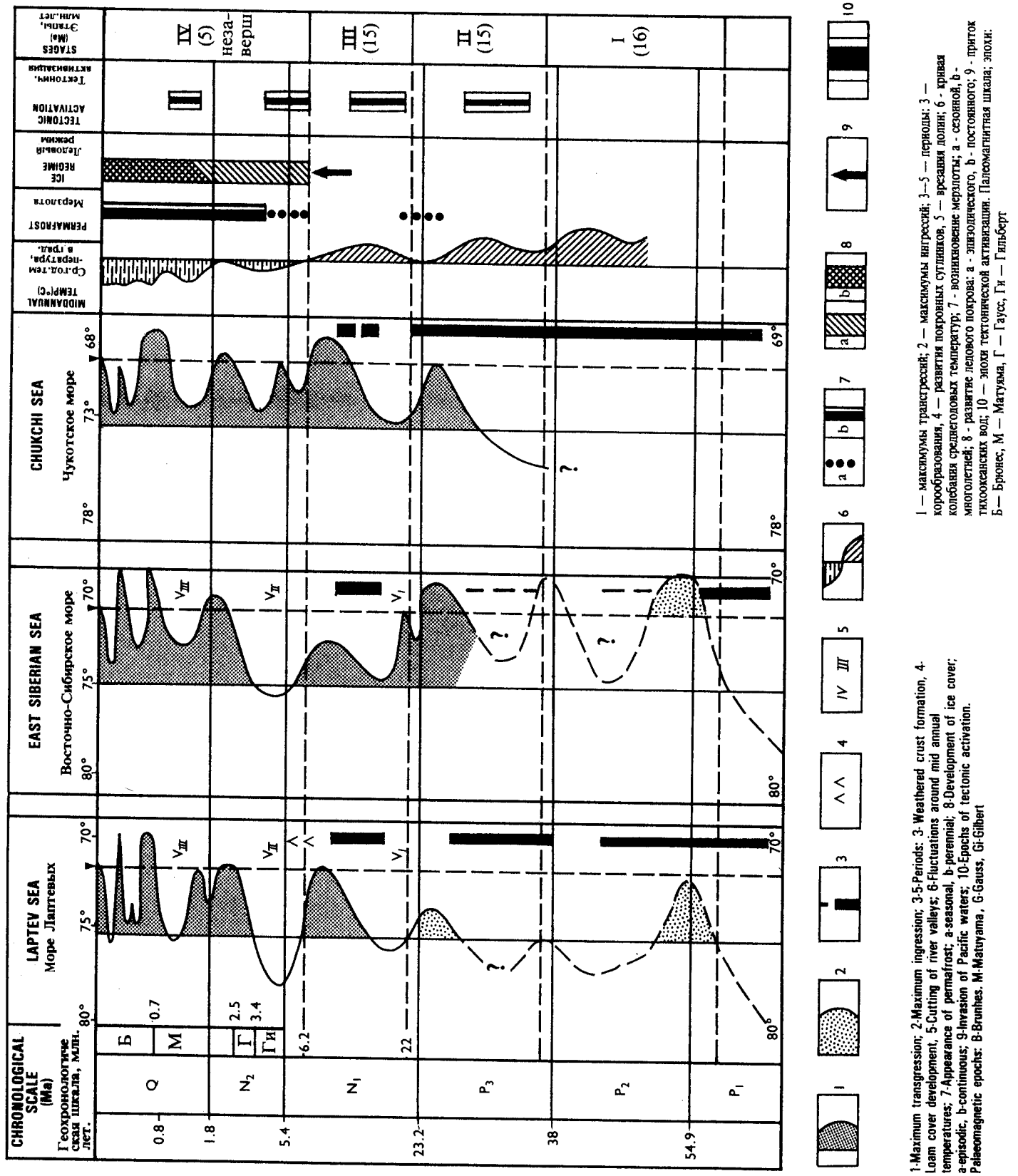


FIGURE 1.7 Correlative scheme of main Cenozoic events in the East Arctic offshore region

РИСУНОК 1.7 Схема корреляции основных событий кайнозойской истории Восточно-Арктического шельфа

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 2

КАЙНОЗОЙ ШЕЛЬФА ЧУКОТКИ

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН

С.А. Лаухин, Н.Г. Патык-Кара

Шельф Чукотки состоит из двух секторов, принципиально различающихся по истории геологического развития и строению разреза кайнозоя:
1. Северный сектор, охватывающий Чукотское море и Берингов пролив; пассивный шельф; отнесен В.И. Ушаковым и А.М. Ивановой в 1987 г. к Восточно-Арктической шельфовой области, включающей восточную часть Восточно-Сибирского, Чукотского и северную окраину Беринговоморского кайнозойских бассейнов седиментации (рис.2.1). 2. Восточный сектор, охватывающий часть Берингова моря в пределах обсуждаемого региона (к северу от о-ва Карагинского) Беринговоморская шельфовая область, южная часть Беринговоморского кайнозойского бассейна седиментации. Прилежащая к Корякии часть -- активный шельф.

Оба сектора сближает слабая изученность кайнозоя в акватории шельфовых областей. В отличие от западных и центральных частей Восточно-Сибирской шельфовой области, на Северо-Чукотском шельфе и в азиатской части Беринговоморского шельфа нет крупных островов, на которых были бы широко и сравнительно полно развиты палеоген-неогеновые отложения. Материалы бурения в акватории этих шельфовых областей, которые вскрыли бы значительную часть разреза палеогена и неогена, в литературе неизвестны. Скважины, пройденные с "Гломара Челлинджера" по проекту DSDP на северо-западе Пацифики, в обсуждаемую часть азиатских шельфов также не попали. Исключением являются лишь острова Айон, Роутан и Чаунская губа, где многочисленные скважины вскрыли большую часть кайнозоя. Однако эти острова и сама Чаунская губа, как показали Ю.П. Дегтяренко и др.(1982), стала акваторией всего лишь 7-10 тыс.лет назад. По-существу, это всего лишь северная часть Чаунской впадины, затопленная в голоцене. Поэтому основным источником информации о строении кайнозоя шельфа являются разрезы береговых обнажений и приморских впадин, а также профиля сейсмических исследований МОВ,КМПВ (рис.2.1,2.2), использованные нами в геологической интерпретации Я.И. Полькина (1984) для Чукотского и О.П. Дундо и др.(Егиазаров и др.,1985) для Берингова морей. Для этих шельфов, может быть больше, чем для многих других, справедливо положение, высказанное О.И. Супруненко (1984, с.494):"Восстановление истории формирования шельфов... является черезвычайно сложной задачей в связи с... практически полным отсутствием прямых сведений о составе слагающих шельфы разновозрастных... образований. Основными материалами для суждения о строении шельфов, истории их становления... являются данные о строении сопредельной суши (и) результаты геофизических исследований...". Это, да ещё преобладание терригенного осадконакопления преимущественно в платформенном и субплатформенном режиме, пожалуй, единственное, что сближает обсуждаемые шельфовые области. Различия же их весьма многообразны.

В восточном секторе шельф по времени становления земной коры делится на мезозойско-кайнозойскую (часть шельфа прилежащая к северным районам Корякии и в районе островов Св.Лаврентия, Св.Матвея, Прибылова и др.) и кайнозойскую (прилежащую к южным районам Корякии) части. Шельф формировался вслед за завершением складчатости и орогенеза в Корякии. Чехол его имеет миоцен-плейстоценовый возраст. К северу от мыса Наварин -- о-в Св.Матвея, -- о-ва Прибылова шельф обширный: по широте от материка до материка, по меридиану -- до Чукотского моря. К югу от мыса Наварин шельф резко сужается и обычно не превышает 50-70 км. Как показали О.И. Дундо и др. (Егиазаров и др., 1985), в акватории шельф в структурном отношении не имеет принципиальных отличий от обрамляющей суши. Как в акватории, так и на побережье кайнозой представлен в большой степени, часто преимущественно, морскими фациями. Характерны вулканические образования.

Палеоген слагает складчатое основание шельфа. Представлен он морскими и континентальными образованиями мощностью в несколько км. Мощность миоцена также часто превышает 2 км, но в нем увеличивается роль паралических и континентальных фаций. В плиоцене уже преобладают континентальные образования.

К северу от мыса Наварин в пределах обширного Северо-Беринговского шельфа В.К. Дорофеев и др. в 1987 г выделили Ратмановскую, Лаврентьевскую, Энмеленскую, Золотогорскую и др. морфоструктурные поднятия, согласные складчатым структурам или дискордантные им. Поднятия разделены впадинами унаследованными (Анадырская, Бельская и др.) или наложенными (Уэлькальская, Тнекверемская, Волчинская и др.). Мощность кайнозоя в унаследованных впадинах иногда превышает 3-4 км, а в наложенных составляет 0,1-0,5 км. Преобладание морских отложений характерно для унаследованных впадин.

В южной части Беринговского шельфа в палеогене и миоцене формируется система впадин и прогибов: впадины Пенжинская, Олюторская, Хатырская и др. с мощностью кайнозоя более 1 км и поднятия (Наваринское, Уэлькальское, Карагинское и др.) с пониженной мощностью кайнозоя. В пределах этого подвижного шельфа тихоокеанского типа в кайнозое неоднократно происходили перестройки структурного плана, сопровождавшиеся интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями, и резкие изменения условий осадконакопления. На этой части Восточного сектора шельфа развиты грауваккковые, флишевые, туфо-диамиктовые, молассовые и др. формации.

http://jurassic.ru/

Особое место в Восточном секторе занимает Анадырская впадина (рис.2.1, 2.2, 2.3), расположенная в одноименном заливе и на его побережье. Эта впадина составляет едва ли ни половину площади Восточного сектора Чукотского шельфа и приурочена к сочленению Корякско-Камчатской складчатой области и мезозоид Чукотки. Возраст этой впадины (соответственно и шельфа в её пределах) плиоцен-четвертичный. Как показали А.К. Дертов и О.И. Супруненко (1986), уже по верхнему миоцену впадина делится Тымнинско-Туманским поднятием на Нижне-Анадырский и Восточно-Анадырский прогибы. В палеогене она представляла собой сложную систему сравнительно небольших впадин.

В северном секторе шельф развивается на земной коре мезозойского возраста и срединных массивах допалеозойского возраста. Для него характерна большая ширина (до 600-800 км) и существенно разный возраст чехла от мел-кайнозойского на мезозойском складчатом основании до фанерозойского на срединных массивах. Наибольшая ширина шельфа на западе (более 800 км), наименьшая -- по линии мыс Яканваам -- о-в Врангеля -- хр.Менделеева (около 600 км). В Северном секторе шельф делится флексурно-разломной зоной (Косько, 1984, Полькин, 1984) на внешнюю и внутреннюю части.

Внешняя часть шельфа минимальной шириной против мыса Яканваам 200 км, расширяется к западу до 250-280 км, к востоку -- до 550 км против Колючинской губы, а восточнее, вероятно, и больше. Большую часть кайнозоя (по меньшей мере 80-85% его продолжительности) на внешнем шельфе преобладало континентальное осадконакопление.

На внешнем шельфе с запада на восток выделяются: восточное окончание Фаддеевской депрессии, Айонская впадина и Южно-Чукотский прогиб (рис.2.1). Большую часть кайнозоя эти структуры находились на суше. В современный трансгрессивный этап они почти целиком располагаются в акватории. Только верхние части южных крыльев этих структур доступны изучению на суше. Здесь они выделяются в виде цепочки приморских впадин: Чаунской, Нижне-Пегтымельской, Кууль-Иннукайской, Валькарайской, Экиатапской, Койвельхвеергынской, Ванкаремской, Колючинской, Уэленской (рис.2.1). Сейсмические профиля (рис.2.2) показывают, что мощность палеогена и неогена от приморских впадин к оси этих отрицательных структур сильно увеличивается. Очевидно, возрастает и полнота разреза. Однако достаточно детально при помощи бурения и горных выработок разрез кайнозоя этих структур изучен лишь в приморских впадинах. Только для Айонской впадины имеется разрез приближенный к ее осевой части -- скважина на о-ве Айон.

С севера отрицательные структуры внешнего шельфа ограничены Медвежинским выступом и Врангелевско-Геральдской грядой (Косько, 1984; Полькин, 1984); с юга -- горными массивами Ануйского, Чукотского хребтов и Колымского нагорья. Цепочка кайнозойских впадин вдоль северного подножья горных массивов четко выражена в рельефе в виде одноименных приморских низменностей (рис.2.1). Мощность и полнота разреза кайнозоя в приморских впадинах увеличивается от мыса Яканваам к востоку и к западу. Между Валькарайской и Кууль-Иннукайской впадинами, расположенными, соответственно, к востоку и западу от мыса Яканваам, приморские низменности развиты прерывисто, не превышают 1-х км. В разрезе их вскрывается только плейстоцен. В Валькарайской впадине развит неоген, вероятно с самыми верхами олигоцена (Сухорослов, 1978). Мощность кайнозоя редко превышает 50 м, из них 20-30 м приходится на плейстоцен. Примерно в 170-200 км в востоку и западу от Валькарайской, подошва кайнозоя залегает в Ванкаремской впадине на отметках до -240 м, а в Нижне-Пегтымельской на -200 м. Общая мощность кайнозоя в Ванкаремской впадине местами превышает 300 м. В осевойже части Южно-Чукотского прогиба мощность кайнозоя превышает 1100 м (Полькин 1984). Нижние слои кайнозоя в Ванкаремской и Колючинской впадинах представлены палеоценом, в Чаунской -- слоями переходными от эоцена к олигоцену, а на о-ве Айон -- средним эоценом (рис.2.3).

Таким образом, в пределах мезозоид к востоку и западу от субмеридианального поднятия, расположенного на продолжении хр.Менделеева, мощность и полнота разреза кайнозоя увеличивается. Лишь в пределах Чукотского срединного массива (Уэленская впадина, восточная часть Мечигменского прогиба, Лорино, Пинакуль и т.д.) приморские впадины резко сужаются. Разрез вскрывает плейстоцен и верхний плиоцен (Половова, 1988). Анализ разреза кайнозоя приморских впадин положен в основу построения палеогеографических карт палеогена и неогена Северного сектора Чукотского шельфа. На рис.2.5 приведена корреляционная схема палеогена и неогена приморских впадин севера Чукотки, в соответствии с которой ниже рассмотрены системы для Чукотского шельфа. Несколько особняком стоит разрез кайнозоя, вскрытый на о-ве Айон, в центральной части Айонской впадины. Большая дискусионность стратиграфического расчленения этого разреза (рис.2.4) позволила использовать для палеогеографических построений только нижнюю часть этого разреза, не вызывающую пока больших дискуссий. По этой же причине разрез кайнозоя на о-ве Айон не включен в корреляционную схему (рис.2.5).

На внутренний шельф Чукотки с запада заходят периклинали Новосибирского, Благовещенского прогибов и разделяющая их гряда Анжу; далее располагаются Восточно-Чукотская впадина, прогибы Вилькицкого и Северо-Врангелевский (Косько, 1984; Полькин, 1984). Эти преимущественно субширотные структуры выделяются по геофизическим (рис.2.2), морфоструктурным данным и материалам драгирования. Прямых данных о строении разреза кайнозоя очень мало, но можно предполагать, что морские фации кайнозоя здесь развиты шире, чем на внешнем шельфе. Максимальные мощности (более 4 км) выявлены на востоке прогиба Вилькицкого и составлены неогеном (?)-палеогеном-мелом (Косько, 1984). В Северо-Чукотской впадине для

http://jurassic.ru/

неоген-четвертичных отложений предполагается мощность 1,2 км и 1 км -- для палеогена (Полькин, 1984). Вдоль северного борта Северо-Врангелевского прогиба предполагается развитие базальтов позднего палеогена-неогена. На Геральдском поднятии мощности палеогена 150 м, а неогена-антропогена - до 400 м; в Северо-Врангелевской впадине, соответственно, до 2 км и более 1,8 км.

Как показал Ю.Е. Погребицкий (1984), в целом для северного шельфа Евразии характерно трёхчленное строение: на фундаменте залегает средний этаж -- реликты нескладчатого или слабоскладчатого осадочного покрова, образованного до того как эти районы вошли в состав Арктической геодепрессии. И только верхний этаж отвечает седиментационному комплексу развивающихся бассейнов. Шельф начал формироваться с дания. Общее поднятие северного шельфа Азии, характерное для 1-й половины палеоцена, во 2-й его половине сменилось опусканием и морской трансгрессией (Лившиц, 1984), которая на севере Чукотки едва ли достигала впадин внешнего шельфа. Эоценовая трансгрессия уже могла проникать в них, хотя бесспорно морских фаций эоцена в отложениях приморских впадин и на их продолжении к северу (во впадинах внешнего шельфа) пока не установлено. К олигоцену Ю.Я. Лившиц (1984) относит формирование хр.Менделеева, Чукотского поднятия в океане и дифференцированные тектонические движения на шельфе. Море, которое в конце олигоцена узким заливом внедрялось к югу до устья Омолона (Лаухин, Патык-Кара, 1985); вероятно также заливом проникало в Айонскую впадину Ю.Я. Лившиц (1984) рисует здесь "останцовое" море. В неогене этапы регрессий сменялись трансгрессиями, причём море временами проникало глубоко в пределы приморских впадин, практически до их южного горного обрамления.

I. Палеогеографические реконструкции

1. Палеоген

Палеоцен

В северном секторе Чукотского шельфа палеоцен изучен в приморских впадинах Восточной и Западной Чукотки (рис.2.1).

На западе Чукотки он выделен в Анюйской впадине (Сиротило, 1988; Белая, Литвиненко, 1988) и, вероятно, связан с палеоценом Яно-Колымской впадины (южная часть Фаддеевской депрессии внешнего шельфа). В Анюйской впадине, как и в низовьях Колымы, палеоцен представлен континентальными отложениями, но пространственная связь его с тимкинской свитой низовий Колымы (рис.2.5) не установлена. Кроме того, тимкинская свита (Лаухин, Фрадкина, 1985; Фролов и др., 1989) сложена сравнительно маломощными (не более 45 м) углисто-глинистыми озёрными отложениями. В Анюйской же впадине (бассейн р.Баёково) мощность палеоцена 80-120 м, в нём нет углей, но значительна роль аллювиальных фаций (мощность галечников до 14 м).

На востоке Чукотки палеоцен развит в Колючинской (уквыveемская свита Ю.В. Крюкова) и Ванкаремской (тыноокенская свита Г.В. Скворцова) впадинах (Кыштымов и др., 1988; Лаухин и др., 1989). В Колючинской губе мощность палеоцена более 80 м, он представлен аллювиальными фациями и залегает на южном продолжении субмеридиональной системы грабенов, которая на севере пересекает Врангелевско-Геральдскую гряду, а на юге переходит в Колючинско-Мичегменский прогиб. Вероятно, в палеоцене к этому грабену была приурочена речная палеодолина. (карта 2.1) Не исключено, что часть андезитов, андезито-базальтов нунлигранской свиты верхнего мела Колючинско-Мичегменского прогиба также относится к палеоцену (Крюков, 1975). Есть основания предполагать (Лаухин и др., 1988), что ещё в плиоцене тыноокинская свита (рис.2.3) распространялась в пределах практически всей Ванкаремской впадины. Сложена она на юго-востоке впадины, близ её горного обрамления, галечниками мощностью 30 м, оставленными, по-видимому, притоком Колючинско-Геральдской палеореки. Обилие галечников в аллювии этой палеореки и её притока, как и развитие андезит-базальтов (60-68 млн.лет по калий-аргону), свидетельствует о горном рельефе Чукотского полуострова в палеоцене. (карта 2.1) На севере Ванкаремской впадины, западнее упомянутых палеодолин, мощность палеоцена вряд-ли превышает 10 м, представлены они, скорее свего, озёрными фациями.

Описанные отложения уверенно датированы палеоценом по палинологическим данным. Собранная в них макрофлора не противоречит этой датировке. Однако к какому времени палеоцена они относятся и одновозрастны ли они в пределах палеоцена или нет -- пока неясно.

В восточном секторе Чукотского шельфа палеоцен сложен как морскими, так и континентальными фациями; обильны вулканиты, разрез его весьма разнообразен, мощности 120-620 м.

В Беринговском прогибе (рис.2.1) нижнечукотская подсвита сложена полимиктовыми песчаниками с глиной и углями в середине, а нижнеамаамская подсвита (200 м) -- серыми песчаниками и гравелитами. В обоих подсвитах собраны фораминиферы и флоры дат-палеоцена; в нижнеамаамской, кроме того, моллюски, среди которых определены Crassatella unioides и Turritella pachecoensis, известные из палеоцена свиты Мартиз Северной Америки (Волобуева и др., 1988).

В Нижне-Хатырском прогибе палеоцен сложен серыми аргиллитами и алевролитами (120-140 м) с

http://jurassic.ru/

фораминиферами, которые, в частности Globogerina varianta, позволяют отнести породы к этому отделу. В Иомраутском прогибе низы (150-200 м) глухореченской толщи тёмно-серых алевролитов содержат фораминифер с Globigerina trilocelinoides, Globorotalia cf. angulata, G. cf. velascoensis, позволяющих датировать эти слои палеоценом. В Марковской впадине низы (300 м) нижнемарковской подсвиты, сложенной песчаниками, по составу фораминифер, ракообразных, моллюсков и палиноспектрам датированы маастрихт-палеоценом (Волобуева и др., 1988). Очевидно, морская трансгрессия не только распространялась в Корякии, но в какие-то этапы палеоцена проникала и в Марковскую впадину по Пенжинскому (?) прогибу.

В Олюторском прогибе южноильпинская свита (600-620 м) сложена внизу туфоконгломератами и песчаниками (300 м), в середине -- переслаиванием туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников (200 м), вверху -- переслаиванием туфопесчаников и алевролитов (100 м). Комплекс планктонных фораминифер из верхней подсвиты сопоставим с зоной Globorotalia velascoensis верхнего палеоцена. Фораминиферы средней подсвиты позволяют отнести её и нижнюю подсвиту к нижнему палеоцену (Волобуева и др., 1988).

Эоцен.

В северном секторе Чукотского шельфа отложений 1-й половины эоцена не обнаружено. Концом среднего эоцена датирует Б.В. Белая (Кыштымов и др., 1988) пески с гальками и углифицированными растительными остатками и глинами общей мощностью более 30 м на о-ве Айон (рис.2.3,2.4). В Ванкаремской впадине пёстрая толща выветрелых галечников (20 м) лишь условно отнесена к эоцену (Лаухин и др., 1989). Если эта датировка верна, то, возможно, палеоценовая Колючинско-Геральдская палеодолина продолжала существовать и в эоцене (карта 2.2а). Аллювиальные галечники конца эоцена (4-16 м) известны в районе Чаанайских холмов, а пески с галькой (более 50 м) на о-ве Айон (Белая, Терехова ,1982а), Кыштымов и др. 1988). Датировки по палинологическим данным. Присутствие галечников в аллювиальных фациях свидетельствует о горном рельефе Чукотки в эоцене (карта 2.2а). Горный рельеф на западе Чукотки подтверждается и палинологическими данными (Лаухин, Фрадкина, 1985; Лаухин 1986). Вероятно, в 1-й половине эоцена в Северном секторе Чукотского шельфа господствовала денудация.

По палиноспектрам конца среднего эоцена на о-ве Айон можно предполагать, что климат Чукотки в оптимум эоцена был близок паратропическому, тастахскому, изученному по разрезам Яно-Колымской низменности (Кулькова, 1973; Фрадкина, 1983). В конце эоцена намечается существенное похолодание (Лаухин, 1986). Морских фаций в известных разрезах эоцена не обнаружено и возможность развития прибрежно-морских отложений в эоцене в Айонской впадине допускается (карта 2.2а) по аналогии с Северо-Якутским, Северо-Американским секторам шельфа, а также -- по установленному развитию прибрежно-морских отложений в самом начале олигоцена.

В восточном секторе Чукотского шельфа и на прилежащей суше эоцен представлен широко и делится на подотделы, описанные ниже по Б.И. Волобуевой и др. (1988).

В Анадырской впадине в палеоцене-среднем эоцене на севере накапливаются эффузивы и туфы (рис.2.3), связанные с вулканизмом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. К центральным частям впадины мощность вулканитов уменьшается, в них появляются терригенные отложения. В районе г.Анадырь вулканические породы замещаются терригенными угленосными. В бухте Угольной палеоцен-эоцен представлен морскими и континентальными отложениями, среди которых резко преобладают граувакковые, в т.ч. вулканомиктовые песчаники. По В.В. Иванову (1985) вулканогенный палеоцен-средний эоцен объединяется в танюрерскую (до 1-2,5 км), а латерально замещающий его терригенно-угленосный -- в анадырскую (250 м и более) свиты.

В Беринговском прогибе среднечукотская подсвита (250 м) сложена тонкообломочными породами с 3-я пластами угля с макрофлорой раннего эоцена, а верхнечукотская (около 500 м) -- вулканомиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов и углей с малакофауной и палиноспектрами среднего эоцена. Там же развита среднеамаамская подсвита (500-600 м) песчаников с пачкой переслаивания алевролитов, аргиллитов и углей. Вверху подситы обнаружены характерные для раннего эоцена многочисленные Corbicula triangulata,единичные Crassatella cf. uvasame semidentata, Glyeymeris af. branneri. Верхнеамаамская подсвита (400-450 м) полимиктовых песчаников имеет среднеэоценовый возраст. К верхнему эоцену отнесена усть-гирпнойская толща (300 м) глинистых алевролитов с редкими фораминиферами внизу разреза кайнозоя Анадырской впадины. Свита мыса Телеграфического (более 800 м) в Телеграфической впадине содержит снизу песчаники и конгломераты (150 м), в середине песчаники и алевролиты с углями и флорой, вверху серые полимиктовые песчаники (700 м) с морской фауной моллюсков и дитомей верхнего эоцена.

В Нижне-Хатырском прогибе нижнеретервеемская подосвита (700 м) песчаников с конгломератами в подошве содержит моллюсков и фораминифер нижнего-среднего эоцена, а низы ионайской свиты (200-300 м) тёмно-серых аргиллитов и алевролитов с печаниками и конгломератами содержат фораминифер позднего эоцена. Там же континентальные отложения верхнеретервеемской подсвиты (350-400 м) представлены песчаниками с конгломератами и углями верхнего эоцена. В Иомраутском прогибе мольская толща (более 800 м) алевролитов и аргиллитов с песчаниками в подошве и средние слои (150 м) глухореченской толщи аргиллитов и алевролитов по составу фораминифер и положению в разрезе отнесены к нижнему эоцену; а к

http://jurassic.ru/

среднему -- тёмно-серые алевролиты глухореченской толщи (600 м) с разнообразными фораминиферами и вычхынейская свита (2000-2500 м) серых полимиктовых песчаников с малакофауной. Верхний эоцен представлен: на западе прогиба низами (100 м) змейковской свиты, сложенными тёмно-серыми аргиллитами, а на востоке -- верхами (150-200 м) глухореченской толщи -- песчанистыми алевролитами с фораминиферами верхнего эоцена. В Краснореченском грабене нижнекраснореченская подсвита (600 м) полимиктовых конгломератов и песчаников содержит среднеэоценовый комплекс моллюсков; к верхнему эоцену отнесена верхнекраснореченская подсвита (800 м) алевролитов и глинистых песчаников. В Умкинской впадине полимиктовые конгломераты умкинской свиты (220 м) условно отнесены к нижнему, а туфопесчаники, андезитовые туфы, туфолавы, базальты той же свиты (600-700 м) с макрофлорой -- к среднему эоцену.

В Марковской впадине верхи нижнемарковской подсвиты (150-220 м) содержат моллюски и фораминиферы раннего эоцена, а песчаники верхнемарковской подсвиты -- малакофауну, фораминиферы, макро- и микрофлору среднего эоцена.

В Олюторском прогибе кыланская свита (550-600 м) тефроидных аргиллитов и песчаников содержат раковины моллюсков, кораллы, разнообразные фораминиферы. Среди последних внизу определены Globigerina pseudoeocenica, G. prolata, G. inaequisira. Это сообщество отнесено В.Н. Беньямовским к верхам зоны Globorotalia subbotinae и G. marginodentata (ранний эоцен). Вверху свиты появляются Pseudohastigirina aff. wilcoxensis, P.aff.eocaenica, Acarinia ex gr. multicamerata, A. collaethea (лютет). Выше залегает килакирнунская свита (450-500 м) серых тефроидных алевролитов, аргиллитов и песчаников, чередующихся флишоидно. По составу фораминифер выделены зоны: в средине - Hantkenina alabamensis (бартон), вверху- Truncortaloides rohri = Globigerina turkmenica; в кровле- Globigeropsis tropicalis (приабон). Венчается эоцен гаилхавиланской свитой (150-200 м) туфоаргиллитов с фораминиферами "зоны" Plectofreondicularis packardi позднего эоцена и разнообразными моллюсками.

В противоположность Северному сектору, в Восточном секторе шире развиты, имеют большую мощность и представлены преимущественно в морских фациях отложения нижнего-среднего эоцена (карта 2.2а). Трансгрессии этого времени проникали даже в Марковскую впадину. На юге вулканическая деятельность характерна для всего эоцена, в более северных районах (Беринговский прогиб, Умкинская впадина) -- для его середины.

Олигоцен.

В северном секторе Чукотского шельфа в приморских впадинах олигоцен развит довольно широко. Мощная (около 240 м) толща песчано-глинистых лигнитоносных отложений олигоцена изучена в разрезе о-ва Айон. Там и на юге Чаунской впадины (рис.2.3) выделены палиноспектры довольно теплолюбивой растительности (Белая, Терехова, 1982[1,2]), относящейся, видимо, к средней части олигоцена. На о-ве Роутан палиноспектры гравийно-галечных отложений позднего олигоцена содержат палиноспектры существенно более холодолюбивой горно-таёжной растительности (Архангелов и др., 1979). В средней части олигоценовой толщи; вскрытой на о-ве Айон (рис.2.4), В.И. Гудина и др. (1984) описали 2 олигоценовых комплекса фораминифер. Неясно относятся они к одной или двум разновозрастным трансгрессиям.

Две разновозрастные трансгрессии начала и конца олигоцена выявлены нами в низовьях Колымы (Лаухин, Патык-Кара, 1985), причём в позднем олигоцене трансгрессия имела по меньшей мере две стадии, разделённые регрессией (Карташова и др., 1985). Обе трансгрессии совпадали с этапами резкого похолодания (Лаухин, Патык-Кара, 1985; Лаухин, 1986, 1989), что свидетельствует скорее о тектонической природе трансгрессий, чем об эвстатической. Это соответствует режиму дифференцированных тектонических движений, характерных, как отмечено выше, олигоценовому этапу развития северных шельфов. Далее к востоку известны отложения верхнего олигоцена в основании кайнозоя Валькарайской низменности (Сухорослов, 1978 и др.) и внизу вельмайской свиты (рис.2.5) на севере Ванкаремской низменности (Лаухин и др., 1989). В первом случае отложения прибрежно-морские и континентальные угленосные, во втором -- генезис их изучен недостаточно. Для континентальной озёрно-аллювиальной вивианитовой толщи (рис.2.5) юга Ванкаремской впадины раннеолигоценовый возраст принимается условно (Лаухин и др., 1989). К нерасчлененному олигоцену по макро- и микрофлоре отнесены галечники с илами и лигнитами в юго-западном обрамлении Амгуэмской впадины (18 м) и травертины (5 м) рек Улювеем и Кальхервеем в Колючинской впадине (Кыштымов и др., 1988).

В низовьях Колымы, на западной границе Северного сектора Чукотского шельфа, получены интересные данные по палеоклиматам и палеоландшафтам начала и конца олигоцена.

В начале олигоцена на западе Чукотки получил развитие низкогорный рельеф. На морском побережье близ современного устья р.Омолон, около 68° с.ш., предполагаются среднегодовые температуры 5-6°С при сумме осадков 500-600 мм. В верхнем поясе гор (низкогорья) вероятно возникновение пояса альпийской растительности (Лаухин, 1986). На побережье распространялись верещатники. Эти характеристики отвечают не самому холодному времени раннего олигоцена, т.к. на пик пессимума приходится перерыв в осадконакоплении. Пику похолодания могут соответствовать следы ледового разноса в донных осадках, отмеченные М.Я. Серовой (1984) на западе Тихого океана до 50°с.ш. Для сравнения напомним, что на северо-востоке Якутии, около 71°с.ш., в оптимум эоцена и олигоцена среднегодовые температуры были, соответственно, 15-19°С и

http://jurassic.ru/

10-13°С, а современные аналоги палеоклиматов и растительности находятся в Южном Китае и Майами для эоценового и в зоне смешанных широколиственных лесов Корей и Японии для олигоценового оптимума (Фрадкина, 1983).

Для конца олигоцена (усть-омолонская свита) на западной окраине Чукотки реконструируется (Лаухин, 1989) резко расчлененный рельеф гор, достигавших, возможно, 2000 м (карта 2.2b). В высокогорье произрастали кустарниковые формы берез и ольхи. Распространение альпийского плауна позволяет предполагать существование гольцов. Растительность у подножья гор на прибрежно-морской равнине была близка к современной на юге Аляски около 60°с.ш. (изотермы года 4-0°С, осадков 500-1000 мм). На юге Аляски в настоящее время развито горное оледенение. В соседнем разрезе усть-омолонской свиты (табл.1) из слоёв этого же возраста получены палиноспектры ещё более холодолюбивой растительности, позволяющие предполагать зарождение в это время гипоарктической флоры; а "повсеместное развитие арктических и североальпийских видов в диатомовой флоре усть-омолонской свиты позволяет предполагать частичную ледовитость Полярного бассейна" (Карташова и др., 1985). Море узким заливом ингрессировало вдоль гор Западной Чукотки (карта 2.2b) и вряд ли могло обеспечить достаточную влажность для возниконовения там горного оледенения (Лаухин, 1989). Однако на о-ве Врангеля влаги для этого могло быть достаточно, хотя горы были, по-видимому, ниже, чем на западе Чукотки (карта 2.2b).

В восточном секторе Чукотского шельфа, точнее -- на прилежащей к нему суше, олигоцен представлен, главным образом, морскими отложениями (карта 2.2b). Лишь на севере, в Тнекveемской впадине изучены континентальные пески с растительным детритом и палиноспектрами "тёплого" олигоцена, характеризующими "типичную тургайскую флору" (Волобуева и др., 1989, стр.152) с обилием (до 47,3%) термофилов, с примесью пальм, платанов и т.п.

В Анадырской впадине (рис.2.3) майнецкая свита (870-2800 м) сложена алевролитами и аргиллитами с редкими моллюсками и более обильными фораминиферами, сопоставимыми с ионайскими и алугинскими (см.ниже).

В Нижне-Хатырском прогибе низы олигоцена слагает верхняя часть (800 м) ионайской свиты, алевролитовая с песчаниками и конгломератами, с разнообразными моллюсками и фораминиферами, типичными для 1-й половины олигоцена сопредельных районов, Эти отложения перекрыты: на востоке прогиба нижней конгломератовой (1000-1400 м) и средней флишоидно (250 м) -- аргиллитовой (900 м) подсвитами хайдинской свиты; на западе -- нижней флишоидной (1270 м) -- песчаниковой (850 м) и средней (песчаники 2970-3000 м) подсвитами маллэнской свиты. Моллюски и фораминиферы обоих подсвит позволяют датировать их олигоценом. Общая мощность олигоцена в Нижне-Хатырском прогибе достигает 6-8 км (Иванов, 1985). В Иомраутском прогибе на западе верхи (500 м) змейковской свиты сложены полимиктовыми песчаниками и конгломератами; а в центре прогиба -- белогорская свита (1000 м) полимиктовых и вулканомиктовых песчаников содержит моллюски, характерные олигоцену соседних районов (Волобуева и др., 1986).

В Олюторском прогибе алугинская свита (более 150 м), сложенная тефроидными аргиллитами (карта 2.2b) с карбонатными конкрециями, содержит моллюски и фораминиферы 1-й половины олигоцена (Гладенков и др., 1987). К середине олигоцена Ю.Б. Гладенков и др. (1987) относят пахачинскую свиту (до 100 м) серых алевролитов с фораминиферами близкими алугинским и моллюсками группы Modiolus solea -- Turitella poroniaensis. Верхи олигоцена представлены низами флишоидной толщи охончеваямской свиты с моллюсками группы Thyasira djakovi -- Yoldia longissima и Chinocardium joshidoensis -- Papyridea korfiensis (Гладенков и др., 1987).

Таким образом, олигоцен в Восточном секторе сохраняет большие мощности, морской генезис, но распространён он, а особенно его вулканогенные фации, не так широко как более древние палеогеновые отложения.

В целом, палеоген южной части Восточного сектора шельфа относится к геосинклинальному ряду формаций. Отложения Олюторского прогиба ближе к палеогену Камчатки и вслед за В.В. Ивановым (1985) могут быть отнесены к ортогеосинклинальным. Палеоген Нижне-Хатырского прогиба ближе к парагеосинклинальному. Накопление его происходило "в относительно глубоководных условиях внешней части шельфа, континентального склона и подножья" (Иванов, 1985, с.47). Судя по составу отложений палеогена в шельфовое осадконакопление были вовлечены Иомраутский прогиб, Краснореченский грабен, впадины Умкинская и Телеграфическая. Для последней вероятна связь с Анадырской впадиной (рис.2.1). Даже в Марковской впадине происходило накопление морского палеогена, хотя связь её с шельфом остаётся не вполне ясной.

Анадырская впадина относится к бассейнам осадконакопления прото-орогенного типа. В палеоцен-эоцене в ней господствовало наземное вулканогенное осадконакопление особенно интенсивное на севере, на продолжении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. К югу мощность вулканитов уменьшается, постепенно начинают

http://jurassic.ru/

преобладать морские и континентальные (часто угленосные) образования. Верхнеэоцен-олигоценовые, в основном тонкообломочные, отложения развиты локально, преимущественно на юге впадины. Нижняя и средняя подсвиты майницкой свиты отвечают максимуму морской трансгрессии и накапливались в относительно глубоководных условиях на удалении от пенипленизированной суши.

Далее на север в палеогене на шельфе преобладала денудация и континентальное осадконакопление. На побережье отложения этого времени известны в Тнекveемской впадине. Морское осадконакопление вероятно в Уэлькальской мульде -- северном продолжении Анадырской впадины (карта 2.2b). В начале олигоцена не исключена кратковременная трансгрессия в Беринговом проливе и соединение Полярного бассейна с Тихоокеанским (Лаухин, 1986), вероятно связанная с активизацией дифференцированных тектонических движений в Северном секторе Чукотского шельфа.

В Северном секторе в пределах внешней и большей части внутренней зон шельфа преобладала денудация и континентальное осадконакопление на равнинах и низменностях (карта 2.2b). Не исключено кратковременное проникновение моря в западную часть внешнего шельфа в эоцене: в Фаддеевскую депрессию, а оттуда (?) и в Айонскую впадину. В олигоцене также преобладала денудация и континентальное осадконакопление на внешнем шельфе; во внутренней зоне шельфа роль морского осадконакопелния возрастает, На внешнем шельфе по зонам опусканий море проникало до современной суши, местами -- южнее современной береговой линии.

2. Неоген

Восточный сектор Чукотского шельфа развивался в орогенном и субплатформенном режиме (карты 2.3a,2.3b,2.4a). Осадконакопление во впадинах, не переходящих в современную акваторию, в основном, теряет связь с морем и процессами происходящими на шельфе. На прибрежной суше количество и размеры бассейнов с шельфовым (морским) осадконакоплением уменьшается. Однако мощности неогена, особенно к югу от Анадыря, весьма значительные (рис.2.2); проявления вулканизма отмечаются во времени -- до плиоцена, в пространстве -- до Чукотского полуострова (карты 2.3a,2.3b,2.4a).

В Олюторском прогибе выделяется несколько мульд северо-восточного и субширотного простирания, сложенных неогеном: Эчваемская, Апукваемская, Северо-Олюторская и др. В северных мульдах преоблдадают континентальные, прибрежно-морские грубообломочные угленосные отложения до 2-2,5 км. В центральных частях Олюторского прогиба пахачинская серия сложена глинами, песчаниками, реже -- туфами (карта 2.3a). Вверх по разрезу отложения становятся грубее. Корфовская серия на побережье представлена грубообломочными (песчаники, конгломераты, туфопесчаники) континентальными и прибрежно-морскими угленосными отложениями. В бухте Корфа в морском миоцене Ю.Б. Гладенков и др. (1987) выделяют: в пахачинской серии -- верхи охончеваямской свиты (более 300 м песчаников и алевролитов) нижнего миоцена и успенскую свиту (более 500 м песчаников, конгломератов вверху с углями и андезитами) верхов нижнего -- низов среднего миоцена. Эта часть неогена разделена ими на 7 толщ и 9 слоёв с характерными группами моллюсков. Верхи успенской свиты, -- слои с Securella chehalisensis -- Dosinia rumoensis, -- содержат морских ежей (ежовый горизонт) и относятся к оптимуму миоцена.

Корфовская континентальная серия делится на среднемиоценовую медвежкинскую и верхнемоценовую классическую свиты (Фрадкина 1983). Нижняя подсвита медвежкинской свиты (100-150 м) состоит из конгломератов, переходящих кверху в туффиты и углисто-туфогенные породы; а верхняя подсвита (до 350 м) сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями угля и туффитов. Классическая свита (более 600 м) представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями.

Венчают разрез неогена вулканиты апукской свиты (600-800 м) верхнего миоцена -- плиоцена.

В Нижне-Хатырской прогибе миоцен имеет большую мощность (5-6 км) и строение сложное как в разрезе, так и латерально. Максимальных мощностей неоген достигает во впадинах (Западно-Хатырская, Ундол-Уменская, Ленинградская, Внешняя, Русаковская). На разделяющих их поднятиях миоцен интенсивно дислоцирован и уменьшается в мощности. Юго-восточное ограничение прогиба проходит вдоль краевого поднятия шельфа, где слои неогена выклиниваются (Коган, Шелестов, 1976). Внизу разреза залегает песчано-конгломератовая имлихинская свита (300-1600 м). Нижне-среднемиоценовая ваамочкинская свита более тонкозерниста. В центре прогиба она сложена (1 км) глинами с прослоями песчаников и конгломератов, по бортам прогиба преобладают песчаники. В среднемиоценовой майнопыльгинской свите (200-1500 м) преобладают алевролиты и глины с прослоями диатомитов. Низы верхнего миоцена, трёхреченская толща (до 1 км),-- сложена полимиктовыми песчаниками; верхи его -- янракоимская толща (500-1000 м);-- грубыми песчаниками с прослоями глин и углей. Верхний миоцен достигает 2 км. Венчается разрез глинами верхнего плиоцена (30-40 м). В плиоценовых слоях Т.П. Половова (1988) описала богатые комплексы фораминифер с преобладанием арктобореальных форм. Стратоны миоцена также датированы по морким моллюскам, фораминиферам и диатомеям. В.В. Иванов (1985) относит этот неоген к морской молассовой (шлировой) формации. А.А. Заболотников и др. (1983) часть отложений миоцена выделяют в качестве фаций подводных каньонов.

http://jurassic.ru/

В.И. Волобуева и А.Д. Девятилова (1986) рисуют для Нижне-Хатырского прогиба более простую картину сртатиграфии, относя к 1-й половине миоцена ундол-улинскую свиту, а ко 2-й половине -- майныпильгынскую.

В Иомраутском прогибе (рис.2.1) на змейковской залегает талакойская свита (220 м), сложенная внизу песчаниками (40 м), вверху полимиктовыми конгломератами (180 м). Миоценовый возраст свиты определен по макрофлоре (Волобуева, Девятилова, 1986).

В Анадырской впадине неоген слагает прибрежно-морскую (карты 2.3а,2.3b,2.4а), терригенную угленосную формацию до 3,5-5 км на юге. Впадина состоит из серии мульд и прогибов. На севере (Канчалинская и Уэлькальская мульды, Центральный прогиб) неоген-четвертичные отложения (до 2-2,5 км) залегают на палеоцен-эоценовых эффузивах. На юге (Чырынайское поднятие, Проточный, Майницкий прогибы) проявилась активизация плиоцен-четвертичнной тектоники, в т.ч. надвиговой. На востоке, в Восточно-Анадырском прогибе, неоген (2-2,5 км) по данным сейсморазведки (Marlow et al, 1983) задегает полого (рис.2.2).

Стратиграфия неогена разработана здесь довольно дробно. Согласно В.В. Иванову (1985), снизу вверх вскрываются свиты (рис.2.3): собольковская (до 500 м и более) -- песчаники с прослоями туфов, нижний миоцен; гагаринская (до 250 м и более) -- алевролиты, нижний миоцен; автаткульская (100-600 м) -- переслаивание песчаников и алевролитов с пластами угля, нижний-средний миоцен; елисеевская (100-600 м) -- песчаники, алевролиты, местами угленосные, средний миоцен; озёрнинская (200-800 м) -- переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями углей, средний-верхний миоцен; эчинская (100-800 м) -- угленосные песчаники и аргиллиты, верхний миоцен -- плиоцен; александровская (до 700 м) -- пески, плиоцен -- нижний плейстоцен. Мощности и состав свит сильно меняются по простиранию (рис.2.3).

Севернее, в Тнеквеемской впадине, повторно изучена койнатхунская свита (Кыштымов и др., 1988). Внизу она сложена песками с галькой, выше -- переслаиванием глин и песков с 8-10-ю пластами углей; общая мощность 120 м. Возраст свиты -- ранний миоцен. Она перекрывается средним миоценом (20-35 м) и плиоценом (35-45 м) с литоральными и неритическими диатомеями. Видимо, морские трансгрессии проникали в среднем миоцене и плиоцене из Анадырской впадины не только на север, в Тнеквеемскую впадину, но и на восток. Данные, приведенные Т.П. Половововой (1988) свидетельствуют о том, что трансгрессия моря на севере Восточного сектора происходила, скорее всего, в позднем плиоцене. В раннем плиоцене восточныи сектор шельфа представлял собой преимущественно равнину с разветвлённой долинной сетью (карта 2.4а).

Северный сектор Чукотского шельфа в раннем миоцене наследует от олигоцена режим дифференцированных тектонических движений. В пределах крупных шельфовых прогибов (рис.2.1,2.2) осадконакопелние идёт неодинаково. Каждая из приморских впадин отличается своеобразием осадконакопления (рис.2.3). В Чаунской и Нижне-Пегтымельской впадинах нижний миоцен (карта 2.3а) представлен преимущественно континентальной чаунской свитой (Кыштымов и др., 1988), которая сложена на юге Чаунской впадины песками и гравием (32 м) с суглинками (2 м) вверху, а на северо-западе -- суглинками, супесями с торфяниками и песками (10 м) в середине; общая мощность 70 м (Белая, 1988). В Нижне-Пегтымельской впадине эта свита (34 м) сложена песчано-алевритовыми, илистыми, местами оторфованными, отложениями с обильными растительными остатками (Нархинова, 1988). В Валькарайской впадине к нижнему миоцену, включая пограничные нижне-среднемиоценовые слои[4]), отнесена верхняя, большая, часть рыпыльхинской свиты (рис.2.5), сложенной лигнитоносными глинами с линзами и прослоями песка (Сухорослов, 1978; Баранова, Бискэ, 1979 и др.). В расположенных западнее и восточнее впадинах, пограничные нижне-среднемиоценовые слои, содержащие палиноспектры оптимума миоцена, слагают низы среднемиоценовых: чулекской свиты в Чаунской, Нижне-Пегтымельской впадинах (Кыштымов и др. 1988) и средневельмайской подсвиты в Ванкаремской впадине (Лаухин и др. 1989). В Ванкаремской впадине -- Нижневельмайская подсвита (до 100 м), сложенная переслаиванием песков и алевритов, в основном озёрных и аллювиальных отнесена к нижнему миоцену (Лаухин и др. 1989). В пределах Уэленского поднятия и Южно-Колючинской вулканокупольной структуры нижний миоцен выделен Ю.В. Крюковым в качестве тынгеувеемской свиты (80-120 до 200 м), сложенной базальтами, андезито-базальтами и их туфолавами (Баранова, 1982).

Залегание в Чаунской, Валькарайской и Ванкаремской впадинах значительной части нижнего миоцена, представленного песчано-галечным аллювием, в погребенных палеодолинах, а также присутсувие в нём палиноспектров с горно-таёжными компанентами, позволяет реконструировать в обрамлении впадин среднегорный и низкогорный рельеф (карта 2.3а).

В верхних слоях нижневельмайской подсвиты Ванкаремской впадины отмечены прибрежно-морские фации (Лаухин и др., 1989).

В береговой части Северного сектора шельфа нижний миоцен опознаётся по характерным палиноспектрам и по положению между слоями со сравнительно легко диагносцируемым палинокомплексом позднеолигоценового пессимума (см. выше) и миоценового оптимума на рубеже раннего и среднего миоцена (рис. 2.5). Последние детально изучены вдоль северной окраины Чукотки (Баранова, Бискэ, 1979; Архангелов и др., 1979; Лаухин и др., 1984; Нархинова, 1988; Белая, 1988 и мн.др.).

http://jurassic.ru/

Палиноспектры оптимума миоцена (букового горизонта) отражают обедненную, деградировавшую тургайскую флору, в которой широколиственные представлены, в основном, породами умеренной зоны, а характерные для олигоценовой тургайской флоры термофильные формы выпадают или отмечены единично, в виде реликтов палеогена. Для палиноспектров букового горизонта типично обилие (20-40%) широколиственных пород. Особенно характерны монодоминантные спектры, состоящие на 20-38% из Fagaceae, в т.ч. до 32% Fagus. Известны также полидоминантные спектры или спектры с переобладанием комптоний, таксодиевых и т.п. (Баранова, Бискэ, 1979). В низовьях Колымы, у западной границы Чукотки, в верхах стадухинской свиты (рис.2.5) палиноспектры оптимума миоцена имеют три пика широколиственных пород (Лаухин и др., 1984): в нижнем -- Juglandaceae, Corylaceae и Fagaceae примерно поровну, в среднем Fagaceae со значительной ролью Juglandaceae, Ulmaceae и Corylaceae; в верхнем -- почти исключительно Fagus. Возможно, часть полидоминантных спектров в других разрезах отражает начало оптимума миоцена, тогда как верхние слои, соответствующие его концу, не сохранились.

Средний миоцен представлен в Чаунской и Нижне-Пегтымельской впадинах чулекской свитой (50 и 20 м, соответственно), сложенной преимущественно супесями с растительными остатками, а внизу, в слоях переходных от нижнего к среднему миоцену -- с торфом и лигнитами (Кыштымов и др., 1988; Белая, 1988; Нархинова, 1988 и др.). В Валькарайской впадине лишь самое начало среднего миоцена отражено в верхах рыпыльхинской свиты прибрежно-морскими слоями (Баранова, Бискэ, 1979; Архангелов и др., 1979 и др.). На протяжении всего среднего миоцена здесь господствовала денудация; в разрезе этому времени соответствует перерыв осадконакопления.

В Ванкаремской впадине средневельмайская подсвита (до 30 м) сложена на севере гравийниками и песками озёрными, аллювиальными, в середине, вероятно, морскими; на юге -- аллювиально-пролювиальными галечниками с валунами.

Поздний миоцен в Северном секторе Чукотского шельфа был временем морских трансгрессий (карта 2.3b).

Для позднего миоцена по эндемизму сухопутной и прохорезу морской фауны давно уже установлена морская трансгрессия и соединение Тихого и Арктического океанов (Hopkins, 1967; Бискэ, 1975, Гладенков, 1978 и др.). В последнее время на севере Восточной Чукотки в верхневельмайской подсвите (до 60 м) верхнего миоцена нами обнаружены слои с зональными комплексами диатомей -- зоны: Denticulopsis dimorpha и Neodenticulina kamtshatica (Зырянов и др., 1991), возраст которых принимается, соответственно, 11, 55-10, 50 и 6,6-5,1 млн.лет (Koizumii 1985). Разделяющий их перерыв осадконакопления коррелируется с континентальными слоями (пески с 9-10 прослоями торфа) в середине верхневельмайской подсвиты на севере впадины и отвечает позднемиоценовой регрессии. Трансгрессивно-регрессивные события позднего миоцена Берингии оказались многоэтапными, более сложными, чем предполагалось, и получили абсолютные датировки.

В последнее время появились данные о том, что зона Denticulopsis dimorpha может оказаться моложе и соответствовать 8,9-8.4 млн.лет (Barron, 1989). В любом случае, для временного среза 10-8 млн. лет можно реконструировать трансгрессию и соединение Тихого и Арктического океанов (карта 2.3b). Гипсометрическое положение морских слоёв в верхневельмайской подсвите, а также состав диатомей, позволяет с известной долей условности предполагать соединеиение океанов не только через Берингов пролив, но и через Колючинско-Мичегменский прогиб, особенно во время последней трансгрессии (карта 2.3b).

Совместно с диатомеями в морских слоях верхневельмайской подсвиты обнаружены богатые палиноспектры характерные для северной тайги близ её границы с палео-тундрой 11,55-10,50 (8,9-8,4?) млн.лет назад и растительность пра-гипоарктической зоны 6,6-5,1 млн.лет назад (Зырянов и др., 1991). Вероятно, максимум похолодания приходится всё-таки на время регрессии между 8,4 и 6,6 млн.лет назад. Не исключено, что ледяные жилы, следы которых описаны в верхах ревеемской свиты Валькарайской впадины (Данилов, Полякова, 1989), относятся к этому похолоданию. Если это так, то они являются самыми древними следами многолетней мерзлоты в Евразии. Таким образом, можно полагать, что уже в середине позднего миоцена на шельфовых равнинах Северного сектора была распространена палео-тундра, -- вероятно, древнейшая равнинная тундра в Евразии.

В Валькарайской впадине В.Л. Сухорослов (1978) выделил ревеемскую свиту (10-15 м) галечников, иногда с прослоем песков в середине, и датировал её поздним миоценом -- первой половиной плиоцена. Из этой свиты также известно 2 позднеплиоценовых комплекса морских диатомей (Невретдинова, 1982), -- к сожалению, точные привязки их к слоям не опубликованы. Однако Т.Л. Невретдинова относит верхний из них к самому концу миоцена, а нижний -- к более древним слоям верхнего миоцена, что позволяет сопоставлять их с двумя позднемиоценовыми трансгрессиями Ванкаремской впадины.

В Нижне-Пегтымельской впадине морские диатомеи обнаружены в верхних слоях верхнемиоценовой устьчаанайской свиты (Кыштымов и др. 1988). Морские слои верхнего миоцена отмечают для Певекского полуострова (Чаунская впадина) А.А. Архангелов и др. (1979). На о-ве Айон к верхнему миоцену относятся, вероятно, 80-100 м песков и алевритов; в верхних 10 м их выделен комплекс морских диатомей, сопоставленный Г.В. Степановой (1989) с зоной Denticulopsis (= Neodenticulina) kamtschatica. Приведенные

http://jurassic.ru/

материалы позволяют предполагать, что трансгрессия 1-й половины позднего миоцена проникала на запад до субмеридианального поднятия на шельфе: мыс Яканваам - хр.Менделеева. Трансгрессия конца позднего миоцена распространялась до Чаунской впадины и несколько западнее.

Для обрамления приморских впадин и внутренних районов Чукотки в позднем миоцене характерны тектонические поднятия и горный рельеф (карта 2.3b): прибрежно-морские отложения в Валькарайской впадине галечные, в Ванкаремской -- валунно-галечные (рис.2.3), а на востоке Чукотки в бассейне р.Энмелен, в конце позднего миоцена происходят извержения базальтоидов (Акинин и др., 1988). Лишь на западе, в Чаунской впадине, в устьчаанайской свите (более 40 м) преобладают суглинки.

В целом, для раннего миоцена Северного сектора шельфа характерно тектоническое развитие, унаследованное от позднего олигоцена. В среднем миоцене усиливается дифференциация движений, активизируются разломы, расширяется морская трансгрессия, особенно в Южно-Чукотском прогибе и во внутренней зоне шельфа. В позднем миоцене акватория достигла максимальных для миоцена размеров (карта 2.3b). Дважды открывался Берингов пролив и тихоокеанские диатомеи проникали в Чукотское и Восточно Сибирское моря. В максимум трансгрессии море проникало до 50-60 км к югу от современной береговой линии.

Ранний плиоцен ознаменовался в Северном секторе Чукотского шельфа обширной регрессией, во время которой море почти полностью покинуло внешнюю зону шельфа (карта 2.4a). Площадь среднегорья сократилась и на Чукотском полуострове охватывала лишь полосу современного водораздела. На осушенном шельфе формируются широкие долины равнинных рек (карта 2.4a). Одна из долин, впадала в море, вероятно (?), в Чукотском прогибе. Её верховья, погребенные в Ванкаремской впадине, заполнены аллювиальными галечниками нижнерыгытгынской подсвиты. Далее к западу их возрастные аналоги можно предполагать в галечниках амгуэмской впадины. У другой долины, впадавшей в прогиб Вилькицкого (рис.2.1), верховья погребены в Чаунской впадине. Галечники свиты ручья Безымянного (13 м) являются аллювием одного из притоков этой палеореки. Другой приток документируется грубозернистыми песками раннего плиоцена (Белая, 1988) на р.Пальтитке. Галечники о-ва Роутан с палиноспектрами раннего плиоцена (Архангелов и др., 1979) могут относиться к верховьям третьего притока этой долины (карта 2.4a).

В начале раннего плиоцена ещё продолжались извержения базальтоидов в бассейне р.Энмелен (карта 2.4a). Южнотаёжные палиноспектры из тефры этих извержений (Акинин и др., 1988) характеризуют скорее начало плиоцена. По составу они очень близки к палиноспектрам бегуновской свиты низовий Колымы (Лаухин 1989), что косвенно подтверждает расположение бассейна р.Энмелен в то время в глубине континента (сейчас вулкан близ берега Анадырского залива). Севернее, в районе Колючинского прогиба, Ю.В. Крюков к плиоцену отнёс лынатхырские слои: базальтоиды (20-60 м) и пески (до 40м) с пресноводными диатомеями (рис.2.5).

Кроме заполнения палеодолин, галечники раннего плиоцена имеют и площадное развитие: нижнерыгытгынская подсвита в Ванкаремской, верхнеревеемской свиты в Валькарайской впадинах и т.д.

Уже для начала позднего плиоцена на побережье Северной Чукотки отмечаются следы морской трансгрессии. В Ванкаремской впадине, в низовьях р.Кымынейвеем в глинах среднерыгытгынской подсвиты обнаружены морские диатомеи (Кыштымов и др., 1988). Судя по описанию А.А. Архангелова и др. (1979), в верхах ревеемской свиты обнаружены морские диатомеи. К этой трансгрессии, видимо, относится описанный им же "нижний ритм прибрежно-морского осадконакопления" Чаунской низменности. Более определенно к этому этапу относятся тёмно-серые илы в Нижне-Пегтымельской впадине с раковинами морских моллюсков и богатым комплексом морских диатомей, сходным с энемтенским Западной Камчатки (Кыштымов и др., 1988). Эта трансгрессия по времени ближе всего к берингийской, датируемой на севере Америки около 3 млн.лет (Matthews, 1990, Repenning 1989 и др.).

Следующая трансгрессия относится ко 2-й половине позднего плиоцена. Наиболее уверенно она датируется в нижнеэнмакайской подсвите Валькарайской низменности. Алевриты и пески этой подсвиты содержат морскую малакофауну, диатомей (Решения..., 1987) и фораминифер (Половова, 1988), характерную для позднего плиоцена. Для всех трёх групп фоссилий типичны тихоокеанские элементы. По палеомагнитным данным возраст этих слоёв нижнеэнмакайской подсвиты 0,93-0,69 млн.лет (Решения..., 1987). По стратиграфическому положению к этой трансгрессии могут быть отнесены морские слои в верхнерыгытгынской подсвите Ванкаремской впадины (Лаухин и др., 1989) и "верхний ритм прибрежно-морского осадконакопления" плиоцена Чаунской впадины (Архангелов и др., 1979). Отложения обоих стратонов содержат морскую диатомовую флору: в Чаунской впадине богатую, в Ванкаремской -- бедную.

Обе трансгрессии проникали на 1-е десятки км южнее современной береговой линии. Обе они имели связь с Тихим океаном. Континентальные образования плиоцена, разделяющие и подстилающие морские слои, наблюдаются в тех же стратонах, где и морские отложения.

К западу от Чаунской впадины эти трансгрессии южнее современной береговой линии не проникали. Вдоль Западной границы Чукотки, в низовьях Колымы, поздний плиоцен представлен континентальными слоями Кутуях и нижнеолёрской подсвитой (Фролов и др., 1989). До самого побережья здесь прослеживаются долины плиоценовых рек (Патык-Кара, Лаухин, 1986).

http://jurassic.ru/

С верхним плиоценом связаны недавно обнаруженные нами близ берега лагуны Ванкарем (Лаухин и др., 1990) две морены древнейших оледенений Чукотки. Палинологическое изучение под- и межморенных отложений позволило датировать нижнюю морену временем переходным от бегуновского к кутуяхскому, а верхнего -- кутуяхским (Лаухин и др., 1990). Оледенение было горно-долинным и распространялось в пределах низменности, по меньшей мере, на расстояние 80 км. В последовательности оледенений северного полушария эти морены, скорее всего, отвечают времени 3 и 2,4-2,5 млн.лет. С первым из них могут коррелироваться два древнейших на Чукотке уровня псевдоморфоз по ледяным жилам, описанные нами в Ванкаремской впадине на руч.Пеньёлькин (Лаухин и др., 1988). Пока неясно: с этим же или каким-то более поздним похолоданием в плиоцене связаны псевдоморфозы по ледяным жилам в реевеемской свите.

Оледенение, развивавшееся на севере Восточной Чукотки, вряд-ли распространялось в западные её районы из-за резкого увеличения континентальности в этом направлении. В Притихоокеанских районах Чукотки особенности рельефа (и палеорельефа) также не благоприятствовали развитию оледенения. Позднеплиоценовое оледенение известно на северо-востоке Камчатки (Петров 1982, Беспалый 1984) и весьма вероятно в Корякии, в частности, в горном обрамлении Нижне-Хатырского прогиба.

Развитию плиоценового оледенения на севере Восточной Чукотки могла способствовать берингийская трансгрессия. Более поздние похолодания и этапы оледенений на побережьях Пацифики одновременные с регрессиями Полярного бассейна в позднем плиоцене на Чукотке могли отразиться в развитии подземного оледенения. Несколько уровней псевдоморфоз по ледяным жилам в слоях кутуях и нижнеолёрской подсвите в низовьях Колымы на западной границе Чукотки свидетельствуют о нескольких этапах значительного похолодания в условиях континентального климата.

Таким образом, для плиоцена Северного сектора Чукотского шельфа была характерна мощная регрессия в начале и, по меньшей мере, две глубоких трансгрессии в середине-второй половине плиоцена. С середины плиоцена на севере Чукотки развивается подземное, а на северо-востоке её и наземное, оледенение.

Четвертичный период (стратиграфические срезы 18000 и 10000 лет).

В.Ю. Бирюков
Л.Н. Морозова
Ю.Д. Павлидис

Время конца последнего оледенения и начала голоцена на северо-востоке Евразии было периодом распада сухопутного «моста» между Чукоткой и Аляской и поэтому имело огромное палеогеографическое значение для всего обширного региона, именуемого Берингией.

Наиболее детальные исследования по геоморфологии, четвертичной геологии и палеогеографии в Чукотском и Беринговом морях были проведены в последние десятилетия географическим факультетом МГУ, Институтом океанологии АН СССР, Аляскинским Университетом США, Геологической службой США. Эти материалы и послужили, главным образом, основой для наших палеогеографических реконструкций (карта 2.6).

Сводный литолого-стратиграфический профиль протяженностью более 1700 км от южной окраины Беринговоморского шельфа до пролива Лонга был составлен по нашим данным (Аксенов и др., 1987), материалам Саидовой К.М. (1982), Х. Кнебеля (Knebel e.a., 1974), Дж.Кригера и Дж.Макмануса (Creager, McManus, 1967). По всему профилю достаточно уверенно была установлена граница между голоценовыми и верхнеплейстоценовыми отложениями, в том числе с использованием данных по экологии бентосных фораминифер и абсолютному возрасту отложений.

На окраине Беринговоморского шельфа кровля плейстоцена погребена под более чем 4-х метровой толщей голоценовых илов. К северу она поднимается и выходит на поверхность дна во многих местах у побережья Чукотки и в бассейне Чирикова. В Чукотском море она снова погружается под толщу голоценовых осадков, мощность которых в пределах Центрально-Чукотской впадины достигает 7-10 м. Наконец, в проливе Лонга кровля плейстоцена снова поднимается почти до поверхности дна.

Характерно, что колонки, вскрывающие плейстоцен-голоценовую толщу отложений в окраинной зоне шельфа Берингова моря, как правило, не имеют стратиграфических перерывов. Так, колонка 020-048 (Knebel e.a., 1974) длиной около 12 м последовательно сверху вниз вскрыла: 4,4-метровую толщу морских осадков голоцена (mQ^4), прибрежно-морские (4,4-8,8 м) отложения верхнего вюрма (ltQ_3^4), датированные возрастом 16,6-24,6 т.л. и толщу морских (8,0-11,8 м) отложений среднего вюрма (mQ_3^3) с возрастом около 33 т.л. Генезис этих отложений был определен на основании установления палеосреды обитания фораминифер и по литологическим данным. Оказалось, что верхняя часть голоценовой толщи (0-120 см), сложенной алевритовоглинистым илом, имеет ассоциацию фораминифер, обитающих как и сейчас, в относительно глубоководной среде (гл.около 100 м) окраинной зоны шельфа (внешний шельф по определению Кнебела). Нижняя часть голоценовой толщи (120-440 см) характеризуется как отложения центральной зоны шельфа, т.е. более мелководные. Между ними и нижележащей толщей плейстоцена отчетливого перерыва в осадконакоплении не наблюдается. Верхняя часть плейстоценовой толщи, литологически состоящая из

http://jurassic.ru/

чередования слоев песчаных, алевритовых и глинистых отложений, характеризуется как осадки внутренней зоны шельфа, т.е., по существу, являются фацией прибрежной зоны, которая существовала здесь в позднем вюрме во время наиболее низкого стояния уровня Мирового океана в позднем плейстоцене. Наконец, самый низ толщи, вскрытой скважиной 020-048, характеризуется как морские глинистые осадки центральной или внешней зоны шельфа, т.е. их накопление происходило в относительно глубоководных условиях, по-видимому, во время трансгрессии последнего интерстадиала вюрма.

В колонке 2548 (нис "Дм.Менделеев", 29-й рейс), состоящей сверху (0-310 см) преимущественно из глинистых, а снизу (310-425 см) -- песчаных отложений, на основании данных фораминиферового анализа Х.М. Саидовой были выделены слои, относящиеся к основным периодам голоцена (сверху вниз): субатлантическому, суббореальному, атлантическому, бореальному и предбореальному. В самом низу колонка вскрыла чистые мелкозернистые плотные пески, которые, по-видимому, можно идентифицировать с песками, венчающими плейстоценовую толщу, вскрытую скважиной 020-048. В колонке 040-092 (Knebel e.a., 1974) взятой на гл. 84 м, толща морских алевритово-глинистых голоценовых илов составляет 335 м. Под ней залегают песчаные и супесчаные отложения прибрежно-морского генезиса (внутреннего шельфа), относящиеся, судя по определению их абсолютного возраста (17-22 тыс.лет), к позднему вюрму. В колонке 108-240 (Knebel e.a., 1974), взятой на глубине 67 м к юго-западу от о.Св. Лаврентия, слой голоценовых алевритовых илов сокращается до 1 м, а ниже залегают песчано-алевритовые и песчаные отложения самых верхов плейстоцена (13-16 тыс.лет), имеющие, судя по составу фораминифер, прибрежно-морской генезис.

У берегов юго-восточной Чукотки во многих местах были обнаружены ледниковые и флювиогляциальные отложения. Мы считаем, возможным отнести их позднему плейстоцену и связдть с горно-долинными ледниками зырянской стадии, «вытекавшими» на осушенные пространства шельфа. Валунные суглинки слагают поверхность подводных гряд, расположенных против устьев большинства фиордов. Так, на ст.52 против Провиденского фиорда, под 28-см слоем заиленного разнозернистого песка с гравием и галькой залегают, отделенные горизонтом размыва, плотные зеленовато-серые суглинки с обломками коренных пород. Валунно-галечный материал был поднят также на ст.2, расположенной на поверхности банки Брукса на пересечении генерального профиля и профиля от Сенявинских проливов на восток через Чаплинскую палеодолину. С тыльной стороны банки Брукса (ст.1) залегает толща мощностью более 4,5 м глинистых илов голоцена с высоким содержанием аутигенного кремнезема (14,2-20,8%). В ней и были выделены субатлантические, суббореальные и атлантические слои (Саидова, 1982). К востоку от банки Брукса, уже в пределах Чаплинской палеодолины под незначительным по мощности слоем песчано-галечных и галечных отложений были вскрыты слоистые глинисто-суглинистые отложения. На ст.3 под 65-см слоем песка с гравием и раковинным детритом залегает гравийно-галечный базальный слой (65-87 км), который перекрвыает размытую поверхность суглинков. Они содержат значительное количество (до 50%) песка и гравия и включают прослои песчано-алевритового материала. Суглинки имеют все признаки континентальных отложений: они плотные, темносерые с коричневыми пятнами, не содержат морской макро- и микорфауны, бедны биогенными компонентами осадка, содержат прослои с растительными остатками (в шлифах хорошо просматривается растительный детрит) и обломки каменного материала. Мы считаем возможным отнести эту толщу к регрессивному периоду позднего плейстоцена и считать ее аллювиально-флювиогляциальной. (al-fglQ_3^4)
У западного подножия банки Принца Уэльского к северу от Берингова пролива была вскрыта по линии генерального профиля слоистая толща преимущественно грубозернистых отложений. В колонке 33 было обнаружено, что под 182-см слоем разнозернистого песка, гравия и гальки залегает, отделенная поверхностью размыва, песчано-глинистая толща несортированных осадков с большим количеством гравийно-галечного материала, не содержащая морской макро- и микрофауны. Осадок плотный темный, содержит повышенное количество органического вещества, ниже горизонта 305 см в нем присутсувует растительный детрит, в слое 325-345 см его цвет становится серо-коричневым. По-видимому, эти отложения следует считать флювиогляциальными (fglQ_3^4), накопление которых, очевидно, происходило в результате перемыва моренных отложений. По-видимому, в регрессивный период позднего плейстоцена существовал сток ледниковых вод на север через депрессию современного пролива.

В колонке 34 была обнаружена толща исключительно грубообломочного материала, причем нижняя часть вскрытой толщи (100-245 см) состоит из крупнозернистого песка, хорошо окатанного гравия, окатанной гальки и окатанных обломков раковин моллюсков. Эти отложения типичны для прибрежной зоны и, скорее всего, являются пляжевой фацией аккумулятивной формы, сформированной здесь, по-видимому, на рубеже плейстоцена и голоцена при все еще низком уровне моря, когда Берингов пролив только открывался.
В долине Хоуп было обнаружено, что под 160-см слоем голоценовых алевритовых илов, датированных возрастом 4,4 тыс.лет, залегают верхнеплейстоценовые алевриты и глины, содержащие солоновато-водную микрофауну (Creager, McManus, 1967). Был определен абсолютный возраст этой толщи, который оказался равным 13,6-15,5 тыс.лет. Подобные глины были обнаружены также и у м. Хоуп (Аляска) в колонке 139 под 80-см слоем песка. Отложения Центрально-Чукотской впадины были представлены толщей глинистых илов зеленовато-серого цвета с редкой фауной пелиципод и гастропод. Содержание пелитовой фракции в этих осадках не менее 95%, причем фракция 0,001 мм составляет около 40%. Толща глинистых илов была расчленена на основании фораминиферового анализа на субатлантические, суббореальные, атлантические и бореальные слои (Саидова, 1982).

В проливе Лонга литолого-фациальные исследования по колонкам, приведенным нами (Грабецкая,

http://jurassic.ru/

Павлидис, 1982), позволяют считать, что под верхним морским слоем осадков залегают различные континентальные отложения. Важным обстоятельством, позволившим установить их генезис, явилось допущение об их фациальной родственности и приблизительной одновозрастности отдельных фаций. Так, осадки песчано- алевритово-глинистого, глинистого и песчано-алевритового состава обнаруживают ряд общих литологических черт, таких как сходство минерального состава всех гранулометрических фаций, в том числе сходство состава гипергенных минералов, близкие значения минералогических коэффициентов, что позволяет отнести их к одному стратиграфическому горизонту. Некоторые различия в характере изменения по фракциям коэффициента гравитационного накопления, а также минералогические различия позволили нам (Грабецкая, Павлидис, 1982.) выделить внутри этой континентальной толщи отдельные, генетические типы отложений: аллювиально-дельтовые и озерные. В то же время исследования, проведенные на северо-востоке Сибири и Аляске, позволяют уточнить происхождение плотных алевритовых и алевритово-глинистых осадков, залегающих плащеобразно и подстилающих голоценовые отложения в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Общая геологическая изученность Северо-Востока СССР показала, что плейстоценовые оледенения проявились здесь, как мы уже говорили, гораздо слабее, чем на северо-западе Евразии, и носили, в основном, горно-долинный или сетчатый характер. На огромных внеледниковых территориях Арктики господствовали в основном безлесные сухие и холодные ландшафты, (Шило, 1971). Особенности позднеплейстоценового климата в Восточной Арктике были таковы, что там господствовал в ледниковые фазы особый тип литогенеза: лессово-ледовый. Лессовые отложения покрывали огромные территории Восточной Сибири и Аляски, где они были датированы возрастом, в основном, в пределах от 10 до 25 тыс.лет. Нет оснований предполагать, что на обширных пространствах осушенных шельфов Чукотского и Восточно-Сибирского морей образований лессовых толщ не происходило. Гранулометрический состав алевритово-глинистых отложений, подстилающих голоценовые отложения в Чукотском море (Аксенов и др., 1987), близок к составу отложений лессово-ледовой формации Северной Якутии и Чукотки (Томирдиадо и др., 1982). Их плотность (спрессованность) свидетельствует в пользу их накопления именно как лессовых отложений (lsQ_3^{2-4}), а не флювиалных. Мы не отрицаем, однако, наличия в составе верхнеплейстоценовой континентальной свиты шельфа также фаций, связанных с флювиальными процессами.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что около 18 тыс.лет назад береговая линия в Беринговом море располагалась примерно на уровне современной 100-метровой изобаты (Гопкинс, 1976, Hopkins, 1967 а,б) (карта 2.6). Это подтверждается положением в колонках 020-048, 040-092, 2548 пачек прибрежно-морских отложений, датированных временем позднего вюрма (рис.1). Обширные пространства шельфа Берингова моря были низменной сушей, в пределах которой в общем направлении на юг текли реки, в том числе пра-Анадырь и река, разработавшая Чаплинскую палеодолину. Сток Юкона в позднем вюрме был, по-видимому, направлен в основном на юг. Американские исследователи (Knebel, Creager, 1973) показывают несколько возможных его русел на восточноберинговоморском шельфе, причем эти сведения подкреплены обнаружением аллювиальных отложений в колонке 080-184, верхи которых датированы возрастом 11800 + лет. Мы придерживаемся точки зрения, что в позднем плейстоцене район собственно Берингова пролива был своеобразным водоразделом, в пределах которого господствовали процессы денудации (Аксенов и др., 1987). Позднеплейстоценовые аккумулятивные равнины беринговоморского шельфа подразделяются нами на два типа: аллювиальные и аллювиально-морские. Обширная аллювиальная равнинва Юкона, контуры которой подтверждены ареалом распространения реликтовых отложений Юкона (McManus e.a., 1974), простирались вплоть до поднятия о.Св.Матвея. Подобная ей равнина занимала и всю северо-западную часть Анадырского залива.

В настоящее время можно считать доказанным, что в пределах Восточной Чукотки оледенение в позднем плейстоцене имело горно-долинный характер (Дальний Восток..., 1982; Иванов, 1982). В первой половине позднего плейстоцена, по-видимому, сухопутный мост был разрушен во время валькатленской трансгрессии, которая здесь наступила с некоторым запозданием по отношению к казанцевскому межледниковью (около 70-80 тыс.лет назад). Затем наступило значительное похолодание климата в Зырянскую ледниковую эпоху, макисмальная стадия которого именуется на Чукотке Ванкаремской фазой оледенения.

Не вызывает сомнения, что с наступлением Зырянской ледниковой эпохи сухопутный Берингийский мост был восстановлен. Он просуществовал до самого конца позднего плейстоцена, когда был затоплен во время послеледниковой фландрской трансгрессии. Вопрос о положении уровня моря в каргинский межстадиал (около 30 тыс.лет назад) нельзя считать до конца решенным. Уровень в этот период был относиельно высок, но не достигал, по-видимому, его современного положения. Однако, размеры Берингийского моста в это время существенно сократились. Свидетельством этому являются литолого-стратиграфические данные по колонке 020-048 (Knebel e.a., 1974), в низах которой были обнаружены алевритовые илы, содержащие фауну фораминифер центрального или внешнего шельфа (более глубоководную, чем фауна вышележащих прибрежноморских отложений) и датированные возрастом около 30 тыс.лет. Следовательно, во время Каргинского интерстадиала (Q_3^2) здесь на современной окраине шельфа Берингова моря существовали условия открытого морского бассейна.

Похолодание конца позднего плейстоцена, сопровождавшееся, как мы уже говорили, глубокой регрессией моря, привело к новой, на этот раз последней на Северо-Востоке СССР (сартанской) ледниковой фазе позднего плейстоцена (Q_3^4). Это оледенение по масштабам было меньше предыдущего Ванкаремского (Иванов, 1982 а). Однако, оно оставило яркие следы в современном рельефе горных областей в виде каров и цирков.

http://jurassic.ru/

К северу от Берингова пролива, у полуострова Сьюард и в заливе Коцебу в позднем вюрме происходило накопление аллювиальных отложений и формировалась аккумулятивная равнина. Здесь расположена одна из наиболее четко установленных палеодолин шельфа Берингийского региона — долина Хоуп, которая проходит вдоль берегов Аляски до м. Хоуп, а затем уходит на северо-запад в направлении к Чукотскому желобу, куда был направлен также сток пра-Амгуэмы.

Вопрос о том, что представляла собой северная окраина шельфа Чукотского моря, пока еще не вполне ясен. Трудности, связанные с тяжелой круглогодичной ледовой обстановкой, ограничивали возможности исследований. Береговые линии прослеживаются здесь на шельфе до глубин порядка 50 м, однако эти линии были сформированы, по-видимому, уже в ходе послеледниковой трансгрессии (Морозова и др., 1979).

Во время максимума оледенения в позднем вюрме шельф был осушен ниже этих отметок, о чем свидетельствуют, в частности, речные террасы в Чукотском желобе. Однако, поздневюрмской береговой линии на отметках порядка -- 100 м, как на большинстве стабильных шельфов Мира, здесь не обнаружено. По-видимому, окраинная зона шельфа в наиболее холодный период позднего плейстоцена была покрыта панцирем океанического льда. Арктический океан в позднем вюрме несомненно полностью замерз на многие сотни лет. Замерз он, очевидно, раньше, чем уровень Мирового океана достиг минимальных отметок. Поэтому сформированный ледовый покров лег на окраинную зону Восточно-Арктических морей, что повлекло за собой почти полное прекращение в этой полосе как субаэральных, так и субаквальных процессов.

Огромные пространства шельфа Чукотского моря, как, впрочем, Восточно-Сибирского и, возможно, Лаптевых, в позднем плейстоцене были низменной сушей, где действовали, как и на прибрежных равнинах Якутии, Чукотки и Аляски, процессы перигляциального литогенеза (Шило, 1971). Его основной особенностью было возникновение по периферии замерзшего арктического океана пояса отложений, связанных с особыми природными условиями при установлении над Центральной Арктикой обширного устойчивого антициклона (Шило, Томирдиадо, 1982). С иссушением климата Берингийского региона в позднем плейстоцене указанные авторы связывают формирование перигляциальных лессоволедовых отложений на территории так называемых арктических "мамонтовых степей".

По данным В.Ф. Иванова (1982), климат района Восточной Чукотки во время последнего оледенения был сухой и холодный, в растительном покрове преобладали полыни и злаки.

На осушенном шельфе Чукотского моря «мамонтовые степи» были, по-видимому, не единственным элементом позднеплейстоценового ландшафта. Здесь существовали водные потоки, о чем свидетельствуют палеодолины рек. Не исключено также существование озерных бассейнов. Все это говорит о сложном, полигенетическом происхождении поверхности шельфовых равнин северной Берингии, названных нами аллювиально-озерно-лессоными.

В отношении речного стока мы придерживаемсятой точки зрения, что по долинам он периодически существовал. Несмотря на очень суровые среднегодовые климатические условия летом здесь было достаточно тепло при ясной антициклональной погоде и незаходящем солнце. С гор, покрытых снегом и льдом, в течение короткого летнего периода с положительными температурами воздуха текли реки в общем направлении на север.

В целом палеогеография Берингии для поздневюрмского времени может, в некотором приближении, рассматриваться в качестве эталона для холодных периодов плейстоцена, в то время как современная обстановка характеризует теплые его периоды. Существование в позднем плейстоцене единой «Страны Берингии» объясняется, таким образом, почти полным осушением шельфа Берингова и Чукотского морей, на обширных пространствах которого к северу от Берингова пролива развивались в основном перигляциальные ксерофитные ландшафты, а к югу формировались аллювиально-морские равнины. Таким образом, версия о крупном ледниковом центре на шельфе Чукотского моря (Гросвальд, Глазовский, 1988) не подтверждается данными геологических исследований.

Послеледниковая трансгрессия, по-видимому, достаточно быстро затопила обширные пространства окраины беринговоморского шельфа. Судя по колонке 040-092, в которой была вскрыта фация песков прибрежной зоны на отметке примерно -80 м, уже 16 тыс.лет назад береговая линия приблизилась к поднятию о.Св.Лаврентия, а 13 тыс.лет назад здесь уже, судя по фации алевритово-глинистых песков с морской фауной, существовал морской бассейн. Примерно в это время, по-видимому, началось распадение Берингийского моста. Г.Нельсон и Дж.Кригер (Nelson, Creager, 1977) на основании изучения толщи осадков у берегов Аляски в пределах бассейна Чирикова установили, что поступления юконского седиментационного материала в Чукотское море началось около 12 тыс.лет назад. Очевидно, в этот же период началось распадение панциря льда в Арктическом океане, и в Чукотском море произошла трансгрессия, причем была затоплена низменная часть суши до отметок -40 м (Дегтяренко и др., 1982). Уровень моря на этом заключительном этапе позднего плейстоцена фиксируется дельтовыми отложениями на гл. около 40 м в скважине, пробуренной в палеодолине Хоуп (Creager, McManus, 1967).

На рубеже плейстоцена и голоцена происходит соединение Берингова и Чукотского морей. Кнебел и Дж.Кригер (Knebel, Creager, 1973) считают, что это произошло 11800 лет назад. По-видимому, к этому или

http://jurassic.ru/

близкому периоду времени следует относить начало формирования гравийно-галечной аккумулятивной формы к северу от Берингова пролива, реликт которой расположен сейчас у подножия банки Принца Уэльского. Дальнейшее повышение уровня моря привело к полному восстановлению водообмена между Беринговым и Чукотским морями, что произошло не позднее 10-9 тыс.лет назад (карта 2.6).

ЛИТЕРАТУРА

Акинин В.В., Апт Ю.Е., Белая Б.В. и др. Возраст щелочно-базальтового вулканизма Чукотского полуострова по палинологическим и К-Ар данным. В кн.: Контин. палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1. Магадан, 1988, с.19-23.

Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука; 1987, 278с.

Архангелов А.А., Карташова Г.Г., Коваленко Ф.Я. и др. Палеоген и неоген северного побережья Чукотки. В кн.: Контин. третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с.40-52.

Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Результаты биостратиграфических исследований третичных континентальных толщ Северо-Востока Азии и корреляция их с континентальными отложениями сопредельных территорий. В кн.: Контин. третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с.168-185.

Баранова Ю.П. Тангеуваемская свита. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л.: Недра, 1982, с.436.

Белая Б.В., Терехова В.Е. Палинология палеоген-неогеновых отложений о-ва Айон и бассейна р.Баеково. Матлы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып.26. Магадан, 1982 (а), с.82-92.

Белая Б.В., Терехова В.Е. Палинологическая характеристика палеогеновых и верхнеплиоценовых отложений р.Чаанайвеем. 1982(b) Там же. с.76-82.

Белая Б.В. Неоген Чаунской низменности по палинологическим данным. В кн.: Контин. палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып.3, Магадан, 1988, с.40-57.

Беспалый В.Г. Основные проблемы плейстоценовых оледенений Северо-Востока Азии. В кн.: Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан, 1984, с.3-15.

Бискэ С.Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975, 268 с.

Бурлин Ю.К., Иванов В.Ф. Особенности формирования кайнозойских отложений впадин Корякского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геолог., 1987, N 8, с.68-77.

Волобуева В.И., Девятилова А.Д. Корякское нагорье. В кн.: Неогеновая система, полутом 2. М.: Недра, 1986, с.175-179.

Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Белая Б.В. Палеоген Северо-Востока СССР. В кн.:Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан. 1988, с.118-176.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа восточной части Камчатки. В кн.: Очерки по геол. сев.- зап. сектора Тихоокеанского тектон. пояса. М.: Наука, 1987, с.5-73.

Гопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет.
Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с.9-27.

Грабецкая Н.А., Павлидис Ю.А. Опыт применения комплексного литолого-минералогического анализа для установления условий формирования осадков пролива Лонга (Чукотское море). Проблемы литологии, геоморфологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982, с.76-92.

Гросвальд М.Г., Глазовский А.В. Взаимодействие оледенения с океаном.
Палеогеографические аспекты. Итоги науки и техники, т.5, М.: ПИК ВИНИТИ, 1988.
183 с.

Гудина В.И., Лаштабег В.А., Левчук Л.К. и др. Граница плиоцен-плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам). Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 560. Новосибирск, 1984, 104 с.

http://jurassic.ru/

Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. Ред. И.П. Герасимов. М.: Наука, 1982, 277 с.

Данилов И.Д., Полякова Е.И. Валькарайская низменность. В кн.: Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск. 1989, с.47-56.

Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г. Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене. В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982, с.179-185.

Дертев А.К., Супруненко О.И. Тектоника Анадырской впадины. Сов. геология, 1986, N 12, с.85-91.

Егиазаров Б.Х., Дундо О.П. (ред.) Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л.: Недра, 1985. 127 с.

Заболотников А.А., Левченко О.В., Евсюков Ю.В. Тектоника и фации осадочного чехла подвижной окраины Корякского нагорья. Тихоокеанская геология, 1983, N 4, с.30-37.

Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И. Морские диатомеи и палинокомилексы миоцена Восточной Чукотки. Изв. АН СССР, сер. геолог. (в печати) 1991.

Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Востока Азии. (сравнительный нефтегеологический анализ). М.: Наука, 1985. 209 с.

Иванов В.Ф. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена побережья Восточной Чукотки. В кн.: Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982, с.22-29.

Казакова Г.П. Новые данные о кайнозойских отложениях северного побережья Чукотки (о.Айон). В кн.:Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Востока СССР. Магадан. 1983, с.5-12.

Каревская И.А., Сурков А.В. и др. Палеогеографическая обстановка осадконакопления на шельфе Восточно-Сибирского моря. В кн.: Возраст и генезис переуглублений на шельфе и история речных долин. М., 1984, с. 24-42.

Карташова Г.Г., Архангелов А.А., Пирумова Л.Г. Олигоценовое похолодание на Северо-Востоке СССР. В кн.: Древние климаты и осадконакопление в восточной окраине Азии. Владивосток, 1985. с.100-108.

Коган А.Л., Шелестов Ф.А. Региональные морские сейсмические работы на Хатырской площади Берингова моря. В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА. Вып. 11, 1976, с.43-48.

Косько М.К. Восточно-Сибирское море. В кн.: Моря Советской Арктики. Геологическое строение СССР. т.9, Л.:Недра, 1984, с.60-67.

Красный Л.И. Геолого-структурное районирование. В кн.: Восток СССР. Геол. строение СССР, т.8, Л.: Недра, 1984, с.48-83.

Крюков Ю.В. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых образований восточной части Чукотского полуострова. В кн.:Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. с.86-87.

Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индигирской низменности. Новосибирск:Наука, 1973, 116 с.

Кыштымов А.И., Крутоус В.И., Белая Б.В., Садыков А.Р. Палеогеновые и неогеновые отложения Арктического и Тихоокеанского побережий Чукотки. В кн.: Контин. палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып.1, Магадан, 1988. с.4-18.

Кыштымов А.И., Крутоус В.И., Белая Б.В. Об объёме и возрасте койнатхунской свиты. В кн.:Контин. палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 3, Магадан, 1988, с.58-70.

Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г. О распространении палеогеновых трансгрессий на севере Якутии. Докл. АН СССР, т.280, N 5, 1985, с.1197-1201.

Лаухин С.А., Фрадкина А.Ф. Стратиграфия палеогена низовий Колымы по палинологическим данным. Изв. АН СССР, сер. геолог., N 10, 1985, с.94-102.

Лаухин С.А. Первые следы климатов кайнозойского оледенения на северо-востоке Азии. Докл. АН СССР, т.291, N 6, 1986, с.1445-1449.

http://jurassic.ru/

Лаухин С.А., Рыбакова Н.О., Величко С.В., Лаухина Н.И. О колебаниях климата второй половины плиоцена Восточной Чукотки. Докл. АН СССР, т.303, N 3, 1988, с.693-700.

Лаухин С.А. Похолодание в конце палеогена на северо-востоке Азии. Изв. АН СССР, сер. географ., N 2, 1989, с.66-73.

Лаухин С.А. К палинологической характеристике плиоцена низовий Колымы. Изв. АН СССР, сер. геолог., N 11, 1989, с.65-72.

Лаухин С.А., Величко С.В., Нархинова В.Е. и др. Ванкаремская впадина. В кн.:Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск, 1989, с.62-76.

Лаухин С.А., Величко С.В., Белая Б.В. Древнейшее (плиоцен-раннечетвертичное) оледенение северо-востока Азии. В кн.:Четвертичный период: методы исслед., стратиграфия, экология. т.11, Таллинн, 1990, с.120-121.

Лившиц Ю.Я. Раннекайнозойский (палеогеновый) период. В кн.:Моря Советской Арктики. Геол. строение СССР. т.9. Л.:Недра, 1984, с.175-180.

Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Волкова Н.А. Основные черты истории развития шельфа Чукотского моря в позднеледниковое время. В кн.: Исследование прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд-во МГУ, 1979; с.75-80.

Нархинова В.Е. Палинология кайнозойских отложений Усть-Пегтымельской впадины. В кн.: Контин. палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 3, Магадан. 1988, с.33-39.

Невретдинова Т.Л. Комплексы диатомовой флоры из палеогеновых, неогеновых и плейстоценовых отложений Северо-Востока СССР. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 26. Магадан, 1982, с.93-100.

Патык-Кара Н.Г., Лаухин С.А. Эволюция рельефа арктического побережья северо-востока Азии в кайнозое. Сов. геология, N 1, 1986, с.75-84.

Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с.

Погребицкий Ю.Е. Схема структурной эволюции и периодизация тектонических движений. В кн.; Моря Советской Аркики. Геологическое строение СССР. т9, Л.: Недра, 1984 с.11-116.

Половова Т.П. Фораминиферы морских плиоценовых отложений Северо-Востока СССР. В кн.:Контин. палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып.1. Магадан, 1988, с.29-37.

Полькин Я.И. Чукотское море. В кн.: Моря Советской Арктики. Геол. строение СССР. т.9. Л.:Недра, 1984, с.67-79.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан, 1987. 242 с.

Саидова Х.М. Стратиграфия и палеогеография голоцена Чукотского моря и Берингова пролива по фораминиферам. В кн.: Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982, с.92-115.

Серова М.Я. Палеоген северо-западной части Тихоокеанской провинции и проблема границы эоцена и олигоцена. В кн.:Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984, с.24-34.

Сиротило А.В. Строение разреза и возраст рыхлых отложений Анюйской впадины. В кн.:Контин. палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып.3. Магадан, 1988, с.3-17.

Степанова Г.В. Находка морских неогеновых диатомей на острове Айон (Восточно-Сибирское море). Ежегодн. сессии. палеонтол, об-ва, т.32, Л., 1989, с.200-217.

Супруненко О.И. Формирование шельфов окраинных морей и сопряженных с ними полезных ископаемых. В кн.: Восток СССР. Геол. строение СССР, т.8, Л.: Недра, 1984, с.494-497.

Сухорослов В.Л. Кайнозойские отложения Валькарайской низменности (северное побереже Чукотки). Геол. и геофиз., N 11, 1978, с.81-90.

Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии. М.:Наука, 1983, 224 с.

http://jurassic.ru/

Фролов А.И., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф. и др. Нижнеколымский прогиб В кн.:Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск, 1989, с.47-56.

Шило Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования. В кн.: Перигляциальные процессы. Тр. СВКНИИ ДВО АН СССР, Магадан, 1971, вып.38, с.3-57.

Шило Н.А., Томирдиаро С.В. Палеогеография и абсолютная геохронология позднего плейстоцена на Северо-Востоке Сибири. В кн.: Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982, с.9-27.

Шипилов Э.В. Строение осадочного чехла западной части Берингова моря. Изв. АН СССР, сер. геолог., N 1, 1988, с.120-129.

Barron J.A. Neogene diatom datum levels in the Equatorial and North Pacific. In: The Centenary at Japanese Micropaleontology, 1989, p.1-39.

Creager J.S., McManus D.A. Geology of the floor of the Bering and Chukchi Seas. - In: The Bering Land Bridge, California, 1967, pp. 7-31.

Hopkins D.M. The Cenozoic History of Beringia. Synthesis. - In: The Bering Land Bridge, California, 1967 (a), p. 452-484.

Hopkins D.M. Quarternary Marine Transgression in Alaska. - In: The Bering Land Bridge, California, 1967 (b), p. 121-143.

Knebel H.J., Creager J.S., Yukon River: Evidence for Extensive migration during the Holocene Transgression Science, 1973, v.179 N 4079, p.1230-1232.

Knebel H.J., Creager J.S., Echols R.J. Holocene Sedimentary Tramwork East-Central Bering Sea Continental Shelf. In: Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas, Berlin, 1974. p. 157-172.

Koizumi I. Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. Jour. of Geol. Soc. of Japan, v.91, N 3, 1985, p.195-211.

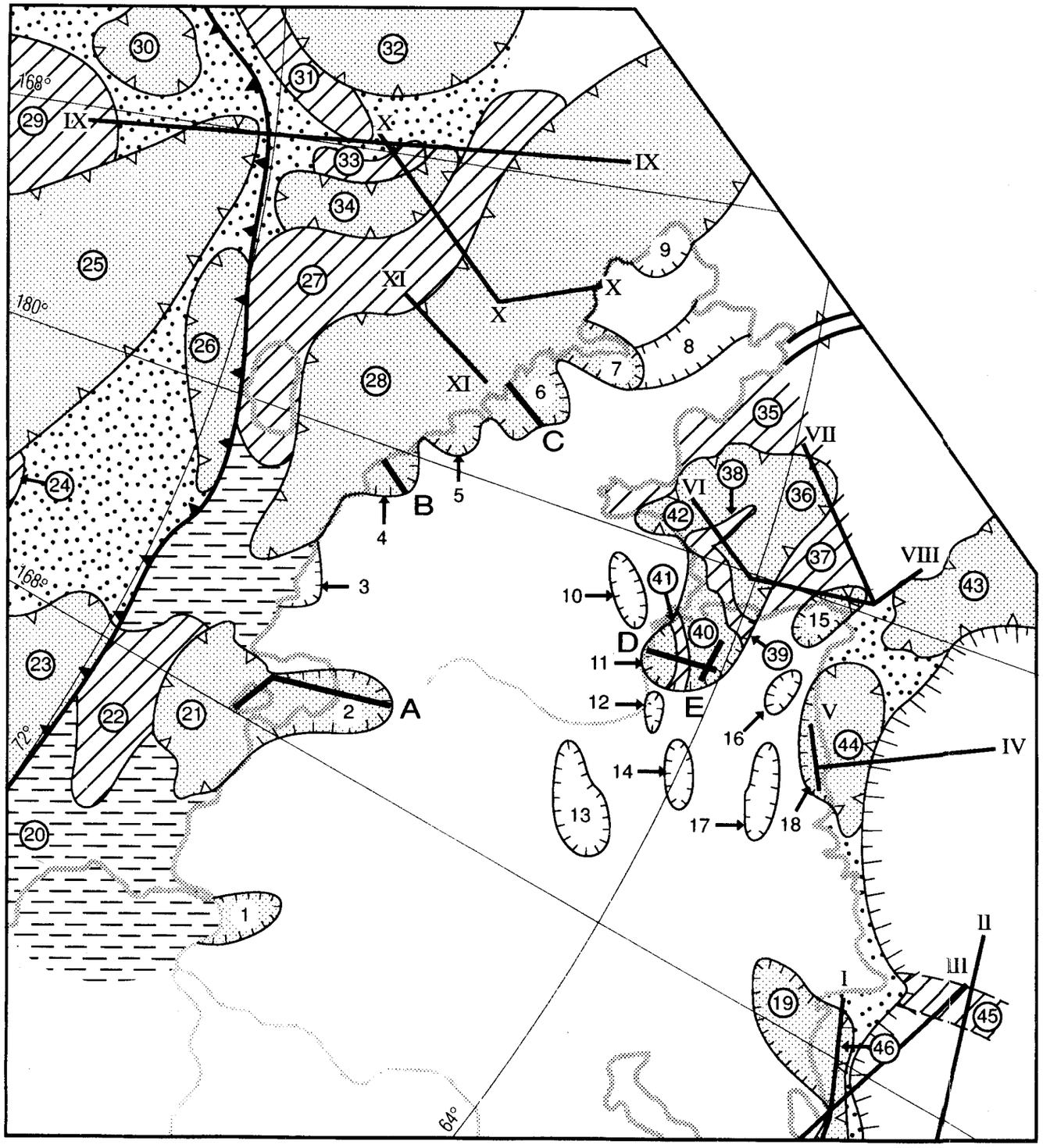
McManus D.A., Van Katarathran K.D.M., Hopkins D.M., Nelson C.H. Yukon River Sediment on the Northern West Bering Sea Shelf. J. Sedim. Petrol, 1974, v.44, N 4, p.1052-1060.

Marlow M.S., Cooper A.K., Childs J.R., Tectonic evolution of Gulf of Anadyr and formation of Anadyr and Navarin Basin. Bull. AAPG, 1983, v.67, N 4, p.646-665.

Matthews J.V. New Data on Pliocene Floreas/Fauna from the Canadian Arctic and Greenland. In: Pliocene Climates: scenario for global warming. US Geol. Surv. Open-File Report 90-6Y, Washington, 1990, p.29-33.

Repenning C.A. Arctic Microtine Biochronology -- Current Status. US Geol. Surv. Circular 1026, 1989, p.99-102.

http://jurassic.ru/



Legend

Условные обозначения

7

Basinal structures on land next to the shelf;

1-Anyuisk Basin;
2-Chaunsk Basin;
3-Lower Pegtymel and Kuul'-Innukaisk Basins;
4-Val'karaisk Basin;
5-Ekiatapsk and Koivel'khveergynsk Basins;
6-Vankarem Basin;
7-Kolyuchinsk Basin;
8-Kolyuchinsko-Michegmen Basin;
9-Uelen Basin;
10-Tnekveemsk Basin;
11-Anadyr Basin onshore and its continuation offshore-Konchalano-Onemensk Basin;
12-Telegrafichesk Basin;
13-Markovsk Basin;
14-Umkinsk Basin;
15-Beringovsk Basin;
16-Krasnorechensk Graben;
17-Iomrautsk Basin;
18-Lower Khatyrsk Basin;
19-Olyutorsk Basin.

Отрицательные структуры на суше и прилежащем шельфе

1-Анюйская впадина;
2-Чаунская впадина;
3-Нижне-Пегтымельская и Кууль-Иннукайская впадины;
4-Валькарайская впадина;
5-Экиатапская и Койвельх-веергынская впадины;
6-Ванкаремская впадина;
7-Колючинская впадина;
8-Колючинско-Мичегменский прогиб;
9-Уэленская впадина;
10-Тнекveемская впадина;
11-Анадырская впадина на суше и продолжение её в акватории-Кончалано-Онеменский прогиб;
12-впадина Телеграфическая;
13-Марковская впадина;
14-Умкинская впадина;
15-Беринговский прогиб;
16-Краснореченский грабен;
17-Иомраутский прогиб;
18-Нижне-Хатырский прогиб;
19-Олюторский прогиб.

27

Names of structures in marine shelf basins;

20-Fadeyevsk Depression;
21-Ayonsk Basin;
22-Medvezhinsk Arch;
23-Blagoveshchensk Basin;
24-Anzhu Ridge;
25-Vilkitsk Basin;
26-North Wrangelevsk Basin;
27-Wrangelevsko-Geral'dsk Ridge;
28-South Chukchi Basin;
29-North Chukchi Uplift;
30-East Chukchi Basin;
31-Barrou Arch;
32-Chukchi Basin;
33-Geral'dsk Uplift;
34-East Geraldsk Basin;
35-Yukagirsk Uplift;
36-East Anadyr Basin;
37-Lamugsk Uplift;
38-Anautsk Uplift;
39-Tymninsko-Tumansk Uplift;
40-Lower Anadyr Basin;
41-Dionisiya Uplift;
42-Uel'kal Trough;
43-Navarin Basin;
44-Lower Khatyrsk Basin;
45-Shirshova Ridge Uplift;
46-Olyutorsk Basin.

Названия структур в акватории шельфа;

20-Фаддеевская депрессия;
21-Айонская впадина;
22-Медвежинский вал;
23-Благовещенский прогиб;
24-гряда Анжу;
25-прогиб Вилькицкого;
26-Северо-Врангелевский прогиб;
27-Врангелевско-Геральдскоя гряда;
28-Южно-Чукотский прогиб;
29-Северо-Чукотское поднятие;
30-Восточно-Чукотская впадина;
31-Вал Барроу;
32-Чукотская впадина;
33-Геральдское поднятие;
34-Восточно-Геральдская впадина;
35-Юкагирское поднятие;
36-Восточно-Анадырский прогиб;
37-Ламугское поднятие;
38-Анаутское поднятие;
39-Тымнинско-Туманское поднятие;
40-Нижне-Анадырский прогиб;
41-Поднятие Дионисия;
42-Уэлькальская мульда;
43-Наваринский прогиб;
44-Нижне-Хатырский прогиб;
45-поднятие хр.Ширшова;
46-Олюторский прогиб

Peripheral tectonic depressions on the shelf, from Polkin (1984)

Периферические тектонические депрессии шельфа по Я.И.Полькину (1984)

Other negative structures (troughs etc.)

Прочие отрицательные структуры (прогибы, мульды и т.д.)

Saddles and structural terraces

Седловины и структурные террасы

Uplifts

Поднятия

Flexure/fault zone, separating the outer from the inner shelf

Флексурно-разломная зона, отделяющая внешнюю зону шельфа от внутренней

Boundary between the northern and eastern sectors of the Chukchi shelf;

Граница Северного и Восточного секторов шельфа Чукотки

Continental slope

Континентальный склон

A

Geological sections through marine basins (see Figure 2.3)

A Chaunsk
B Val'karaisk
C Vankarem
D & E Anadyr

Геологические разрезы через приморские впадины (см. рис. 2.3)

Чаунская
Валькарайская
Ванкаремская
Анадырская

VIII

Geological and Geophysical sections through the marine shelf basins (see Figure 2.2)

I-VIII in Bering; IX-XI in the Chukchi Sea.

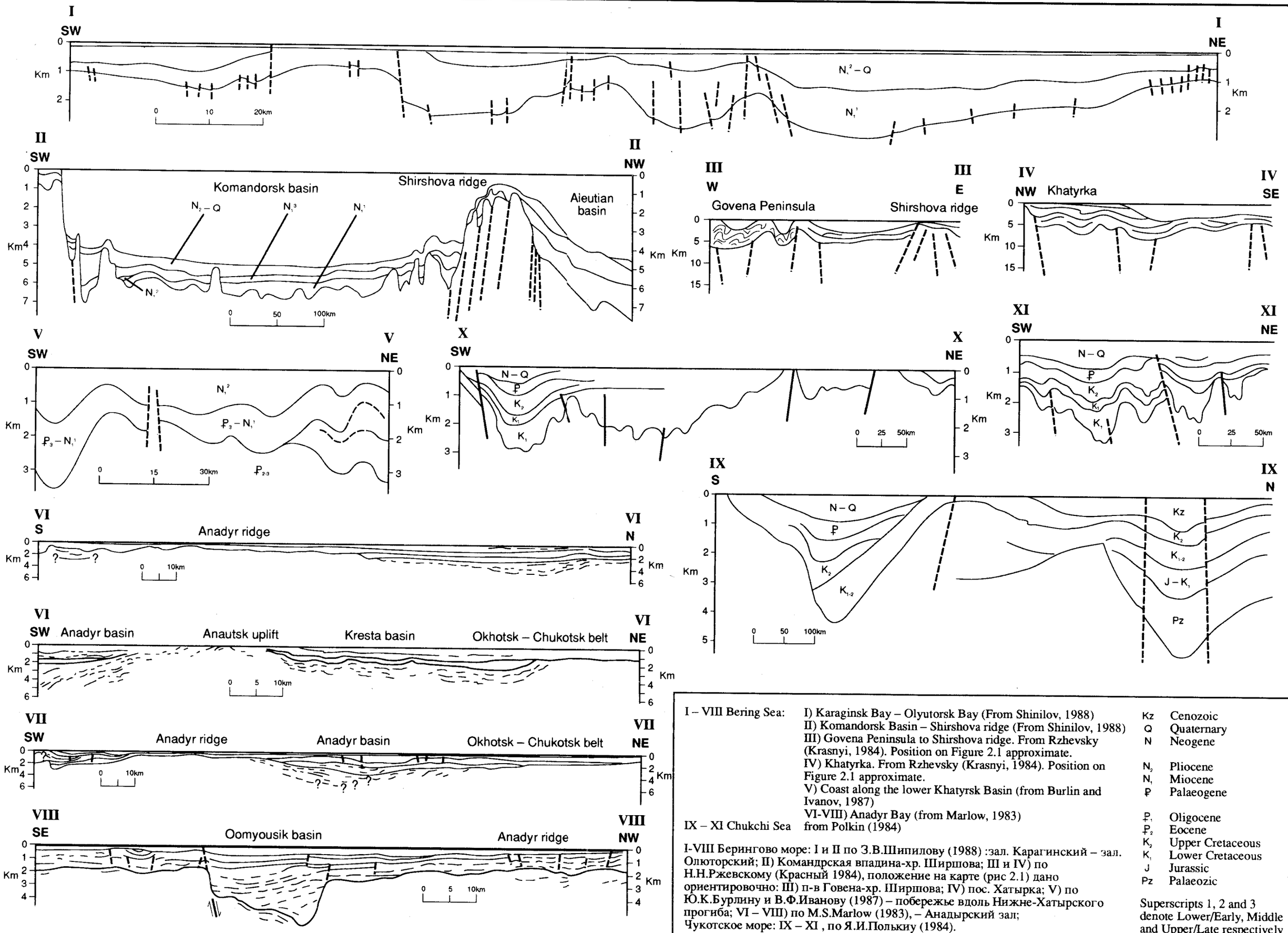
Геолого-геофизические разрезы в акватории шельфа (см. рис. 2.2)

I-VIII в Беринговом, IX-XI в Чукотском море.

FIGURE 2.1 **Distribution of Cenozoic sedimentary basins on the Chukchi shelf and adjacent land. Structures of the basins on the northern shelf are from Polkin (1984) and Kosko, (1984)**

РИСУНОК 2.1 **Схема расположения кайнозойских бассейнов осадконакопления на Чукотском шельфе и прилежащих к нему частях суши. Структуры в акватории северного шельфа показаны по Я.И.Полькину (1984) и М.К.Косько (1984)**

http://jurassic.ru/



I – VIII Bering Sea:
I) Karaginsk Bay – Olyutorsk Bay (From Shinilov, 1988)
II) Komandorsk Basin – Shirshova ridge (From Shinilov, 1988)
III) Govena Peninsula to Shirshova ridge. From Rzhevsky (Krasnyi, 1984). Position on Figure 2.1 approximate.
IV) Khatyrka. From Rzhevsky (Krasnyi, 1984). Position on Figure 2.1 approximate.
V) Coast along the lower Khatyrsk Basin (from Burlin and Ivanov, 1987)
VI-VIII) Anadyr Bay (from Marlow, 1983)

IX – XI Chukchi Sea from Polkin (1984)

I-VIII Берингово море: I и II по З.В.Шипилову (1988) :зал. Карагинский – зал. Олюторский; II) Командрская впадина-хр. Ширшова; III и IV) по Н.Н.Ржевскому (Красный 1984), положение на карте (рис 2.1) дано ориентировочно: III) п-в Говена-хр. Ширшова; IV) пос. Хатырка; V) по Ю.К.Бурлину и В.Ф.Иванову (1987) – побережье вдоль Нижне-Хатырского прогиба; VI – VIII) по M.S.Marlow (1983), – Анадырский зал; Чукотское море: IX – XI , по Я.И.Полькиу (1984).

Kz	Cenozoic
Q	Quaternary
N	Neogene
N_2	Pliocene
N_1	Miocene
P	Palaeogene
P_1	Oligocene
P_2	Eocene
K_2	Upper Cretaceous
K_1	Lower Cretaceous
J	Jurassic
Pz	Palaeozic

Superscripts 1, 2 and 3 denote Lower/Early, Middle and Upper/Late respectively

FIGURE 2.2 Geological – geophysical sections of the Bering (I – VIII) and Chukchi (IX – XI) Seas: positions of sections are given on Figure 2.1

РИСУНОК 2.2 Геолого – геофизические разрезы (сейсмопрофили) Берингова (I – VIII) и Чукотского (IX – XI) морей; положение см. на рис 2.1

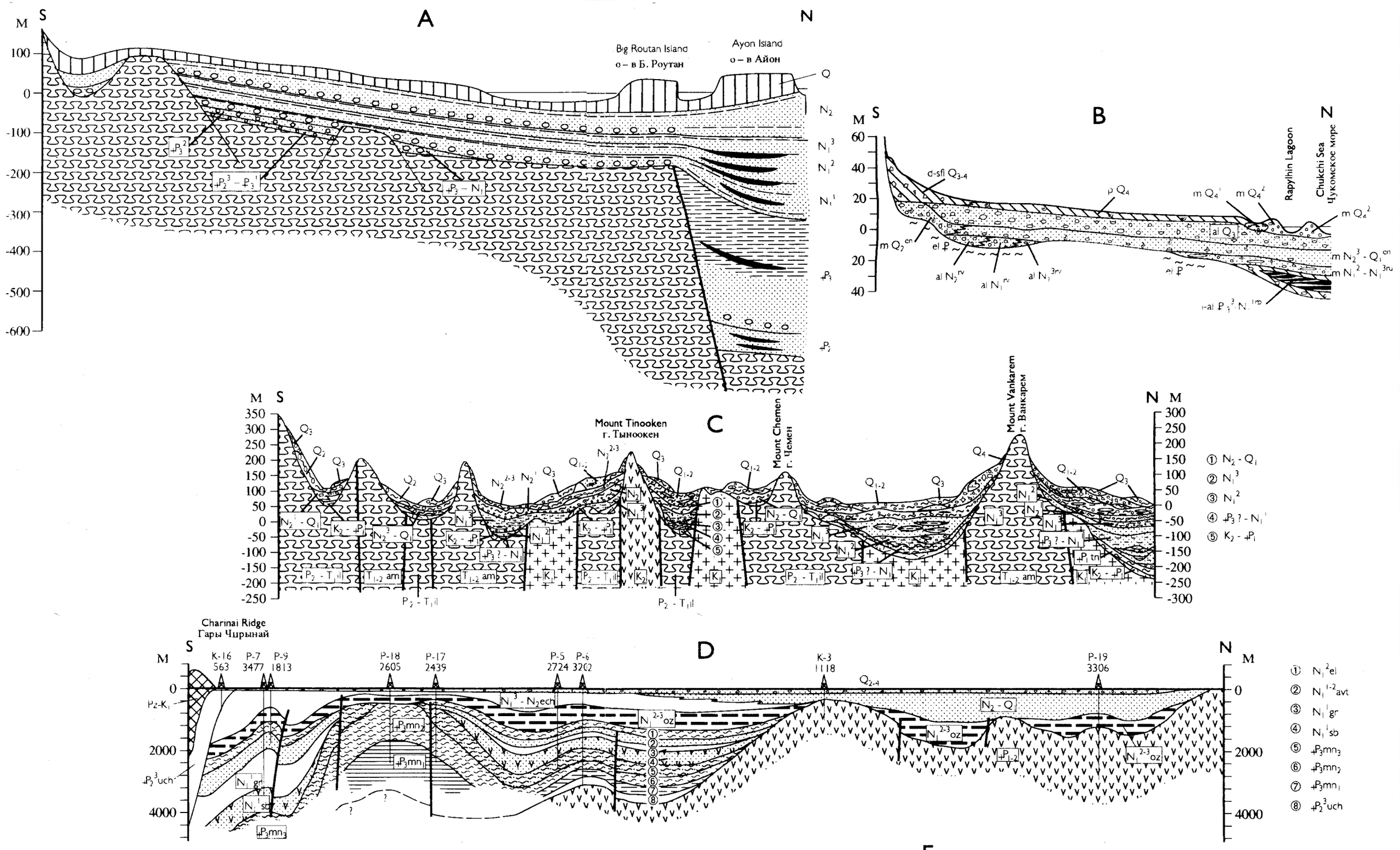
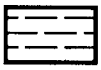


FIGURE 2.3A Geological sections of marginal-marine basins (A-E; see Figure 2.1): A] Chaunsk Basin, from Kazarinov and Laukhin; ages of wells on Ayon Island and Routan from Ivanov (1985); B] Val'karaisk Basin, from Sukhoroslov (1978); C] Vankarem Basin, from Laukhin et al. (1989) with additions; D & E] Anadyr Basin, from Ivanov (1985). (For legend see Figure 2.3B)

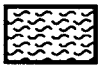
РИСУНОК 2.3А Геологические разрезы приморских впадин (А-Е; см.на рис. 2.1): А) Чаунская впадина, по материалам С.Л Казаринова и С.А.Лаухина, возрастная интерпретация скважин на о-вах Айон и Бол.Роутан по В.В.Иванову (1985); В) Валькарайская впадина, по В.Л Сухорослову (1978); С) Ванкаремская впадина, по С.А.Лаухину и др. (1989) с дополнениями; D и Е) Анадырская впадина, по В.В.Иванову (1985). (Легенда на рис. 2.3В)

http://jurassic.ru/

LEGEND
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



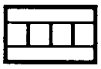
Clays
глины



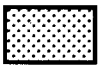
Loams, sandy loams, muds
суглинки, супеси, илы



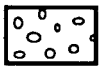
Loams
суглинки



Quaternary deposits (predominantly edoma type)
четвертичные отложения, преимущественно едомные



Sands
пески



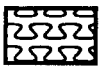
Pebbles and gravel
гальки и гравий



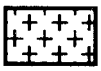
Coals, lignites
угли, лигниты



Weathered crusts
кора выветривания



Folded basement rocks
породы складчатого основания впадин



Granitic rocks
гранитоиды



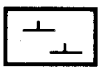
Extrusive rocks
изверженные породы



Rock debris
щебень



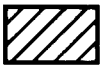
Ice fissure pseudomorphs
псевдоморфозы по ледяным жилам



Buried ice
погребенные льды



K_1



K_2

Dislocated sedimentary and volcanic sedimentary rocks
Дислоцированные осадочные и осадочно-вулканогенные породы



Weakly dislocated rocks of the Ozerninskaya Suite, mid-late Miocene
Слабодислоцированные породы среднего-позднего миоцена - озёрнинская свита

K-16
563

Wells (numbered), drilled depth in metres
скважина и ее номер, глубина в м

Suites
Свиты

	Section C на разрезе С		*Section B* на разрезе В
il	**Iul'tinsk** иультинская	en	**Enmakaisk** энмакайская
tn	**Tynookinsk** тыноокинская	rv	**Reveemsk** ревеемская
am	**Amguemsk** амгуэмская	rp	**Rypyl'khinsk** рыпыльхинцкая

Environments (section B)

- d **deluvial**
- s **solifluction**
- fl **fluvial**
- al **alluvial**
- el **eluvial**
- m **marine**
- l **lacustrine**

Geological Column

- Q_4 **Holocene**
- Q_3 **late Pleistocene**
- Q_2 **middle Pleistocene**
- Q_1 **early Pleistocene**
- Ng **Neogene**
  - N_2 **Pliocene**
  - N_1 **Miocene**
- $_{+}P$ **Palaeogene**
  - $_{+}P_3$ **Oligocene**
  - $_{+}P_2$ **Eocene**
  - $_{+}P_1$ **Paleocene**
- K **Cretaceous**
  - K_2 **late Cretaceous**
  - K_1 **early Cretaceous**
    - K_2d **Danian**
    - K_2cm **Campanian**
    - K_2sn **Santonian**
- Pz **Palaeozoic**

Sections D&E на разрезе D и E

ech	**Echinsk** эчинская
oz	**Ozerninsk** озернинская
el	**Eliseevsk** елисеевская
avt	**Avtatkud'sk** автаткудьская
gr	**Gagarinsk** гагаринская
sb	**Sobol'kolsk** собольколькая
mn	**Mainitsk** майницкая
uch	**Ust' -Chirynaysk** усть-чирынайская

FIGURE 2.3B **Legend for Figure 2.3A**
РИСУНОК 2.3В **Условные обозначения к рис. 2.3А**

http://jurassic.ru/

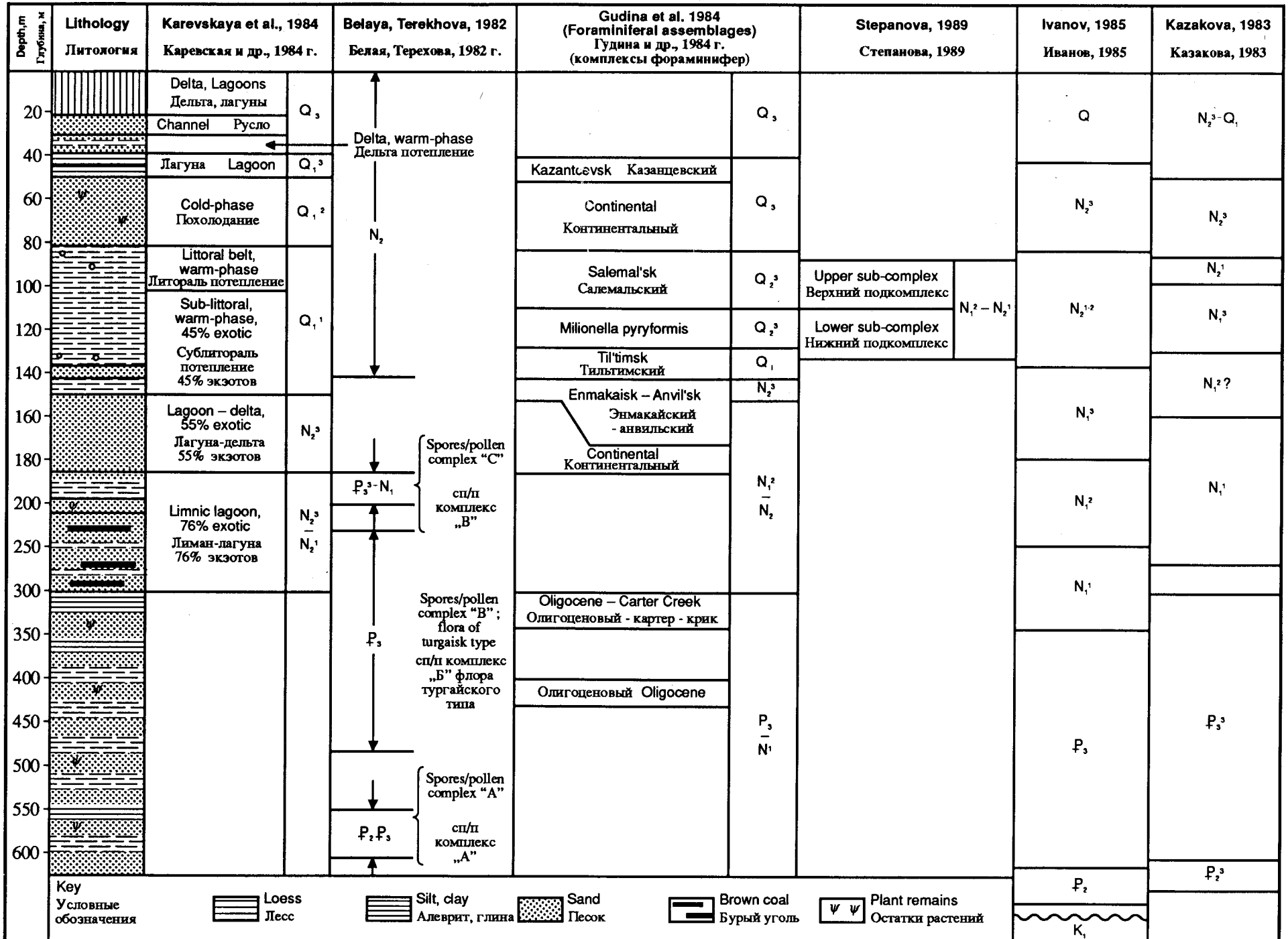


FIGURE 2.4 Stratigraphic subdivision of the section encountered in a well on Ayon Island, from data of various authors (from Stepanova (1989), with additions)

РИСУНОК 2.4 Стратиграфическое расчленение разреза, вскрытого скважиной на о-ве Айон по данным разных авторов (по Г.В.Степановой (1989) с дополнениями)

http://jurassic.ru/

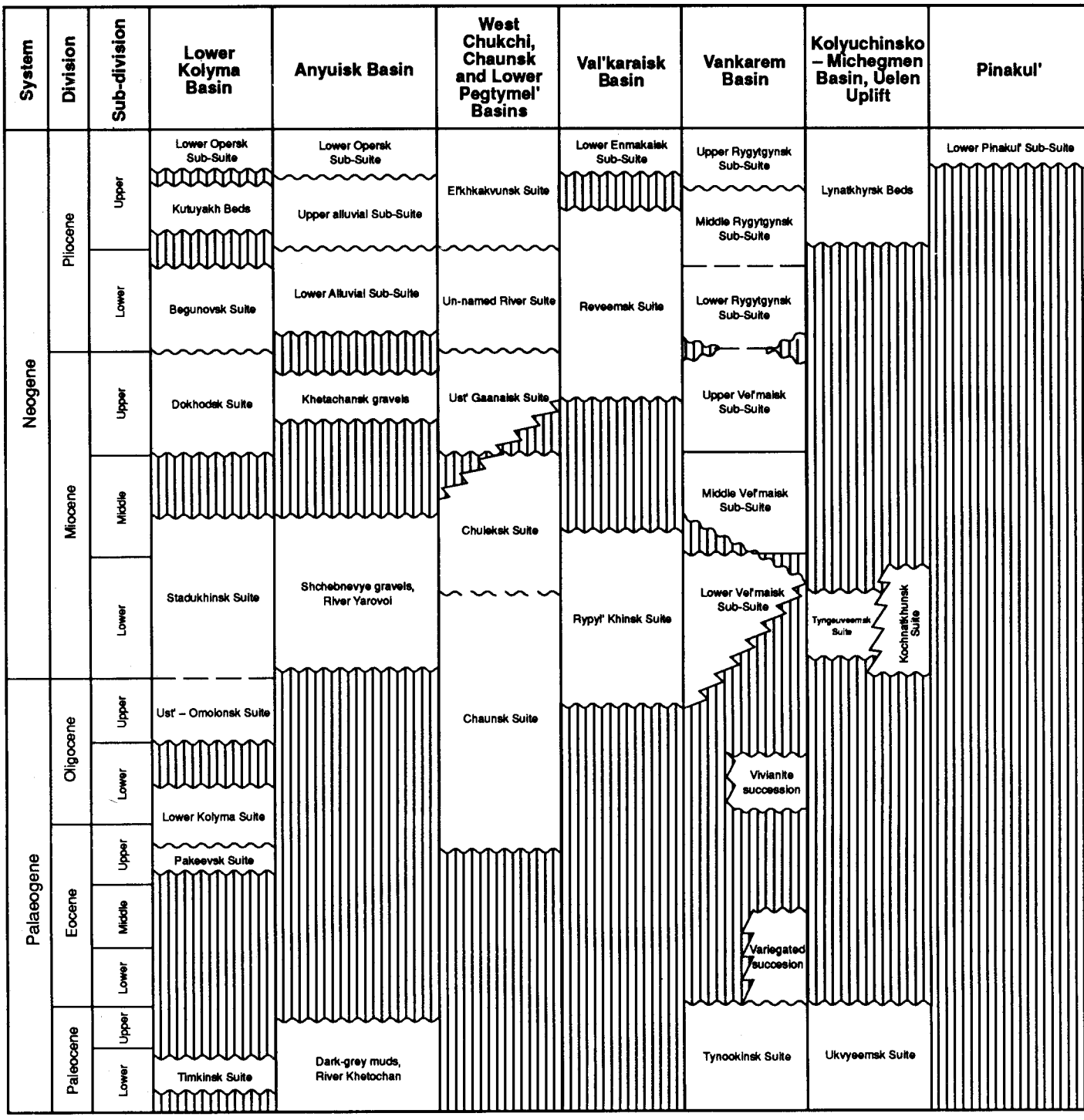


FIGURE 2.5 Stratigraphic correlation of Cenozoic deposits from the North Chukchi coast

РИСУНОК 2.5 Корреляционная стратиграфическая схема палеогена и неогена северной окраины Чукотки.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 3

БЕРИНГОВО МОРЕ

МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙ

О. П. Дундо

Беринговоморский регион является северным звеном Циркумтихоокеанской транзитали -- переходной зоны от Амеразийской континентальной окраины к Тихому океану, с присущей этому звену структурной триадой: окраинное море, островная дуга, глубоководный желоб. Характерной морфоструктурной особенностью региона является резко контрастное сочетание положительных и отрицательных форм рельефа: гористое обрамление Американской и Азиатской суши; шельфовая равнина Берингова моря, осложненная сочетанием крупноразмерных неглубоких понижений и невысоких сводовых поднятий; материковый склон, ступенчато опускающийся к плоскоравнинному днищу глубоководных котловин; горстообразные глыбовые поднятия подводных хребтов (Ширшова, Бауэрса), разделяющие абиссальные акватории моря на отдельные глубоководные котловины (Алеутская, Командорская, Бауэрса), и, наконец, Алеутская островная дуга, сопряженная с глубоководным желобом океанической плиты.

Для палеогеографических реконструкций использован обширнейший геологический и геофизический материал, накопленный к 1988 году в результате наземных и морских геолого-геофизических исследований, выполненных геологическими службами СССР и США. В первую очередь использованы материалы изучения стратиграфических разрезов мезозоя и кайнозоя в естественных обнажениях прибрежной суши и островов в процессе геолого-съемочных и специальных тематических работ, а также в наземных и морских (в том числе глубоководных) буровых скважинах (рис.3.1). Для расшифровки структуры осадочного чехла в акватории Берингова моря использованы многочисленные материалы сейсморазведки (МОВ, МОВ ЦЛ, МОВ ОГТ) советских и американских экспедиций. При экстраполяции геологических данных с островной и континентальной суши в пределы шельфовых акваторий учитывалась структура магнитного и гравитационного аномальных полей по данным морской магнито- и гравиразведки, а также результаты драгирования морского дна.

По данным морской сейсморазведки в Беринговоморском бассейне выделяется четыре опорных отражающих горизонта (IV, III, II, I). Горизонт IV повсеместно отождествляется с поверхностью "акустического" фундамента. Вышележащий отражающий горизонт III (на американских профилях -- горизонт "P") расчленяет осадочный чехол на два комплекса: нижний -- акустически прозрачная толща, залегающая между III и IV отражающими горизонтами, и верхний, для которого характерна ярко выраженная слоистость. Комплекс слоистых отложений, заключенный между поверхностью дна и горизонтом III, в свою очередь, разделется отражающим горизонтом II (на американских профилях -- горизонт "U") на нижний и верхний подкомплексы. Верхний подкомплекс в шельфовых районах, включая глубокие прогибы, может быть подразделен отражающим горизонтом I еще на две части, однако повсеместно этот отражающий горизонт выделить не удается.

Судя по существенному изменению пластовых скоростей как в латеральном, так и в вертикальном направлениях, выделенные сейсмостратиграфические подразделения характеризуются заметными вариациями физических параметров слагающих пород, обусловленными различием их вещественного состава и степени диагенетических преобразований.

Результаты наземных и морских буровых работ в Анадырской низменности и хатырском районе (Агапитов Д. И. и др., 1983; Steffy D. A. et al., 1985), в заливах Бристольском и Кука (Burk C. A., 1965; Magoon L. B., 1986), а также драгирования уступов континентального склона (Геологическая карта..., 1982; Геология..., 1985; Marlow M. S. et al, 1980), дают основание предполагать, что осадочный чехол шельфовых районов Берингова моря сложен чередующимися пачками осадочных песчаных и песчано-глинистых пород морского и лагунно-континентального генезиса.

В пределах глубоководных котловин информацию о вещественном составе осадочного чехла дают материалы бурения с судна "Гломар Челенджер". В восточной части Командроской котловины, вблизи подножия хребта Ширшова (скв. 191), осадочный чехол сложен глинистыми породами с редкими маломощными прослоями песчаников. В подсклоновых прикамчатских прогибах, судя по заметному увеличению пластовых скоростей в нижнем и верхнем комплексах, вещественный состав отложений должен отличаться от вскрытых скважиной. Учитывая близость источников сноса, здесь можно предполагать значительное возрастание роли крупнообломочных пород в толщах осадочного чехла.

В Алеутской котловине верхняя часть осадочных отложений, вскрытая скважинами, достигшими, по-видимому, верхних горизонтов нижнего подкомплекса верхней слоистой толщи (под отражающим горизонтом II) также состоит преимущественно из глинистых пород с редкими прослоями песчаников и с линзовидными карбонатно-глинистыми конкрециями. В строении нижнего, акустически прозрачного комплекса, определяющую роль играют неслоистые глинистые образования с увеличивающейся вниз по разрезу степенью уплотненности пород.

http://jurassic.ru/

Представления об осадочном чехле Тихоокеанского дна, примыкающего с юга к Алеутской дуге, базируются только на материалах глубоководных скважин 178, 183, 192, вскрывших маастрихтские, эоценовые, олигоценовые и неогеновые осадки.

Что касается возраста мощного осадочного чехла, то в шельфовых районах Берингова моря и в Алеутской котловине (на основании данных по буровым скважинам на суше, по глубоководной скважине 190 и скважине COST-I в Наваринском прогибе) нижний, акустически прозрачный комплекс датируется ранним -- средним миоценом, хотя нижние его слои, выполняющие наиболее глубокие впадины прогибов и быстро выклинивающиеся по их бортам, могут относиться к палеогену и даже к самым верхам мела. В перекрывающей слоистой толще нижний подкомплекс относится к позднему меоцену, а два вышележащих -- к позднему миоцену-плиоцену и плиоцену-квартеру. В Командорской котловине нижний комплекс сопоставляется с верхами миоцена?, а верхний -- с плиоценом-квартером.

Предпринятая И. В. Беляевым (Геология..., 1985) геологическая интерпретация аномального магнитного поля Беринговоморского региона позволила выделить в его пределах различные площади с высокой концентрацией масс магматических пород. Наиболее крупным и ярко выраженным элементом магнитного поля является полоса пестромозаичных знакопеременных магнитных аномалий, соответствующая области распространения эффузивов и крупных интрузий гранитоидов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эта аномальная полоса отчетливо прослеживается на суше и далее от Чукотского п-ва в юго-восточном направлении до островов Св. Матвея и Нунивак. Затем, она продолжается на Аляску в бассейны рек Юкон и Кусковим, где картируются поля позднемеловых -- полеогеновых наземных эффузивов. Акваториальная часть рассматриваемой полосы фиксирует местоположение области развития вулканоплутонических образований, аналогичных Охотско-Чукотскому поясу.

Севернее, на Чукотском полуострове по характерному рисунку магнитных аномалий обособляется зона высоких концентраций раннетриасовых габброидов. Зона распространения этих образований прослеживается в аномальном магнитном поле с Чукотки в юго-восточном направлении в Мечигменский залив и, по-видимому, далее на восток-юго-восток в залив Нортон, огибая с юга Анадырско-Сьюардский массив докембрийских метаморфических пород.

Южнее аномальных зон, связанных с вулканогенным поясом, располагаются полосы линейных зон магнитного поля, где аномалии связаны с образованиями офиолитовой формации. Здесь наиболее интенсивно напряженные аномалии приурочены к зонам наибольшей концентрации гипербазитов.
Кремнисто-вулканогенные отложения, вмешающие гипербазиты, создают аномальный фон меньшей напряженности. И. В. Беляев различает три такого рода системы аномалий, отвечающие структурам, сложенным породами неодинакового возраста. Первая система прослеживается в виде аномальных полос из Пенжинско-Анадырского района в северную и центральную части Корякского нагорья и далее, через Анадырский залив в юго-восточном направлении до островов Прибылова. Отсюда эта система, меняя направление сначала на широтное, а затем на северо-восточное продолжается до Бристольского залива. На суше эта система аномалий связывается с районами развития палеозойских и позднеюрско-раннемеловых кремнисто-вулканогенных формаций, вмещающих тела гипербазитов. Вторая система аналогичного характера, где главными аномалеобразующими объектами являются позднемеловые кремнисто-вулканогенные образования с гипербазитами и вулканогенные образования палеогена, протягивается из восточной Камчатки через о-в Карагинский и южную часть Корякоского нагорья и далее, вдоль края шельфа и континентального склона, до Прибыловых островов, а затем, пересекая Алеутскую дугу, следует вдоль западного побережья о-ва Кадьяк. К этой же системе отнесены аномальные зоны хребтов Ширшова и Бауэрса. Третья система подобного рода, приурочена к Алеутской островной дуге, где очевидная связь аномалий намечается с палеогеновыми и более молодыми вулканическими образованиями преимущественно базальтового состава, но можно предполагать наличие и глубинных источников -- магматических тел основного и ультраосновного состава (Шмидт, 1978). В пределах этой системы обнаруживается корреляция интенсивности магнитных аномалий с мощностью базальтового слоя, аналогичная установленной для Курильской дуги (Волк и др., 1982; Красный, Кочергин, 1977).

В заключение следует подчеркнуть, что результаты геологической интерпретации магнитометрических данных наиболее эффективны для идентификации, в закрытых районах, крупных положительных тектонических элементов, в строении которых участвуют большие массы магматических образований.

Фанерозойские отложения региона, изученные как на обрамляющей Берингово море суше, так и в акваториях могут быть сгруппированы в шесть крупных мегакомплексов, разграниченных поверхностями региональных несогласий и отвечающих шести главнейшим циклам седиментации: ордовикско-силурийскому (I), девонско-раннекаменноугольному (II),среднекаменноугольно- среднеюрскому (III), позднеюрско-палеогеновому (IV), сенонско-неогеновому (V) и неогеновому (VI). Процессы седиментации в рамках каждого цикла связаны с направленным изменением условий осадконакопления, предопределяющим трансгрессивно-регрессивную последавательность смены морских карбонатных или кремнисто-вулканогенных образований начальных стадий терригенными отложениями средних и поздних стадий (сначала тонко-, затем грубообломочными), формирование которых в конце циклов нередко происходит в наземных условиях (рис.3.2). В общей зволюции

http://jurassic.ru/

процессов осадконакопления на протяжении фанерозойского времени имеется и ряд других перечисленных ниже характерных особенностей.

— Длительность перерывов между циклами с течением времени заметно сокращается от более чем двух периодов (средний ордовик -- ранний девон) между первым и вторым циклами, примерно до половины периода (баррем -- сантон) между четвертым и пятым циклами и вплоть до постепенной смены пятого цикла шестым.

— Постепенно прекращается накопление карбонатных осадков, широко распространенных в отложениях двух первых циклов и практически полностью отсутствующих в трех последних.

— Седиментационные циклы дифференцированы на стадии, и эта дифференциация нарастает во времени. Если в первых двух циклах более или менее отчетливо различаются ранняя и средняя стадии, а поздняя выражена слабо и локально проявлена, то четвертый и пятый циклы отчетливо подразделяются на начальную, среднюю, позднюю и конечную стадии (рис.3.2), что находит выражение в вещественном составе и генезисе сответствующих им отложений.

— Наряду с увеличением роли терригенных осдаков и вулканогенных пород возрастает со временем и суммарная мощность отложений, сформировавшихся в течение седиментационных циклов: от 5000 м в первом и во втором до 8000 м, 15000 м и 17000 м соответственно в третьем, четвертом и пятом циклах.

I. Палеогеографические реконструкции

Анализ палеогеографических и палеотектонических реконструкций, выполненный для Беринговоморского регирна по 24-м срезам фанерозойского времени (Атлас..., в печати) показаывет, что по характеру строения земной коры и особенностям геологического развития в регионе выделяются две области. Северная область (Колымо-Омолоно-Анюйский район, северная часть Корякского нагорья, Чукотка, шельф Берингова моря, Аляска, за исключением самых южных ее районов) с мощностью современной земной коры 27-42 км; и южная область (Камчатка, южная часть Корякского нагорья, южные районы Аляски, акватории современных глубоководных котловин Берингова моря, прилегающие районы ложа Тихого океана) с резко изменчивой (от 10 до 30 км) мощностью коры. Время наиболее интенсивной зволюции земной коры в северной области приходится на палеозойскую и большую часть мезозойской эры (до аптско-туронского веков включительно). Южная область на протяжении всего палеозоя и большей части мезозоя представляла собой тектонически пассивный, "жесткий" блок земной коры, геологическая зволюция которого началась в сенонское время и сопровождалась постепенным охватом отдельных его районов активными тектоно-магматическими процессами. В южной части Корякского нагорья, на Камчатке и южной Аляске, судя по залеганию верхнего мела непосредственно на протерозое (?), можно предполагать наличие обширных пространств допозднемеловой суши. Остальные районы южной части Беринговоморского региона классифицируются как область отсутствия свидетельств литогенеза.

1. Ранний — средний триас

Ранне- и среднетриасовой эпохам отвечают заключительные стадии начального этапа третьего седиментационного цикла. В это время сохраняется унаследованный с перми генеральный структурный план региона. Вместе с тем усиление восходящих тектонических движений привело к образованию на западе региона крупного массива суши в результате причленения пермского пояса островов к районам предполагаемых равнин юга Корякского нагорья и Камчатки.

Одновременно с усилением воздымания земной коры в районах суши продолжалось развитие унаследованных с перми осадочных бассейнов в северо-западной и юго-восточной частях триасового моря, характеризующихся, как и в перми, накоплением соответственно тонкообломочных терригенных и осадачно-вулканогенных образований. Отличительной особенностью ранне- и среднетриасовой эпох является смена в большинстве районов южной Аляски подводного базитового вулканизма наземными излияниями базальтов, произошедшая примерно на рубеже ранний -- средний триас. В среднем триасе здесь уже формировались мощные комплексы платобазальтов. Развитие наземного платобазальтового вулканизма можно предполагать и на востоке Чукотского полуострова, где широко распространены ранне- среднетриасовые осадочные толщи с многочисленными силлами долеритов.

2. Поздний триас - средняя юра

На протяжении позднетриасового -- среднеюрского времени продолжают сохраняться северо-восточные направления в ориентировке главнейших палеоморфоструктур региона. Сохраняется и разделение морского бассейна поясом островной суши на северо-западную и юго-восточную части, а также возникшая еще в перми специализация этих двух частей раннемезозойской области аккумуляции по типам осадконакопления: северо-западная часть -- область терригенного, а юго-восточная часть -- область осадочно- вулканогенного седиментогенеза.

В позднем триасе на северо-западе региона превалировали нисходящие тектонические движения, в

http://jurassic.ru/

результате чего обширная по занимаемой площади ранне-среднетриасовая суша Корякского нагорья и Камчатки превратилась в позднем триасе в архипелаг различных по размерам островов, а в бассейнах рр. Буюнда, Балыгычан, Сугой и на западе Чукотского п-ва сформировались обширные флишевые троги. Эти троги были отделены друг от друга областью относительного поднятия, располагавшейся в бассейнах рр. Омолон, Олой, Бол.Анюй (карта 3.1).

В юго-восточной части региона палеогеографические и палеотектонические обстановки в раннем -- среднем триасе и в позднем триасе очень близки за одним исключением. Впервые за все истекшее фанерозойское время в регионе появился еще один мощный источник сноса терригенного материала. Им стал обширный район гористой суши, возникшей в результате локально усилившегося воздымания земной коры на месте низменной равнины, существование которой в допозднетриасовое время предполагалось на внешнем, тихоокеанском шельфе юго-западной и южной Аляски. До позднего триаса в регионе единственным "поставщиком" кластического материала в область аккумуляции являлись лишь районы пояса островной суши, разделявшего дотриасовые морские бассейны на две части. Второстепенные источники сноса терригенного материала, если и существовали в это время в районах, расположенных южнее морского бассейна, то присутствие их не проявлялось столь отчетливо.

В ранней юре режим нисходящих тектонических движений вновь сменился воздыманием земной коры, что привело к осушению ряда районов морского бассейна, увеличению площади, занимаемой сушей, а в пределах последней к увеличению площади гористих районов. Особенно ярко проявился прогрессирующий (начиная с позднего триаса) рост размеров Анадырско- Сьюардского острова и Кусковким-Юконоского п-ва в северо-восточной части региона. Усилившаяся денудация горных массивов нашла отражение в увеличении роли крупнообломочных (псаммитовых и песфитовых) осадков в отложениях, формировавшихся в раннеюрском и, особенно, в среднеюрском бассейнах аккумуляции. К концу средней юры в регионе резко сократились площади проявлений вулканизма. Вновь формирующиеся вдоль южного обрамления морского бассейна области сноса терригенного материала пополнились в ранней и средней юре обширными районами гористой суши. располагавшейся в предалах Камчатки, Корякского нагорья и внешнего шельфа Южной Аляски.

3. Поздняя юра -- поздний мел (турон)

Позднеюрское -- позднемеловое (по турон включительно) время сответствует первой половине четвертого цикла фанерозойского седиментогенеза и периоду существенной перестройки структурного плана региона. Несмотря на северо-восточную ориентировку главнейших палеоморфоструктурных элементов и разделение осадочного морского бассейна на северо-западную и юго-восточную части, унаследованные с позднепалеозойско-раннемезозойского времени и сохранившиеся в поздней юре и раннем мелу, палеогеографическая обстановка в регионе в поздней юре существенно изменилась (карта 3.2). В результате позднеюрской трансгрессии резко увеличилась площадь морского бассейна, многие районы среднеюрской суши были затоплены. На месте глубоких осадочных прогибов ранне-среднеюрского времени одновременно с развитием трансгрессии в начале поздней юры возникли крупные по размерам районы островной суши (острова в Колымо-Омолоно-Гижигинской области, в ряде районов центральной, юго-западной и южной Аляски).

Площадное перераспределение областей сноса и аккумуляции, происшедшее к началу поздней юры в результате инверсии тектонического режима, неизбежно должно было сказаться на особенностях седиментогенеза и вещественном составе отложений, формировавшихся в позднеюрскую и раннемеловую эпохи. В первую очередь это выразилось в позднеюрской активизации вулканической деятельности. почти полностью прекратившейся в регионе в средней юре. Интенсивный подводный, местами наземный вулканизм позднеюрско- валанжинского времени, неравномерные резко дифференцированные по знаку и амплитуде тектонические движения, как в области сноса, так и в области аккумуляции, обусловили появление широкого спектра условий осадконакопления от континентальных и прибрежно-морских до морских глубоководных. Следствием столь широкого разнообразия условий седиментации явилась исключтиельная пестрота литологического состава сформировавшихся в этот период отложений, от крупнообломочных терригенных (прибрежные равнины и мелководья) до вулканогенно-кремнистых (удаленные от источников сноса глубоководные районы моря).

Резко усилилась гипсометрическая контрастность рельефа суши, располагавшейся на внешнем шельфе южной Аляски. Именно из этих районов в результате их интенсивной эрозии обильно поступал несортированный обломочный материал в глубокий осадочный прогиб Аляскинского полуострова, заполненный ныне (6000-7000 м) глинисто-конгломерато-песчаниковой толщей средне-позднеюрского возраста (мощность средней юры около 3000 м). Песчаники в этой толще аркозовые, а гальки и валуны конгломератов представлены, главным образом, гранитоидами, диоритами, метаморфическими сланцами и гнейсами (Burk C. A., 1965). Американские исследователи (Lankford S. M. et al, 1978) в последние годы считают источником этого обломочного материала алеутский батолит, становление которого относится к концу ранней юры. Такую трактовку палеогеографической ситуации вряд ли можно считать единственно правильной. Во-первых, колоссальный объем обломочного материала, накопившегося в прогибе Аляскинского полуострова, несоизмеримо больше объема разрушавшегося батолита. К тому же в целом ряде пунктов до наших дней на Алеутском плутоне сохранились реликты кровли триасовых и раннеюрских отложений. Во-вторых, Алеутский

http://jurassic.ru/

батолит сложен раннеюрскими диоритами. Гранитоиды, участвующие в строении сложного интрузивного комплекса Алеутского хребта, внедрились значительно позже (конец позднего мела -- палеоген) и не могут поэтому присутствовать в составе валунов средне- и позднеюрских конгломератов.

В-третьих, валуны гнейсов и других метаморфических пород, также как и весь "зрелый" аркозовый кластический материал средне- и позднеюрских отложений мог поступать лишь из районов, где глубина эрозии достигла метаморфического фундамента. Следовательно, источник сноса обломочного материала в прогиб Аляскинского полуострова в средней и поздней юре не мог располагаться в смежных с прогибом северных районах, так как метаморфический фундамент не вскрыт там и в настоящее время.

Развитие трансгрессии, вызванной усилением нисходящих тектонических движений в поздней юре, завершилось к концу валанжина. С готеривского века в регионе началось постепенно нарастающее воздымание земной коры, особенно интенсивное в районах позднеюрской суши, и соответствующее сокращение площади морского бассейна, его обмеление и увеличение роли крупнообломочного терригенного материала в отложениях, заполнявших осадочные бассейны, унаследованные с поздней юры.

Во второй половине баррема -- в начале аптского века восходящие тектонические движения достигли максимальной интенсивности, в результате чего большая часть северо-западных районов в середине аптского времени была осушена (карта 3.2). Анюйский пролив, соединявший регион с бореальным бассейном, закрылся, просуществовав до середины аптского века. В сохранившихся от осушения морских бассейнах региона, теперь уже полностью изолированных от Арктических морей, на месте позднеюрско-готеривских глубоких осадочных прогибов возникли крупные поднятия -- острова, сопряженные с интенсивно проседавшими трогами, которые заполнялись в аптско-туронское время мощными толщами флишоидных образований. В море обитали разнообразные двустворки (иноцерамы. ауцеллины. нукулиды, плеуромии и др.), аммоноидеи, белемоноидеи. По-видимому, в аптском веке, пока существовал Анюйский пролив, вместе с теплым течением из южных широт в регион и далее в бореальный бассейн мигрировали ауцеллины и представители литоцератин и гетероморфных аммоноидей.

В осушенных северных и северо-западных частях региона альбско-туронское время было эпохой интенсивного вулканизма (формировались структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). В некоторых Колымо-Омолоно- Западночукотских районах вспышки наземного вулканизма в альбском веке (в верховьях рек Сугой и Омолон также и в апте) сочетались с умеренным проседанием земной коры и образованием неглубоких впадин, заполнявшихся континентальными вулканогенно-осадочными, местами угленосными образованиями.

Гористые районы суши, существовавшие с позднего триаса по готерив у южной периферии позднемезозойского морского бассейна в Корякско-Камчатской и Южно-Аляскинской областях, к концу турона, по-видвмому, были снивелированы денудацией и вдоль всего южного фланга аптско-туронского морского бассейна образовалась полоса низменной суши, контактирующая с южной областью региона -- областью отсутствия свидетельств литогенеза.

Динамика изменяющегося местоположения осадочных прогибов в течение позднеюрского-туронского времени отражена меняющимся от века к веку узором изопахит.

4. Поздний мел (сенон) — палеоген

Сенонско-палеогеновое время отвечает первой половине пятого седиментационного цикла. Северная часть Беринговоморского региона к концу туронского века была полностью выведена из-под уровня моря. В начале сенона она представляла собой обширную область гористой суши, в пределах которой отдельные участки вулканических плато (реликты аптско-туронской эпохи интенсивного наземного вулканизма) перемежались с холмистыми равнинами и низменностями, где в континентальных условиях накапливались (Чукотское море, бассейн р. Кобук), крупнообломочные терригенные, временами угленосные осадки. Южная область Беринговоморского региона, остававшаяся до этого времени тектонически пассивным "жестким" блоком земной коры, большая часть которого в предшествующие геологические эпохи рассматривалась как область отсутствия свидетельств литогенеза, в сенонское время начинает приобретать тектоническую подвижность, сопровождавшуюся постепенным охватом отдельных ее районов активными тектоно-магматическими процессами.

В сеноне по северному флангу южной области в результате нисходящих тектонических движений, охвативших низинную туронскую сушу, и смещения позднемелового морского бассейна к югу произошло заложение обширного пояса глубоких осадочных прогибов (Карта 3.3). В мелководном морском бассейне северной половины этого пояса прогибы заполнялись толщами преимущественно терригенных осадков (разнообразной размерности), содержащих редкие пласты вулканогенных и глинисто- кремнистых пород. В южной относительно глубоководной половине сенонского моря осадочные прогибы заполнялись терригенно-вулканогенными и кремнистыми образованиями. К поясу вновь образовавшихся осадочных и вулканогенно-осадочных прогибов с севера причленялась зона реликтовых осадочных бассейнов завершающей свое развитие северной области Беринговоморского региона. Эта зона отграничена от вновь образованного пояса сенонских прогибов архипелагом вытянутых в цепочку островов. В реликтовых осадочных бассейнах северной области в

http://jurassic.ru/

мелководных морских и в лагунно-континентальных условиях накапливались толщи грубообломочных терригенных, местами угленосных, отложений.

Таким образом, в начале (ранний сенон) пятого седиментационного цикла также как в начале (поздняя юра -- валанжин) предшествующего четвертого цикла, для отложений, формировавшихся в области аккумуляции, характерен чрезвычайно пестрый фациальный и литологический состав: от континентальных терригенных грубообломочных до хемогенных кремнистых, отлагавшихся в условиях глубоководного моря. К сенонскому времени относится первое появление известных нам "вещественных доказательств" геологических процессов в области отсутствия свидетельств литогенеза. Юго-западный фланг южной области (район возвышенности Обручева) в сенонское время был ареной активного базитового вулканизма. Подводные излияния базальтов завершились здесь в первой половине маастрихта и сменились затем фацией мелководного моря с биогенно-карбонатным осадконакоплением (позднемаастрихтский писчий мел в скв. 192).

В конце сенона в пределах тектонически "жесткого", до тех пор, блока южной области вдоль осей современных подводных хребтов Ширшова и Бауэрса, а также вдоль оси Алеутской островной гряды были заложены новые прогибы. На протяжении позднемаастрихтского-олигоценового времени эти прогибы, по мере проседания земной коры, заполнялись мощными толщами осадочно-вулканогенных образований. В это же время на месте сенонских прогибов более раннего заложения (расположенных севернее и уже инверсировавших в маастрихте) в глубоких трогах, вытянутых вдоль всего северного фронта южной области формируются мощные толщи флиша. В Корякском нагорье и на Камчатке, южнее флишевых трогов, продолжалось накопление терригенно-вулканогенных и кремнисто-терригенно-вулканогенных образований, но уже не в глубоководных (как в раннем сеноне) условиях, а в более мелководном морском бассейне.

Процессы подводного базитового вулканизма в пределах современной акватории Тихого океана, начавшиеся в сеноне в районе возвышенности Обручева, в конце позднего мела начали распространяться в смежные районы и быстро охватили всю площадь современной акватории залива Аляска, а затем, распространились в Алеутскую (эоцен) и в Командорскую (олигоцен) котловины. В северных районах ложа Тихого океана, примыкавших к Алеутскому маастрихтско-палеогеновому палеопрогибу с юга, вслед за прокатившейся волной подводного базитового вулканизма наступила эпоха аккумуляции карбонатно-терригенного материала в мелководных морских условиях на фоне равномерных и медленных нисходящих тектонических движений (карты 3.4-3.6).

Вдоль северного фланга южной области в конце позднего мела -- полеогена продолжалось дальнейшее развитие реликтовых осадочных бассейнов северной области, в которых накапливались толщи морских и континентальных терригенных образований. В гористых районах северной области вблизи реликтовых осадочных бассейнов в позднем сеноне -- эоцене прерывистой изогнутой полосой протягивалась с запада на восток зона активного наземного (преимущественно базитового) вулканизма. В этой зоне формировались полеоморфоструктуры вулканических плато и нагорий. В конце эоцена проявления наземного вулканизма в северной области полностью прекратились. В олигоценовую эпоху усиления нисходящих тектонических движений, охвативших многие районы в пределах Беринговоморского региона, в северной его области наряду с расширением реликтовых осадочных бассейнов в низинных районах суши возникли условия, благоприятные для аккумуляции обломочного материала и появились новые небольшие и неглубокие прогибы, выполненные континентальными угленосными, как правило, отложениями.

Характер распределения в регионе палеотектонических структур в сенонское -- палеогеновое время, их размеры и форма, отражены конфигурацией изопахит на картах 3.3-3.6.

5. Неоген

В северной области Беринговоморского региона неогеновому периоду соответствует вторая, завершающая стадия пятого седиментационного цикла, а в южной области неоген -- это время интенсивного развития седиментационных процессов шестого цикла осадконакопления (Рис.3.2).

В результате общей инверсии тектонического режима на рубеже палеоген -- неоген поднятия, возникшие на месте сенонско-полеогеновых седиментационных бассейнов, превратились в неогене в области контрастного наземного вулканизма. В пределах Камчатки, Корякского нагорья и Южной Аляски тектонические поднятия, на которых формировались толщи наземных эффузивов, были сопряжены со смежными прогибами, заполнявшимися в морских и лагунно-континентальных условиях крупнообломочными терригенными отложениями, нередко перемежающимися с пластами вулканогенных образований. Таким образом, в неогене началось формирование еще одного, кайнозойского (неоген-квартер) вулканогенного пояса, располагающегося южнее Охотско-Чукотского пояса развития меловых -- палеогеновых эффузивов. Две ветви молодого вулканогенного пояса, отходящие от главного поля позднекайнозойских эффузивов, расположенного на Камчатке и в Корякском нагорье, протягиваются вдоль гряды Алеутских островов и вдоль северо- восточного борта Алеутской котловины до залива Аляска. Здесь эти ветви соединяются, и пояс неогеновых -- четвертичных эффузивов протягивается далее в северо-восточном направлении по западному побережью залива Кука, а затем в горы Врангеля (карты 3.7-3.8).

http://jurassic.ru/

Одновременно с воздыманием земной коры в пределах донеогеновых прогибов, районы современных глубоководных котловин Берингова моря и ложа Тихого океана испытывали в неогене интенсивное погружение, на фоне которого активно развивались обширные морские бассейны седиментации (шестой седиментационный цикл). Увеличившаяся во второй половине миоцена скорость нисходящих тектонических движений привела в результате проседания крупных блоков земной коры по разломно-флексурным зонам, к образованию в этих районах глубоководных впадин, некомпенсированных осадконакоплением. В среднем миоцене некомпенсированные осадконакоплением глубоководные морские бассейны сформировались в пределах современных Алеутской котловины и ложа Тихого океана (карта 3.7). В позднем миоцене и в плиоцене интенсивное, некомпенсированное седиментацией проседание земной коры распространилось в районы котловин Командорской и Бауэрса (карта 3.8). Зоны наибольшего прогибания локализовались по периферии современных глубоководных котловин, что обусловило образование в каждой из них периферического пояса глубоких подсклоновых прогибов, сопряженного с центральным сводовым поднятием. Суммарная мощность неогеновых терригенных осадков, накопившихся в таких прогибах, местами превышает 7000 м. Проседание земной коры в пределах ложа Тихого океана не сопровождалось столь интенсивным (как в глубоководных котловинах) осадконакоплением. Мощности неогенового осадочного чехла здесь редко превышают 0,5 км. Накопление тонкообломочного кремнисто-глинистого материала в этих районах сопровождалось извержениями (залив Аляска) одиночных вулканов, превращенных в результате последующего погружения земной коры в подводные горы -- гайоты.

Северная область Беринговоморского региона в конце позднего мела (начиная с сенона) и в последующие периоды кайнозоя вплоть до середины миоцена включительно представляла собой некую часть обширного единого Амеразийского материка. В неогене многие районы северной области вновь были охвачены нисходящими движениями, но интенсивность их была значительно меньшей, чем в досенонское время. В формировавшихся здесь прогибах накапливались толщи, сравнительно небольшой мощности, морских (в районах современных шельфов) и континентальных (в межгорных депрессиях) отложений. В низинных районах северной области в неогене впервые после туронского века вновь появляется морской бассейн - Палеочукотское море (в начале периода в виде залива). В позднем миоцене и в плиоцене Палеочукотское и Палеоберингово моря временами соединялись проливами, и тем самым нарушалась сухопутная связь между Азиатской и Американской частями Амеразийского континента.

Таким образом, к концу неогена был полностью сформирован морфоструктурный облик региона. Общий структурный план региона в неогене отражен рисунком изопахит и орографическими обстановками, показанными на карте последнего среза неогенового времени (карта 3.8).

Оценка нефтегазоносного потенциала отдельных частей Беринговоморского региона осуществлялась ранее целым рядом совеских и американских исследователей (Агапитов и др., 1983; Гнибиденко и др., 1974; Грамберг, 1973; Steffy et al., 1985 и др.). В последние годы с учетом новых материалов морских геолого-геофизических исследований в структуре осадочного чехла Берингова моря выделено три пояса осадочных прогибов (Дундо, 1987) и соответственно три пояса возможно нефтегазоносных бассейнов (см. карты неогеновых срезов). Первый пояс расположен в северной части Берингова моря, охватывающей залив Нортон и акватории, расположенные южнее острова Св. Лаврентия (бассейны Нортон и Св. Матвея). Второй пояс образован цепочкой прогибов, протягивающихся вдоль внешнего шельфа по северному борту Алеутской котловины. В районах мыса Наварин и полуострова Аляска этот пояс виргирует на две ветви. Одна из них отворачивает к северу и уходит у берегов СССР в Анадырский залив, а у берегов Америки -- в заливы Бристольский и Кука; продолжение этой ветви может быть прослежено вглубь обоих континентов по прерывистым цепочкам позднекайнозойских впадин-депрессий (Анадырская, Усть-Бельская, Марковская, Пенжинская, Коппер-Ривер). Вторая ветвь отворачивая к югу, протягивается на Азиатской стороне в юго-западном направлении на узких шельфах вдоль Корякского нагорья и восточной Камчатки (Хатырский, Олюторский, Ильпинско-Карагинский бассейны); на Северо-Американской стороне -- выходит на внешний Тихоокеанский шельф Аляски, протягиваясь от островов Санак и Шумагина через Кадьякский шельф к побережью юго-восточной Аляски (бассейны Санак, Кадьяк, Сент-Элиас). Третий пояс прогибов (подсклоновых) обрамляет по периферии центральные, сводовые части Алеутской и Командорской котловин, причленяясь к подножьям континентального и островного (Алеутской дуги) склонов, а также к подножьям склонов подводных хребтов Ширшова и Бауэрса.

В первом поясе осадочных прогибов перспективы нефтеносности связываются с эоценовыми -- олигоценовыми и нижнемиоценовыми осадочными комплексами, газовым потенциалом обладают верхний миоцен и плиоцен. В качестве нефтегазового резерва в прогибах первого пояса могут рассматриваться верхнемеловые осадочные образования, выполняющие узкие грабены, локализованные в основании некоторых наиболее глубоких прогибов.

Во втором поясе в прогибах северной ветви стратиграфический диапазон возможных нефтегазоносных отложений охватывает интервал от палеоцена до плиоцена. В бассейнах южной ветви возрастной диапазон потенциально нефтегазоносных отложений сокращается, и ограничивается лишь неогеном.

В прогибах третьего пояса возрастной диапазон возможно нефтегазоносных отложений не постоянен. В Командорской котловине (вероятно в котловине Бауэрса также) максимальный интервал в подсклоновых

http://jurassic.ru/

прогибах -- миоцен-плиоцен; в Алеутской котловине -- эоцен-плиоцен.

В сводовых частях обеих котловин нижние горизонты осадочного чехла выпадают из разреза, стратиграфические интервалы потенциальной нефтегазоносности сокращаются до плиоцена и миоцена-плиоцена в Командорской и Алеутской котловинах соответственно. Формирование прогибов третьего пояса характеризовалось быстрым проседанием земной коры, некомпенсированным осадконакоплением в глубоководных условиях или мелководным лавинным седиментогенезом, а также повышенной термической активностью недр под осадочными бассейнами.

Прямыми признаками возможной нефтегазоносности отложений осадочного чехла Берингова моря можно считать выделения метана и этана, зафиксированные при бурении глубоководных скважин. Кроме того, специалисты нефтяники и сейсморазведчики усматривают в специфических сейсмических аномалиях типа "vamp" - структур (яркие пятна), наиболее широко распространенных в Алеутской котловине, свидетельство скоплений в осадочной толще жидких углеводородов или газа.

ЛИТЕРАТУРА

Агапитов Д. И., Косыгин Ю. А., Мотовилов Ю.В. и др. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Геол. нефти и газа, 1983, N 7, с. 1-5.

Артюшков Е. В., Беэр М. А, Геодинамические условия образования нефтегазоносных бассейнов. Геология и геофизика, 1986, N 6, с. 3-13.

Артюшков Е. В., Беэр М. А. Механизм образования нефтегазоносных бассейнов Персидского залива. Изв. АН СССР, сер. геол., 1987, N 1, с. 106-122.

Атлас геолого-геофизических карт Берингова моря. Ред. И. С. Грамберг, О. П. Дундо (в печати).

Волк В. Э., Иванов С. С., Шимараев В. Н. Аэромагнитные данные в исследованиях земной коры. Л., Недра, 1982, 179 с.

Геологическая карта Беринговоморского региона, масштаб 1:2 5000 000. Л., 1982. Ред. О. П. Дундо, Б. Х. Егиазаров.

Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л., Недра, 1985, 127 с. Ред. Б. Х. Егиазаров, О. П. Дундо.

Гнибиденко Г. С., Сваричевский А. С. Структура и перспективы нефтегазоносности акватории Берингова моря. Сов. геология, 1974, N 1, с. 89-96.

Грамберг И. С. Перспективы нефтегазоносности севера Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточной части Советской Арктики. Л., НИИГА, 1973, с.5-15.

Дундо О. П. Палеогеография и фанерозойский тектогенез Беринговоморского региона. В кн.: Ш-й съезд советских океанологов. Тезисы докладов. Секция геология, геофизика и геохимия океана. Осадочный слой, палеоокеанология. Л., Гидрометеоиздат, 1987, с.86-88.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Природа региональных магнитных аномалий северо- западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В сб. : "Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану", М., Наука, 1977, с,117-126.

Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М., Наука, 1978, 100 с.

Burk C. A. Geology of the Alaska peninsula- Island arc and continental margin. Geol. Soc. Amer. Mem., 1965, 99, 250p.

Lankford S.M., Magoon L. B. Petrography of the Upper Jurassic through Oligocene sandstones in the Cape Douglas - Kamishak Hills area, Lower Cook Inlet. U.S. Geol. Surv. Circular 772,B, 1978, p.B60-B62.

Magoon L. B. (ed.) Geologic Studies of the Lower Cook Inlet COST N1 Well, Alaska Outer Continental Shelf. U.S. Geol. Surv. Bull. 1596, 1986, 99 p.

Marlow M. S., Cooper A. R. Mesozoic and Cenozoic structural trends under southern Bering shelf. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1980, vol. 64, N2, p.2139-2155.

Steffy D. A., Turner R. F., Martin G. C., Flett T. O. Evolution and petroleum geology of the Navarin basin, Bering Sea, Alaska. Oil and Gas Jorn., 1985, vol. 83, N 31, p. 116-119, 122-124.

http://jurassic.ru/

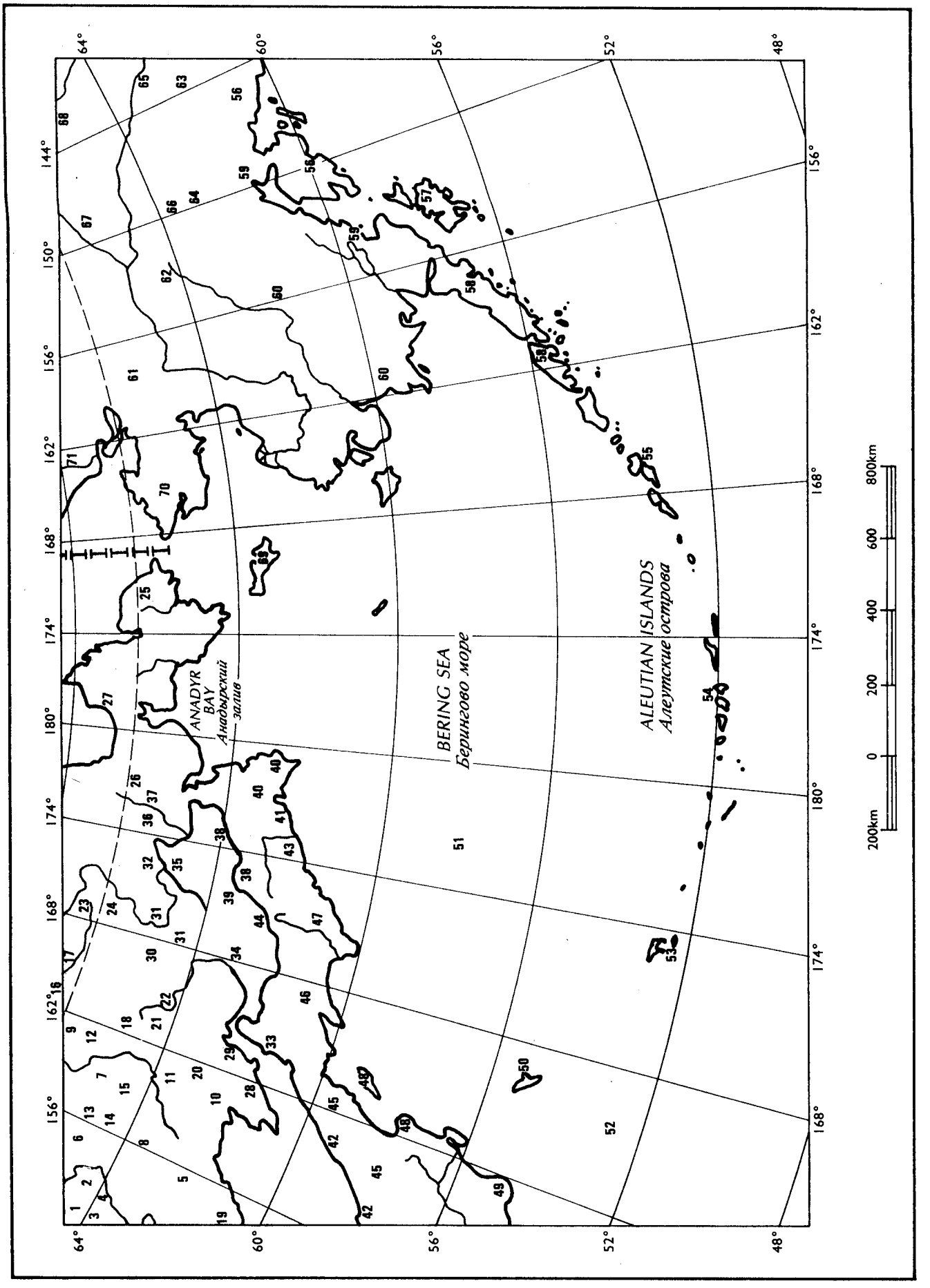


FIGURE 3.1 Data locations used for compilation of Bering Sea maps

РИСУНОК 3.1 Пункты, районы исследований и геологические материалы, использованные при составлении карт Беринговоморского региона

http://jurassic.ru/

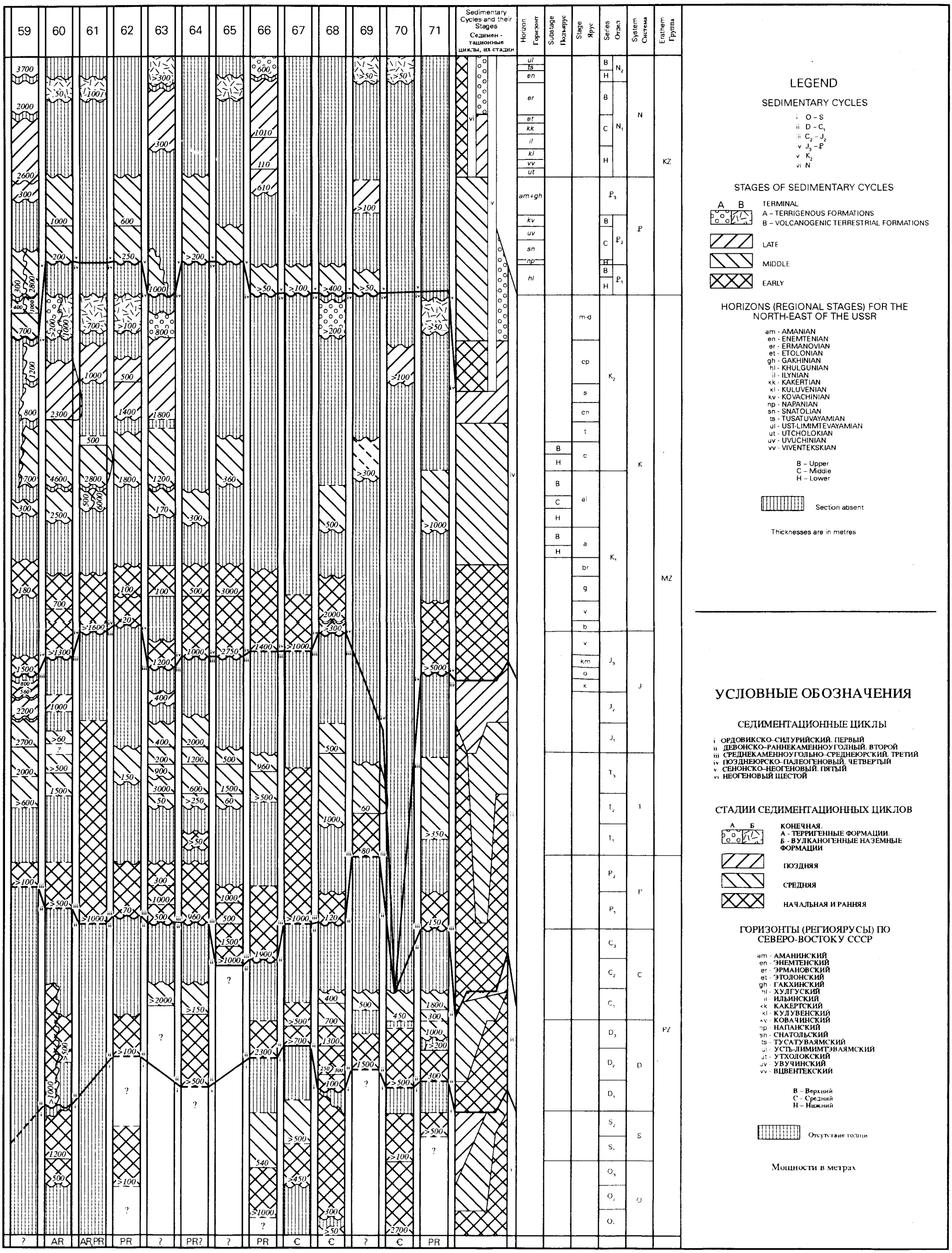


FIGURE 3.2 **Phanerozoic sedimentary cycles and formation systems of the Bering Sea region**
For location of stratigraphic columns see Figure 3.1

РИСУНОК 3.2 **Фанерозойские осадочные циклы и системы формаций региона Берингова моря**
Местонахождения стратиграфических разрезов на рис. 3.1

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 4

ОХОТСКОЕ МОРЕ

И.И. Хведчук

Охотоморский регион расположен между 144° с.ш. и 46° ю.ш. и 138° з. и 159° в.д. Физико-георгафические особенности региона определяются его положением между материком Азии и впадиной Тихого океана, что обуславливает влияние континентального и морского климата и муссонный характер атмосферной циркуляции. Существенное влияние на климатические и метеорологические условия оказывают значительные размеры региона, различный термический режим Охотского и Японского морей, а также сложный рельеф его сухопутного обрамления. Поэтому климатические условия северных и южных районов существенно различаются.

I. Обзор геологических и геофизических исследований

Акватория Охотского моря покрыта довольно плотной сетью профилей, на которых выполнялись различные виды сейсмического профилирования и глубинное сейсмическое зондирование (рис 4.1). Кроме того, здесь же проведены сейсмологические наблюдения, магнитометрическая и гравиметрическая съемки и измерения теплового потока.

Геологические исследования акватории Охотского моря ограничивались отбором осадков грунтовыми трубками и драгированием дна в районах выходов коренных пород, тогда как на прилегающей суше выполнен комплекс геологических и геофизических исследований. На северо-восточном Сахалине прилегающем к нему шельфе и на западной Камчатке проводится глубокое поисково-разведочное бурение на нефть и газ.

При составлении карт и их описании использовались геолого-геофизические данные, полученные Институтом океанологии АН СССР, Институтом морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения АН СССР, объединением "Сахалинморнефтегаз", трестом "Дальморнефтегеофизика" Министерства нефтяной промышленности СССР и Институтом проблем нефти и газа АН СССР.

II. Литолого-стратиграфический очерк прибрежной зоны и шельфа

Более или менее определенно возраст и состав литолого-стратиграфических комплексов, развитых на шельфе, определяется на шельфе Сахалина и в северной части Охотского моря, где проводится поисково-разведочное бурение. В остальных районах их возраст определяется (с достаточной степенью условности) по сопоставлению с аналогами на обрамляющей суше.

На основании межрегиональной корреляции, выполненной с учетом данных бурения на шельфе Сахалина и северной части Охотского моря, данным бурения на Сахалине и Западной Камчатке, а также по результатам морских геофизических исследований, в разрезе мезо-кайнозойских отложений в пределах шельфовых зон выделено пять литолого-стратиграфических комплексов (снизу вверх): "Е" - докайнозойский, "Д" - палеоген - ранний миоцен, "С" - ранний-средний миоцен, "В" - средний-поздний миоцен и "А" - поздний миоцен-плиоцен-квартер, разделяемых региональными несогласиями. Каждый из этих комплексов отвечает определенным этапам геологического развития сециментационных бассейнов.

Литолого-стратиграфический комплекс "Е" (ЛСК"Е") слагает гетерогенный акустический фундамент, нижняя граница которого не определяется. Можно предполагать, что в пределах региона он сложен, в основном, породами мелового возраста, на которых с угловым и стратиграфическим несогласием залегают породы кайнозойского возраста. Не исключено, что на некоторых участках в его состав входят и вулканогенно-осадочные образования раннего и среднего палеогена.

В настоящее время породы докайнозойского возраста вскрыты бурением только в нескольких районах: на северо-западном Сахалине, где они представлены туфогенно-осадочными образованиями верхнего мела; на шельфе юго-западного Сахалина (флишоидная толща алевролитов, песчаников и аргиллитов верхнемелового возраста); на шельфе северной части Охотского моря, где они вскрыты в интервале глубин 2910-3715 м и представлены туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами верхнемелового возраста, образовавшимися в субаэральных условиях (Куликов и др. 1988 г.).

На о.Монерон (в 50 км к западу от полуострова Крильон Южного Сахалина) по данным бурения параметрической скважины разрез меловых отложений подразделяется на две толщи. Нижняя толща (1481-4215 м) нижнемелового возраста сложена эффузивами основного состава с прослоями вулканогенно-осадочных пород: лавами и лавобрекчиями основного и среднего состава с прослоями вулканических брекчий, гравелито-брекчий, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Верхняя толща (341-1481 м) верхнемелового возраста предсталена вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с пролоями туфобрекчий, туффитов и туфов андезитового и андезито-базальтового состава (Пискунов, Хведчук, 1976).

В заливе Анива в Западно- и Восточно-Анивскмом прогибе было пробурено две параметрических скважины, которые вскрыли докайнозойские образования. В Западно-Анивском прогибе на глубине 1385 м

http://jurassic.ru/

вскрыты отложения нижнесенонского возраста, представленные кремнисто-глинистыми отложениями с редкими маломощными прослоями плотных песчаников, на которых с глубоким размывом залегают отложения среднемиоценового возраста, т.е. возрастной перерыв в осадконакоплении оценивается здесь в 25 млн.лет. В Восточно-Анивском прогибе вскрыты отложения нижнемелового возраста, представленные окремнелыми аргиллитами и алевролитами, которые несогласно перекрыты кислыми эффузивами палеогенового возраста.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что отложения ЛСК"Е", представленные породами юрско-верхемелового (иногда и нижнепалеогенового) возраста, являются гетерогенным акустическим фундаментом, который в пределах шельфовых зон Татарского пролива и Охотского моря со стратиграфическим, угловым и, нередко, структурным несогласием перекрывается осадочным чехлом кайнозойского возраста. Петрофизические свойства пород докайнозойского возраста не позволяют не только расшифровать внутреннюю структуру ЛСК"Е", но и определить мощность и выявить закономерности его распространения.

1. Западно-Сахалинский прогиб

Отложения литолого-стратиграфического комплекса "Д" (карта 4.1) широко распространены в пределах всего региона. В зависимости от геологического строения конкретного района его возрастной диапазон изменяется от палеоцена - раннего миоцена до олигоцена - раннего миоцена, существенно разнится и литологический состав, слагающих его образований.

В Исикари-Западно-Сахалинском прогибе на западном побережье Сахалина нижняя часть разреза ЛСК"Д" представлена палеоцен-эоценовыми отложениями; в составе которых снизу вверх выделяются следующие формации: континентальная песчано-глинистая; прибрежно-морская алеврито-песчаная и морская алевролитовая. Эти формации сложены, в основном, глинами, алевролитами и песчаниками, с прослоями в нижней части разреза конгломератов и углей (рис.4.7). В целом, для разреза палеоцен-эоценовых отложений вверх по разрезу и в западном направлении характерен переход от регрессивного к трансгрессивному типу.

Наиболее полный разрез палеоцен-эоценовых отложений развит в центральной части западного побережья Южного Сахалина, где выделяется палеоценовая толща, представленная неравномерным переслаиванием алевролитов, песчаников и аргиллитов с прослоями конгломератов и углей (общей мощностью до 1200 м). Выше залегают прибрежно-морские нижнеэоценовые образования, сложенные флишеподобной толщей алевролитов и песчаников (мощностью до 1200 м). В северном и южном направлениях (к краевым частям бассейна) в составе этой толщи появляются паралические угленосные отложения. Средне- и верхне-эоценовые отложения накапливались в условиях открытого морского бассейна и представлены глинистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников с включениями карбонатных конкреций (мощностью до 1200 м). В северном направлении они замещаются на прибрежно-морские алевролито-песчаные отложения. В западном направлении палеоцен-эоценовые отложения погружаются под дно Татарского пролива, где они, по-видимому, формировались в условиях открытого моря и должны иметь преимущественно алеврито-глинистый состав. Судить более определенно об их литологическом составе не представляется возможным ввиду отсутствия данных бурения.

В южной части прогиба на шельфе юго-западного Сахалина палеоцен-эоценовые отложения по данным бурения вскрыты в интервале 2300-3125 м и представлены паралической угленосной толщей, в составе которой преобладают глинисто-алевролитовые отложения с прослоями маломощных песчаников (рис.4.7).

Верхняя часть разреза ЛСК"Д" олигоцен-раннемиоценового возраста в Западно-Сахалинском прогибе сложена преимущественно глубоководными или прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными образованиями, для которых характерно существенная фациальная изменчивость. Зоны максимального развития его мощностей приурочены к полуострову Ламанон и пролегающему к нему шельфу.

В северной части прогиба преобладают угленосные отложения, к нижним частям разреза которых приурочены пласты конгломератов.

Нижнеолигоценовые отложения мощностью 400-1100 м представлены туфогенными песчаниками, туфоконгломератами, туффитами, андезито-базальтами, иногда алевролитами и аргиллитами.

Верхне-олигоценовые отложения представлены туффито-кремнисто-алевролитовой (мощностью 200-1300 м) и вулканогенно-флишевой формацией (мощностью до 1500-1800 м). Последняя слагается переслаиванием туфов, туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов. В зонах развития палеовулканов в прибрежно-морских условиях происходило накопление туфов, туфопесчаников, агломератов и лавобрекчий раннемиоценового возраста общей мощностью до 1000 м.

В южной шельфовой части прогиба, по данным бурения, развиты угленосные песчано-глинистые толщи мощностью до 600 м, формировавшиеся в континентальных условиях (рис.4.7).

Формирование отложений ЛСК"С" (карта 4.2) началось в условиях складчато-блоковых движений

http://jurassic.ru/

позднеолигоценового-раннемиоценового времени, проявившихся в центральной и северной части Западно-Сахалинского прогиба и обусловивших воздымание его восточного борта, что привело к формированию и последующему выравниванию рельефа. Вследствие этого на заболоченных прибрежных низменностях происходило накопление угленосной толщи нижднемиоценового возраста, которая несогласно и с размывом залегает на нижележащих олигоценовых образованиях. На ряде участков угленакопление происходило в прибрежно-морских условиях, а также - в небольших грабеноподобных впадинах. В пределах современного побережья Сахалина эти отложения представлены ритмичной толщей переслаивания конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых пачек и пластов угля общей мощностью от 100 до 1200 м. В районе полуострова Ламанон в нижней части разреза развиты туфогенные породы. В западном направлении в пределах шельфа возрастной аналог этого комплекса выявлен на Красногорской морской структуре в скважине 1 в интервале 2150-2450 м, где он представлен терригенно-кремнистым угленосным комплексом, сложенным песчаниками, алевролитами, конгломератами, кремнистыми аргиллитами и перекристаллизованными опоками. В верхней части комплекса присутствует 4 прослоя угля мощностью до 5 м. В низах комплекса отмечаются прослои конгломератов, переслаивающихся с аргиллитами.

В северной части прогиба (Александровская морская структура) отложения комплекса представлены песчаниками, алевролитами и глинами.

Южнее Красногорской структуры отложения комплекса увеличиваются в мощности (Старомаячинская структура - до 1400 м; Ильинская - до 700 м) и представлены в нижней части разреза кремнистыми аргиллитами и перекристаллизованными опоками, а в верхней-песчаниками, алевролитами с прослоями углей. Формирование комплекса в пределах шельфа происходила преимущественно в мелководном морском бассейне при существенном влиянии местных источников сноса, о существовании которых свидетельствует наличие галечникового и гравийного материала.

Формирование верхней части разреза ЛСК″С″ в пределах шельфа происходило в относительно глубоководных морских условиях, а в пределах современного западного побережья Сахалина - в более мелководных условиях с кратковременным проявлением эффузивного магнитизма.

В северной части Западно-Сахалинского прогиба на его восточном борту в составе отложений ЛСК″С″ преобладают прибрежно-морские песчано-алевролитовые породы (мощностью 400-600 м), а в пределах шельфа в их составе увеличивается количество глинистого материала.

В центральной сухопутной части восточного борта прогиба отложения комплекса в нижней части разреза сложены кремнистыми аргиллитами (800-1200 м), в которых отмечаются пласты (до 20 м) базальтов подводного происхождения, верхняя часть разреза (до 500 м) сложена кремнистыми опоковидными аргиллитами. На шельфе (Красногорская и Старомаячинская структуры) мощность комплекса уменьшается до 700 м, и он представлен опоками, кремнистыми аргиллитами, перекристаллизованными опоками, глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. На Надеждинской и Изыльметьевской структурах в составе комплекса выявлены вулканиты и вулканогенно-осадочные породы, наличие которых, по-видимому, обусловлено наличием близко расположенных палеовулканов.

В южной части прогиба в районе западного побережья полуострова Крильон отложения ЛСК″С″ представлены андезитово-порфировой формацией, а на шельфе - опоками и опоковидными породами мощностью 250-700 м.

Отложения литолого-стратиграфического комплекса ″В″ (карта 4.3) залегают на нижележащих отложениях с несогласием.

В северной части прогиба в пределах современного побережья Сахалина отложения ЛСК″В″ представлены аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями алевритистых песчаников и глин общей мощностью 0-650 м. В пределах шельфа (Александровская структура) нижняя часть разреза представлена рыхлыми песчаниками, а верхняя - глинами и мислабосцементированными алевролитами, сформировавшися в условиях мелководного моря.

Южнее (Углегорский район) верхняя часть разреза представлена опоковидными алевролитами, а нижняя - аргиллитами и кремнистыми аргиллитами (мощностью 720-900 м). В южном направлении (Красногорская структура на суше) комплекс (до 1000 м) представлен однородной толщей алевролитов с редкими маломощными пластами алевритистых песчаников. На шельфе (Красногорская структура) отложения комплекса представлены в основном алевролитами с прослоями алевритистых песчаников и глин общей мощностью 400 м.

В южной части Западно-Сахалинского прогиба на шельфе полуострова Крильон отложениям ЛСК″В″, по-видимому, соответствует пачка опок и опоковидных пород мощностью 300-400 м.

Литолого-стратиграфический комплекс ″А″ (карта 4.4; рис.4.7) включает отложения плиоценового возраста, в составе которого, в зависимости от местоположения, выделяется два подкомплекса: нижне- и

http://jurassic.ru/

верхнеплиоценовый. На одних участках выделяются оба подкомплекса, на других - только один, а иногда отложения ЛСК"А" вообще не расчленяются на подкомплексы.

В северной части прогиба (Александровский район) в пределах береговой части Сахалина развиты нижнеплиоценовые отложения, представленные песчаниками и песками с прослоями алевролитов, глин и редкими прослоями гравелитов и лигнитов, общей мощностью 2400-3300 м. В западном направлении к Александровской морской структуре они замещаются преимущественно глинистыми, нередко окремненными породами с пластами песчаников и алевролитов в верхней части разреза.

В районе полуострова Ламанон нижнеплиоценовые отложения представлены четырьмя толщами переслаивания алевролитов и песчаников мощностью 1400-2100 м. На шельфе на Изыльметьевской структуре они представлены переслаиванием песчаников, алевролитов, глин и аргиллитов (нередко окремненных), в южном направлении (Красногорская структура) в верхней части разреза появляются диатомиты и диатомовые глины, а на Старомаячинской и Ильинской структурах их разрез слагается опоками и опоковидными глинами с прослоями алевролитов. Общая мощность нижнеплиоценовых отложений не превышает 800 м.

Отложения верхнеплиоценового возраста в пределах западного побережья Сахалина развиты локально. Наибольшее распространение имеют в районе полуострова Ламанон, где они представлены слабоуплотненными алевролитами, алевритистыми песчаниками и песками мощностью до 1200 м. На шельфе они слагаются более глубоководными отложениями: диатомитами, глинами и алевролитами с редкими прослоями алевритистых песчаников (мощностью до 500 м). На севере прогиба (Александровская морская структура) они представлены переслаиванием алевролитов и алевритистых песчаников с прослоями гравелитов, что свидетельствует об их формировании в мелководных условиях.

В южной части прогиба (Кузнецовская и Виндисская морские структуры) плиоценовые отложения представлены нерасчлененной толщей диатомитов и диатомовых глин мощностью до 800 м.

В результате постплиоценовой фазы складчатости произошло окончательное воздымание Сахалина и в его пределах начались денудационные процессы. В шельфовой части Западно-Сахалинского прогиба продолжались процессы аккумуляции, вследствие чего позднеплиоцен-четвертичные отложения представлены толщей песчаников и песков с редкими прослоями глин, алевролитов и гравелитов общей мощностью до 400-600 м.

В пределах полуострова Ламанон развиты верхнеплиоценовые лакколиты и экструзивные купола базальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов и кварцево-диоритовых порфиртиов.

2. Северный и Восточный Сахалин.

Отложения кайнозойского возраста широко развиты как на острове, так и на его шельфе.

Отложения литолого-стратиграфического комплекса "Д" (карта 4.1) представлены породами эоцен-раннемиоценового возраста, причем их палеогеновая часть развита неповсеместно, а объем ее и возрастной диапазон изменяется от района к району, что обусловлено положением в это время Северо-Сахалинского седиментационного бассейна на периферии окраинного моря и образованием дельты Праамура (Мишаков и др., 1985). В связи с этим в северо-западной части о.Сахалина эоценовые отложения ЛСЛК"Д" представлены мелководно-морскими глинисто-песчаными, угленосными субконтинентальными и вулканогенно-осадочными породами. В восточных частях бассейна они слагаются морскими относительно глубоководными глинами и алевролитами, мощность которых в направлении с запада на восток резко сокращается вплоть до полного исчезновения в зоне современного шельфа.

В Пограничном районе на Восточном Сахалине эоценовые-раннеолигоценовые отложения резко несогласно залегают на различных горизонтах мезозоя и представлены в нижней части разреза (до 1000 м) континентальными песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с линзами и прослоями угля. Верхняя часть разреза (до 800 м) сложена кремнистыми алевролитами и аргиллитами с редкими тонкими прослоями песчаников (рис.4.8).

Верхнеолигоценовые отложения на большей части Северного Сахалина, включая его восточную часть, представлены кремнистыми алевролитами и аргиллитами общей мощностью от первых сотен метров до 2000 м. В ряде районов в составе алеврито-глинистых-кремнистых отложений отмечается присутствие плохоотсортированного псаммитового и гравийно-мелкогалечного материала. В южных и западных частях бассейна количество грубообломочного материала в породах верхнеолигоценового возраста существенно снижается.

В предраннемиоценовое время произошло уменьшение глубин морского бассейна в центральной части Сахалина, кратковременный подъем и общее обмеление западных и северо-западных частей Северного Сахалина. Глубоководные условия продолжали существовать в северо-восточной части Сахалина. В это же время в северо-западной части бассейна начала формироваться наземная часть дельты Праамура (Мишаков и др., 1985).

http://jurassic.ru/

В западных и северо-западных районах Северного Сахалина отложения раннемиоценового возраста представлены плотными глинами с прослоями мелкозернистых песчаников и песчанистых алевралитов с увеличением размерности обломочного материала вверх по разрезу и в направлении с востока на запад. Максимальная мощность раннемиоценовых отложений не превышает 900 м.

Отложения литолого-стратиграфического комплекса "С" (карта 4.2) в большинстве районов представлены глинисто-песчаными и песчано-глинистыми мелководно-морскими, прибрежно-морскими, лагунно-баровыми и озерно-болотными образованиями с широко развитой угленосностью. Палеогеографические условия изменялись от субаэральных на западе до относительно глубоководных на востоке.

Максимальные мощности ЛСК"С" (до 2500 м) приурочены к зоне, протягивающейся на юг от залива Байкал до Набильского залива. На западном и восточном бортах Северо-Сахалинского прогиба мощность ЛСК"С" уменьшается до первых сотен метров. На крайнем северо-востоке (полуостров Шмидта) развиты кремнисто-глинистые и кремнисто-песчано-глинистые отложения ЛСК"С".

В северо-западной части по периферии наземной части дельты располагались лагуны, периодически затапливаемые морем. Аналогичные лагуны были развиты и в южных частях района (залив Набиль). В результате чего здесь сформировались песчано-глинистые отложения с многочисленными пластами углей. На самом юге района нижняя часть разреза представлена безугольными песчаными прибрежно-морскими и глинистыми мелководно-морскими образованиями.

В пределах западной части шельфовой зоны (Венинская морская структура) отложения ЛСК"С" (мощностью 1500 м) представлены переслаиванием глин и песчаников с пластами углей в средней части разреза. Аналогичный разрез характерен и для Луньской морской структуры. В восточном направлении песчано-глинистые отложения замещаются кремнисто-глинистыми породами с редкими прослоями песчаников и резко сокращаются в мощности (до 200 м) на Дагинской морской структуре.

На самом юге района (восточное побережье Сахалина) ранне-среднемиоценовые отложения представлены неравномерным чередованием глинистых песчаников с глинистыми и песчанистыми алевролитами и аргиллитами обшей мощностью до 2600 м.

Отложения литолого-стратиграфического комплекса "В" (карта 4.3) представлены мощной (до 5 км) глинисто-песчаной толщей, начало формирования которой совпало с резким (до 100 м) углублением дна седиментационного бассейна в его центральной и восточной частях, что обусловило значительные литофациальные изменения как по разрезу, так и по площади. Нижняя часть разреза сложена морскими глинистыми или кремнисто-глинистыми отложениями, которые вверх по разрезу сменяются прибрежно-морскими песчаными образованиями. На северо-западе Сахалина, где в это время существовала наземная часть дельты Палеоамура, комплекс сложен песчано угленосными мелководными лагунно-дельтовыми образованиями, которые в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях последовательно замещаются глинисто-песчаными, песчано-глинистыми, глинистыми и частично кремнисто-глинистыми породами, сформировавшихся в условиях относительно глубоководного открытого моря. Прибрежно-морские песчаные отложения постепенно смещаются в этих направлениях вверх по разрезу, занимая более высокие стратиграфические уровни.

На северо-восточном побережье Сахалина нижняя часть ЛСК"В" представлена переслаиванием песчано-алевролитовых и глинистых пачек. В южном (вплоть до залива Терпения) и восточном направлениях (и на шельфе) песчаные толщи замещаются глинистыми, являясь региональным флюидоупором для нижезалегающих отложений ЛСК"С" (рис.4.2).

Верхняя часть разреза ЛСК"В", практически в пределах всего бассейна, представлена лагунно-дельтовыми и прибрежно-морскими песчаными толщами. На крайнем северо-востоке Сахалина эта часть комплекса сложена песчано-глинистыми и глинисто-песчаными породами. В районе побережья залива Терпения верхняя часть разреза ЛСК"В" представлена чередованием диатомовых глин и алевролитов с прослоями алевритистых плохоотсортированных песчаников.

В пределах шельфа, прилегающего к северо-восточному побережью Сахалина, отложения ЛСК"В" характеризуются в широтном направлении значительными фациальными изменениями. Нижняя часть разреза сложена глинами с редкими прослоями песчаников, а верхняя - в основном песчаниками с редкими прослоями глин, которые в направлении внешнего шельфа полностью замещаются глинами (Дагинская морская структура).

Отложения ЛСК"А" (карта 4.4; рис.4.8) в пределах Северного Сахалина представлены глинисто-песчаными породами небольшой мощности (до 0,5 км) только в отдельных районах. Предполагается его развитие на шельфе Сахалинского залива (до 2000 м). Отложения ЛСК"А" на шельфе северо-восточного Сахалина представлены в нижней части разреза песчано-алевролитовыми породами (Чайвинская и Одотинская структуры), а верхняя - диатомитами и диатомовыми глинами (Чайвинская и Дагинская структуры. Общая

http://jurassic.ru/

мощность ЛСК"А" на шельфе северо-восточного Сахалина достигает 5 км.

3. Охотское море.

Отложения мезо-кайнозойского возраста резвиты в пределах всей акватории Охотского моря. Однако, достоверные сведения по их литологическому составу и возрасту имеются только по данным бурения Магаданской морской параметрической скважины, пробуренной в его северной части в Северном прогибе (рис. 4.3), а также - по данным драгирования морского дна (Гнибиденко, Хведчук, 1982; Куликов и др., 1988; Шаинян и др., 1989).

Отложения ЛСК"Е" (рис.4.3) представлены здесь в интервале 2910-3175 м вулканогенными образованиями верхнего мела, образовавшимися в субаэральных условиях (туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоаргиллиты и туфоалевролиты).

Отложения ЛСК"Д" мощностью 400 м залегают на нижележащих отложениях с глубоким размывом и представлены толщей переслаивания конгломератов и аргиллитов с прослоями гравелитов, песчаников, алевролитов и углей, образовавшихся в прибрежно-морских условиях. Возраст комплекса определяется как палеоцен-раннемиоценовый.

Выше с размывом залегают отложения ЛСК"С" мощностью 770 м, представленные глубоководными кремнистыми породами (перекристаллизованные опоки и кремнистые аргиллиты) с углефицированными растительными остатками ранне-среднемиоценового возраста.

Отложения ЛСК"В" средне-верхнемиоценового возраста мощностью 810 м согласно залегают на породах ЛСК"С" и представлены опоками, опоковидными глинами и алевролитами с прослоями углей, накопление которых происходило в условиях неглубокого моря, для которого были характерны кратковременные обмеления.

Отложения ЛСК"А" верхнемиоценового-плиоценового возраста мощностью 910 м с размывом залегают на нижележащих породах. Нижняя часть разреза (390 м) сложена диатомитами и диатомовыми глинами с редкими прослоями туфодиатомитов и опоковидных алевролитов, в верхняя (250 м) - представлена чередованием гравийно-галечников и рыхлых диатомовых глин (Шаинян и др., 1989).

4. Западная Камчатка.

В пределах западного побережья Камчатки и прилегающего шельфа выделяются Западно-Камчатский и Голыгинский седиментационные бассейны, разделяющиеся поднятиями. В разрезе Западно-Камчатского бассейна выделяется пять литолого-стратиграфических комплексов (рис. 4.9).

Отложения литолого-стратиграфического комплекса "Е", являясь фундаментом для кайнозойских отложений, представлены метаморфическими домезойскими и сложнодислоцированными терригенными и вулканогенно-осадочными меловыми образованиями. Верхнемеловые отложения вскрыты в процессе бурения в Колпаковской впадине на глубине 2700 м, где они представлены туфогенными аргиллитами и алевролитами с редкими пластами песчаников.

Отложения ЛСК"Д" (карта 4.1) распространены на побережье в районе полуострова Ухтолокский, где они представлены в нижней части разреза палеоцен-нижнеэоценовыми континентальными песчаниками и алевролитами с прослоями угля и конгломератов, которые выше по разрезу сменяются среднеэоценовыми прибрежно-морскими глинисто-песчаными отложениями. На северо-западе Камчатки на восточном побережье залива Шелехова отложения этого возраста представлены терригенными породами континентального и субконтинентального генезиса, которые на некоторых участках перекрыты эффузивами мощностью до 300 м, излияние которых происходило синхронно с осадконакоплением среднеэоценовых отложений (Очерки..., 1987). Иногда вулканиты залегают несогласно на верхне-меловых отложениях. В этих случаях их мощность достигает 1500 м.

На юге - в Колпаковской впадине эоценовые отложения мощностью до 300-400 м вскрыты поисковыми скважинами, залегают с размывом на верхнемеловых породах и представлены чередованием туфопесчаников, туфоалевролитов и глин с прослоями конгломератов и галечников. Общая мощность палеоцен-среднеэоценовых отложений, вероятно, превышает 3000 м. Можно предполагать, что палеоцен-среднеэоценовые отложения на шельфе центральной и северо-западной Камчатки слагают нижнюю часть разреза нерасчлененного ЛСК"Д".

Верхняя часть среднеэоценовых отложений (Тигильский район) связана с нижележащими отложениями постепенным переходом и представлены вместе с верхнеэоценовыми тонкообломочными терригенными породами (алевролиты, аргиллиты, песчанистые глины), с редкими прослоями грубозернистых песчаников и пепловых туфов общей мощностью 500-700 м.

http://jurassic.ru/

В Тигильском районе отложения олигоцен-раннемиоценового возраста согласно залегают на нижележащих образованиях. Нижняя часть олигоценовых отложений представлена тонкозернистыми терригенными породами, в верхней части разреза которой появляются вначале пачки ритмичного переслаивания тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а затем - и кремнистые разности: опоковидные песчаники и алевролиты. Для этой части разреза ЛСК"Д" характерно наличие пластов туфов и пеплов, включения рассеянной мелкой гальки.

В Колпаковской впадине, по данным бурения, эта часть разреза представлена переслаиванием туфопесчаников и алевролитов с прослоями конгломератов. Общая мощность нижнеолигоценовых отложений достигает 1500 м.

Позднеолигоцен-нижнемиоценовая часть разреза ЛСК"Д" общей мощностью до 1450 м подразделяется на две толщи. Нижнюю (до 400 м) - преимущественно песчаную, сложенную глинистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов и пеплов, и верхнюю (до 1100 м) - алеврито-глинистую, сложенную кремнистыми алевролитами и аргиллитами, с редкими прослоями туфопесчаников, иногда - глинистых песчаников. В Колпаковской впадине, по данным бурения, развит аналогичный тип разреза.

На побережье залива Шелехова отложения ЛСК"Д" (мощностью до 1100 м) представлены породами позднеэоцен-олигоценового возраста и сложены в нижней части разреза (до 300 м) наземными вулканитами, среди которых выделяются конгломераты, потоки базальтов, туфоконгломераты с линзами туфогенных песчаников, алевролитов, туфов и углей. Средняя часть разреза (до 200 м) сложена толщей пепловых туфов, образовавшихся в прибрежно-морских условиях (Очерки..., 1987).

Отложения ЛСК"С" (карта 4.2) ранне-среднемиоценового возраста с размывом, а на некоторых участках со структурным несогласием, залегают на отложениях ЛСК"Д". Раннемиоценовые отложения ЛСК"С" характеризуются грубообломочным составом: переслаиванием конгломератов, гравелитов и крупнозернистых песчаников, в верхней части разреза появляются прослои алевролитов и песчанистых глин. Позднемиоценовая часть разреза предоставлена туфогенными песчаниками и аргиллитами, с редкими прослоями туфов и туфодиатомитов, которые в верхней части сменяются чередованием туфопесчаников, туфодиатомитов и туфоалевролитов с включениями рассеянной гальки и редкими прослоями рыхлых пеплов. Общая мощность ЛСК"С" в Тигильском районе составляет 600-700 м. В Колпаковской впадине отложения ЛСК"С" характеризуются аналогичным литологическим составом и мощностью.

Отложения ЛСК"В" (карта 4.3) средне-позднемиоценового возраста в Тигильском районе в нижней части разреза (до 350 м) сложены преимущественно песчаниками прибрежно-морского генезиса, с прослоями туфогенных алевролитов и аргиллитов, с линзами гравия и гальки. Верхняя часть разреза (до 200 м) представлена субконтинентальными и континентальными угленосными отложениями (туфогенные песчаники, алевролиты и глины с прослоями туфов и пепла (рис. 4.9).

В Колпаковской впадине, по данным бурения, отложения ЛСК"В" характеризуются аналогичным литологическим составом, а их мощность возрастает до 900-1000 м.

Отложения ДСК"А" (карта 4.4) позднемиоценового-плиоценового возраста в Тигильском районе (мощностью до 400 м) представлены конгломератамии туфопесчаниками.

В Колпаковской впадине, по данным бурения, мощность отложений ЛСК"А" возрастает до 820 м, и они представлены переслаиванием рыхлых туфогенных песчаников и глин с рассеянным растительным детритом.

III. Тектоника.

Особенности тектоники Татарского пролива и Охотского моря обусловлены их расположением в зоне перехода от Тихого океана к Азиатскому материку.

Седиментационный бассейн Татарского пролива расположен в пределах крупного грабеноподобного прогиба в верхнемеловом-палеогеновом фундаменте рифтогенного генезиса.

В пределах северной части Татарского рифта выделяется Западно-Сахалинский прогиб которык на юге сочленяется через небольшую седловину с прогибом Исикари, а на юго-западе - с Южно-Татарским прогибом (рис. 4.4).

Все прогибы характеризуются ассиметричным строением: пологим западным и крутым восточными бортами. Осадочный чехол всех прогибов сложен вулканогенно-осадочными и осадочнымим отложениями верхнемелового-четвертичного возраста. В западном направлении в сторону пологого борта наблюдается последовательное выклинивание палеогеновых и нижненеогеновых отложений. Мощность осадочного чехла изменяется в пределах 3-10 м.

http://jurassic.ru/

Осадочные отложения в пределах западных бортов прогибов, как правило, не осложнены складчатостью. Обычно в их пределах отмечаются нормальные сбросы, развитые в фундаменте и затухающие в нижней части разреза осадочного чехла.

Восточный борт Исикари-Западно-Сахалинского прогиба крутой, резко вздымающийся к западному побережью Сахалина, которое является интенсивно дислоцированным сооружением горстового типа, расчлененного на ряд горст-антиклинальных и грабен-синклинальных структур. В пределах шельфа, прилегающего к Сахалину, развиты многочисленные антиклинальные и синклинальные складки. Следует отметить, что в предалах Западно-Сахалинского прогиба они характеризуются спокойным строением и почти полным отсутствием разрывных нарушений. В прогибе Искари антиклинальные складки, в основном крутые и в большинстве случаев осложены многочисленными разрывными нарушениями типа сбросов с амплитудой до 600-700 м (особенно в нижней части разреза; Хведчук и др., 1981).

1. Охотское море.

Фундамент.

По данным НСП, МОВ ОГТ и КМПВ в верхней части земной коры Охотоморского региона выделяются фундамент со скоростями продольных сейсмических волн 4.0-6.2 км/с и осадочный чехол со средней скоростью 2.0-3.3 км/с. Осадоный чехол в глубоких прогибах фундамента отчетливо подразделяется на три-четыре толщи со скоростью от 1.6 до 3.2-4.3 км/с (Гнибиденко, Хведчук, 1982). Акустический фундамент в ряде мест выступает из-под осадочного чехла на поверхность дна в центральной части акватории Охотского моря (рис.4.4). Драгирование этих выступов показало, что породные ассоциации выходов акустического фундамента в центральной части Охотского моря составляют геосинклинальный комплекс и представлены осадочно-вулканогенными и изверженными породами: филлитами и зелеными сланцами, граувакками, алевролитами, песчаниками и кремнистыми породами, туфами и туфобрекчиями андезитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов и риолитов, а также кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами, андезитами и андезито-базальтами, кварцевыми порфирами и дацитами.

Присутствие среди драгированного материала метаморфических пород (зеленых сланцев, филлитов и реже слюдяных сланцев) с развитым кливажем, свидетельствует о далеко продвинувшемся процессе тектонического развития и даёт основание считать, что акустический фундамент, по крайней мере в районах драгирования, представляет собой складчатый комплекс.

Выводы о возрасте фундамента Охотоморской плиты основываются на прослеживании его со стороны прилегающих участков суши (Северо-Восток СССР, Камчатки и Сахалина) под осадочный чехол, а также на радиометрических определениях возраста драгированных пород (Гнибиденко, Хведчук, 1982).

Калий-аргоновый возраст изверженных пород (граниты, гранодиориты, базальты, риолиты и дациты) с выступов фундамента изменяются от 45 млн. лет (гранодиориты о. Св. Ионы) до 209 млн. лет (биотит из гранодиоритов поднятия Академии наук).

Имея ввиду скорости сейсмических волн в драгированных образцах (Гнибиденко, Ильев, 1976), а также скорости в кровле консолидированной коры (Гальперин и Косминская, 1964; Геодекян и др., 1978, 1980; Попов и Аносов, 1978) можно заключить, что акустический фундамент Охотского моря состоит из складчатчх мезозойских, меловых и, возможно, из верхнепалеозойских геосинклинальных формаций. В некоторых выступах фундамента Охотского свода он, вероятно, представлен допалеозойскими породами.

Чехол.

Осадочный чехол перекрывает и нивелирует неровную поверхность фундамента на большей части Охотоморской плиты. Мощность чехла варьирует от 0.2-0.5 км в районах поднятий и достигает более 6-8 км в прогибах фундамента. Как правило, осадочный чехол характеризуется хорошо отражающими горизонтами, прослеживающимися на многие километры. Он может содержать две, три или более толщ, нижняя из которых характеризуется скоростью до 3,3 км/сек (Геодекян и др., 1978). В некоторых районах осадочный чехол продолжается на сушу (Сахалин, Камчатка) и коррелируется с верхнепалеогеновыми и неоген-четвертичными отложениями.

Деформации чехла представлены крупными брахиформными складками и разломами. Опускание блоков фундамента вдоль линейных зон приводит, в некоторых случаях, к формированию впадин, в которых чехол имеет регулярную складчатую структуру, вероятно, обусловленную гравитационным перемещением осадочного материала к осевой части бассейна.

Осадочный чехол Южно-Сахалинской глубоководной впадины подразделяется на верхнюю слоистую и нижнюю акустически прозрачную толщи (Снеговской, 1974). Верхняя слоистая толща чехла впадины (мощность около 1.0 км), по-видимому, представляет собой переслаивание турбидитов с пелагическими илами и прослоями вулканического пепла. Скорость продольных сейсмических волн варьирует в ней от 1.8 км/с вблизи

http://jurassic.ru/

дна и до 2.5 км/с у её подошвы. Нижняя акустически прозрачная толща мощностью до 3-х км, вероятно, состоит из пелагических глин и аргиллитов. Скорости этой толщи постепенно изменяются с глубиной от 2,5 до 3 км/с. Залегает эта толща на осадочно-вулканическом (втором) слое (0,5-1,5 км), а скорость в кровле слоя около 4,2-4,8 км/сек; (Попов, Аносов, 1978).

2. Западно-Камчатский шельф.

На востоке Охотоморской плиты, западнее осевой зоны Тигильско-Малкинского антиклинория (Gnibidenko et.al., 1974) выделяется район позднеплиоценовых вкладчатых деформаций и располагается прогиб, выполненный осадочным комплексом мощностью более 5 км. По краю камчатского шельфа этот прогиб ограничивается Прикамчатским валом, в осевой части которого выступает фундамент, а на юге - Большерецким выступом мелового и более древнего фундамента.

Обширное Большерецкое поднятие, протягивающееся к юго-западу к поднятию Института Океанологии, имеет по побережью неглубокое залегание фундамента в районе поселка Усть-Большерецк, где на глубине 534 м бурением вскрыты амфиболизированные габброиды. Скорость сейсмических волн в кровле фундамента в этом районе около 5.0-5.2 км/с (Супруненко, Шварц, 1967).

Вал Лебедя, являющийся юго-западным ответвлением Большерецкого поднятия отчётливо оконтуривается изопахитой чехла 2,0 км. В пределах вала акустический фундамент выступает на поверхность дна и представлен песчаниками и глинистыми сланцами (Геодекян и др., 1974). Скорость сейсмических волн в кровле фундамента 5,5 км/с (Гальперин, Косминская, 1964). Вал Лебедя и Центральный блок поднятия Академии Наук СССР, очевидно, структурно связаны и разделяются лишь седловиной. Юго-восточнее вала Лебедя располагается Голыгинский прогиб. Мощность осадочного чехла в Голыгинском прогибе превышает 5 км (Гнибиденко, Хведчук, 1982).

3. Северо-Охотский регион

Юровский блок на северо-востоке Ульинского прогиба, сложенный в основании разреза карбонатно-терригенными отложениями ордовика-верхнего кембрия мощностью около 1 км и подстилающийся согласно метаморфическим комплексам доверхнекембрийского возраста (Драбкин, 1970; Корольков, 1972), располагается на северном продолжении вала Кашеварова, простирающегося со стороны Охотского моря. Этот вал, очевидно, служит восточным ограничением Монголо-Охотской складчатой системы на северо-востоке.

Вал Кашеварова протягивается от Юровского блока к блоку Св.Ионы и далее на юго-восток через выступ банки Кашеварова на расстояние, превышающее 800 км. Ширина вала по ограничивающим его разломам до 30-100 км. Акустический фундамент вала Кашеварова состоит из комплекса геосинклинальных, деформированных отложений, прорванных гранодиоритами. Стратиграфический диапазон этого комплекса от триаса-палеозоя и докембрия (?) в Юровском блоке (Корольков, 1972) до верхнего мела-палеоцена в блоке Св.Ионы, где на острове Св.Ионы обнажаются эоценовые гранодиориты с калий-аргоновым возрастом 45-53 млн.лет. С поднятием Института Океанологии вал Кашеварова связан выступом фундамента, гранодиорит из которого имеет калий-аргоновый возрастр 94 + 1,5 млн.лет (граница верхнего и нижнего мела), а возраст биотитовых сланцев (роговиков) оказался равным 73,5 млн.лет (верхний мел; Burk, Gnibidenko, 1977).

Судя по тому, что осадочный чехол вала Кашеварова перекрывает акустический фундамент, верхняя возрастная граница которого поднимается выше среднего олигоцена, можно допустить, что временной интервал формирования осадочного чехла в прилегающих к валу прогибах - олигоцен-плейстоцен. Небольшая мощность (0,25-1,0 км) чехла в осевой зоне вала Кашеварова, а также отсутствие чехла на значительных площадях при глубине моря около 200 м (выступ Св.Ионы, банка Кашеварова) дают основания считать, что вал в виде обширной островной суши выступал над уровнем моря еще в позднем плиоцене-плейстоцене.

Северо-восточнее вала располагается вытянутый вдоль него прогиб Кашеварова длиной более 600 км и шириной около 100 км, отделяющий вал от Охотского свода. По простиранию прогиб Кашеварова подразделяется на два бассейна: Северный (Охотский) бассейн выполнен терригенными отложениями палеогена и неогена мощностью более 5,0 км. Вал Лисянского отделяет Охотскую впадину от прогиба Северного. Западным ограничением этой впадины служит вал Кашеварова. Впадина замыкается на суше, где выделяется Охотский грабен (Чиков, 1970), выполненный толщей позднеплиоценовых (мареканская угленосная свита мощностью около 0,7 км) и четвертичных отложений, залегающих на меловых вулканитах. Мощность осадочного комплекса юго-западной части прогиба Кашеварова (впадина Кашеварова) превышает 3 км.

Охотский свод протягивается в юго-восточном направлении на расстояние более 600 км при максимальной ширине, достигающей 200 км. На северо-западе в фундамент свода, через вал Лисянского, по-видимому, прослеживается Охотский мегантиклинорий, осевая зона которого (Кухтуйский блок) представляет собой массив ранней консолидации сложенный в основании стратиграфического разреза протерозойскими, метаморфизованными эвгеосинклинальными отложениями, на которых залегает поздне-докембрийско-палеозойско-среднеюрский миогеосинклинальный комплекс. Этот комплекс, в свою очередь, перекрытый мел - палеогеновыми вулканитами Чукотско-Катазиатского пояса (Гринберг, 1968; Вельдяксов и др., 1970). Вероятно,

http://jurassic.ru/

в акустический фундамент Охотского свода входят докембрийские и палеозойско-мезозойские геосинклинальные образования. Поскольку метаморфический комплекс погружается со стороны суши под толщу более молодых отложений, и, по-видимому, залегает в своде на глубине около 1 км под дном моря в его северо-восточном выступе, то, возможно, что здесь докембрийский метаморфический комплекс (судя по граничной скорости в 5,2 км/с) перекрыт лишь относительно маломощной толщей мел-палеогеновых вулканитов. По-видимому, можно заключить, что акустический фундамент в осевой части свода, представляет собой мезозойский геосинклинальный комплекс с гранитоидами и контрастными вулканитами мела-палеогена и на некоторых участках он выступает на дно моря.

Прогиб Северный (рис. 4.4), располагающийся северо-восточнее Охотского свода, протягивается более чем на 600 км при максимальной ширине до 200 км. С северо-запада на юго-восток прогиб распадается на три бассейна: Лисянского, Северный и ТИНРО. Глубинные разломы северо-западного простирания проходят через все прогибы. Со стороны суши по направлению к прогибу простирается осевая зона Инийско-Кавинского синклинория, сложенная пермско-нижнемезозойским молассовым комплексом, перекрытым мел-палеогеновыми вулканитами и прорванная меловыми гранитоидами. Мощность континентальных неогеновых отложений на побережье между полуостровами Лисянского и Хмитевского не превышает 100 м (Драбкин, 1970), тогда как в 50 км южнее, в пределах акватории, она превышает 3-4 км. В состав акустического фундамента прогиба, по-видимому, входит комплекс дислоцированных геосинклинальных отложений перми и нижнего мезозоя, а в его северо-западной части, вероятно, и мел-палеогеновые вулканогенные формации. Мощность осадочного чехла в Северном прогибе превышает 6 км. Чехол подразделяется на 3-4 толщи и охватывает стратиграфический интервал от плиоцена по палеоген.

С северной стороны прогиба Северного располагается антиклинорий Кони-Пьягина, входящий в состав позднемезозойской Охотской складчатой системы (Драбкин, 1970), в осевой части которого выступает триасово-юрская андезитовая формация, прорванная нижнемеловыми гранитоидами. По-видимому, этот дислоцированный геосинклинальный комплекс входит в состав акустического фундамента северного борта прогиба.

Бассейн ТИНРО (рис.4.4) выполнен осадочным комплексом мощностью до 9 км (Гнибиденко, хведчук, 1982). Рельеф дна впадины нередко представляет собой чередование гребней и понижений субмеридионального направления, совпадающих с удлинением впадины, согласным с этим рельефом дислокациям подвергается и плиоцен-четвертичная часть чехла (Удинцев и др., 1976).

4. Центральная часть Охотского моря.

Дерюгинский бассейн размером 200x100 км, выполнен осадочным комплексом, который залегает на неровной поверхности акустического фундамента. Максимальная мощность верхней, вероятно, плиоцен-четвертичной толщи около 1,5 км, а нижней более 6 км. Акустический фундамент со скоростью 4,1-5,3 км/с (Гальперин, Косминская, 1964) довольно интенсивно расчленен, особенно в северо-западной части бассейна, где выступы фундамента выходят на дно моря. В центральной и северной частях Дерюгинского бассейна выступы фундамента расположены на 150-200 м выше уровня дна бассейна.

Возраст и состав акустического фундамента впадины Дерюгина проблематичны.
Можно допустить, что в восточной части бассейна, которая структурно сочленяется с прогибом Лебедя, акустический фундамент имеет тот же возраст, что и в последнем. Геосинклинальный складчатый комплекс, интрудированный гранодиоритами с калий-аргоновым возрастом 73,3-95,4 млн.лет, драгирован с выступа блока фундамента на северном склоне поднятия Института океанологии (Бурк, Гнибиденко, 1977). Имея ввиду, что скорости Р-волн, измеренные в образцах гранодиороитов, взятых в прогибе Лебедя, оказались в пределах 4,3-5,5 км/с, а в филлитах - от 4,7 до 6,6 км/с, то можно допустить, что драгированный акустический фундамент представляет собой тот же комплекс, в котором ранее были определены граничные скорости в 4,1-5,3 км/с (Гальперин, Косминская, 1964). В этом случае можно допустить, что фундамент восточной части впадины Дерюгина имеет мел-нижнепалеогеновый возраст, а нижняя часть осадочного чехла только в конседиментационно развивающихся прогибах будет иметь эоцен-олигоценовый возраст, тогда как верхняя часть будет иметь неоген-четвертичный возраст.

Поверхность поднятия Института Океанологии выровнена и осадочный чехол залегает на относительно ровном, абрадированном акустическом фундаменте. Обширные выходы этого фундамента установлены в северо-западном и западном выступах поднятия. Маломощный осадочный чехол поднятия Института Океанологии представлен, вероятно, только плиоцен-четверитчными отложениями.

Прогиб Макарова разделяет поднятие Института Океанологии и поднятие Академии Наук СССР. Прогиб выполнен толщей, вероятно, плиоцен-четвертичного возраста мощностью около 2 км. Рельеф акустического фундамента довольно неровный, а по осевой зоне прогиба располагается несколько поднятий фундамента.

Поднятие Академии Наук СССР (рис.4.4) протягивается в широтном направлении на расстояние около 400 км. В поднятии различаются северный, центральный и южный блоки. Северный и центральный блоки поднятия, по-видимому, структурно связаны на западе с Пограничным валом (являющимся восточным

http://jurassic.ru/

ограничением Восточно-Сахалинского прогиба), а на востоке - через вал Лебедя и Большерецкое поднятие с Тигильско-Малкинским антиклинорием, образуя таким образом, структурный элемент в виде дуги.

На северо-западном продолжении южного блока располагается Восточно-Сахалинский прогиб, а на востоке - эта часть поднятия, через седловидную перемычку, отделяющую прогиб Атласова от Южно-Охотской глубоководной впадины, связана с горст-антиклинальным поднятием острова Парамушир, сложенным неогеновым осадочно-вулканогенным комплексом андезитовой формации (Гаврилов, Соловьева, 1973).

Поверхность фундамента поднятия Академии Наук СССР абрадирована и находится на средней глубине около 1,0-1,1 км от поверхности моря. По изопахите 0,5 км конфигурация поднятия, особенно его северной части довольно сложная, что, вероятно, обусловлено дифференцированными движениями отдельных горстов по разломам.

В центральной и северной частях поднятия Академии Наук СССР блоки акустического фундамента выходят на дно моря и перекрываются маломощными осадочным чехлом плиоцен-четвертичного возраста.

Комплекс пород, драгированных в осевой части поднятия (Гнибиденко, Ильев, 1976; Коренбаум и др., 1977; Бурк, Гнибиденко, 1977), свидетельствует о том, что этот фундамент представляет собой эвгеосинклинальную толщу мезозойского и, возможно, верхне-палеозойского возраста, поскольку калий-аргоновый возраст изверженных пород поднятия находится в пределах 68-209 млн.лет (Гнибиденко, Хведчук, 1982). Скорости продольных волн, определенные в лабораторных условиях (Гнибиденко, Ильев, 1976) для пород фундамента, хорошо соответствуют граничным скоростям и его кровле, определявшимся при ГСЗ (Гальперин, Косминская, 1964) и находятся, главным образом, в пределах 6,0-7,0 км/сек.

5. Восточно-Сахалинский район.

Прогиб Пегаса открывается в Южно-Охотскую глубоководную впадину и расположен на южном окончании Сахалинского складчатого поднятия и является структурным элементом, ограничивающим его с юга (рис.4.4). На северо-западе прогиб Пегаса соединяется с Пограничным бассейном. Мощность верхнепалеогеновых-четвертичных отложений в Пограничном прогибе достигает 5 км.

Восточно-Сахалинский прогиб ограничивается на западе Сахалинским поднятием и Пограничным валом на востоке. На севере он разделяется Шмидтовским антиклинорием на две части (рис.4.4).

Пильтун-Чайвинский прогиб располагается на севере Восточно-Сахалинского прогиба и открывается в сторону Северного Сахалина, ограничиваясь на востоке Шмидтовским антиклинорием. Мощность верхнепалеогеновых-неогеновых отложений до кровли метаморфизованного, вулканогенно-осадочного фундамента в Пильтун-Чайвинском прогибе составляет 5-9 км (Телегин, 1969; Альперович, Черновский, 1973). Восточнее Шмидтовской антиклинальной зоны на внешнем шельфе Сахалина располагается Восточно-Шмидтовский прогиб, выполненный неогеновыми отложениями мощностью более 7 км (Маргулис и др., 1979).

Пограничный вал расположен на восточном борту Восточно-Сахалинского прогиба. Он прослеживается на север вдоль западного склона впадины Дерюгина в виде системы эшелонированных поднятий акустического фундамента вдоль сахалинского шельфа, приблизительно повторяя 1000-метровую изобату.

Таким образом, в северной, западной, центральной и восточной частях Охотского моря кайнозойские движения, происходившие вдоль глубинных разломов, главным образом, северо-западного и субширотного простирания, большинство из которых являются нормальными сбросами и сдвигами, обусловили формирование тафрогенных систем в фундаменте охотоморской платформы. (Гнибиденко, 1976).

6. Южно-Охотская глубоководная впадина.

Осадочный комплекс глубоководной впадины Охотского моря имеет максимальную мощность около 4,0 км и отчетливо распределяется на две части.

Верхняя толща, вероятно, представляет собой переслаивание турбидитов и вулканогенных прослоев (пеплов) и охватывает верхний миоцен и плиоцен-четвертичный стратиграфический интервал. Нижняя толща, по-видимому, сложено пелагическими глинами и аргиллитами с редкими прослоями вулканогенного материала. Стратиграфический диапазон нижней толщи, с учетом скорости осадоконакопления, охватывает мел-палеоген.

Осадочный комплекс глубоководной впадины подстилается осадочно-вулканогенным слоем со скоростью около 5,0 км/с и мощностью около 1,5 км, представляющей второй слой океанической коры, ниже которого располагается кровля базальтового слоя со скоростью около 6,7 км/с (Гальперин, Косминская, 1964; Попов, Аносов, 1978). Кровля второго слоя неровная и вблизи Сахалина и Курильских островов поднятия кровли достигают 2 км (Лившиц и др., 1972; Снеговский, 1974). Гранодиориты, драгированные с подводных гор, вероятно, представляющих собой выступы второго слоя у подножия Курильского поднятия к северо-западу от пролива Буссоль и к западу от пролива Дианы, имеют калий-аргоновый возраст 155-220 млн.лет (Ерохов и др.,

http://jurassic.ru/

1972; Гнибиденко и др., 1980), что, по-видимому, указывает на то, что в состав второго слоя входят юрские и более древние образования.

В целом, осадочный чехол глубоководной впадины выклинивается или прислоняется к подножию континентального склона и Курильского геоантиклинального поднятия за исключением маломощной (около 0,1 км) толщи неконсолидированных четвертичных отложений, которая иногда прослеживается из глубоководной впадины через континентальный склон на глубокий шельф. В большинстве случаев глубоководная впадина ограничивается глубинными разломами вдоль подножия континентального склона и Курильского поднятия.

7. Курильская островная дуга.

Внутренняя структура этого поднятия, сложенного верхнемеловым-палеоген-неоген-четвертичным вулканогенно-осадочным комплексом (Бевз и др., 1971; Гаврилов, Соловьева, 1973; Сергеев, 1976), составляющим андезитовую формацию (Пискунов, Гаврилов, 1970; Пискунов, 1975) и вулканогенную молассу, представляет собой чередование горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов, осложненных брахиформными складками и вулканогенно-тектоническими депрессиями.

Вулканогенный комплекс Большой Курильской гряды свидетельствует о том, что уже с раннего миоцена она существует как зрелое эвгеоантиклинальное поднятие (Гаврилов, Соловьева, 1973). Ниже неогенового комплекса здесь следует ожидать палеогеновый (возможно и мезозойский) метаморфизованный геосинклинальный комплекс, который, судя по ксенолитам (Федорченко, Родионова, 1975), представлен, главным образом, метаморфизованными основными породами, вероятно, составляющими донеогеновый офиолитовый фундамент Курильского геоантиклинального поднятия.

IV. Палеогеографические реконструкции.

В западной и северной частях региона в конце позднего мела-начале палеогена сформировался Катазиатский вулканоплутонический пояс, вдоль которого в условиях рассеянного растяжения происходило образование системы грабенообразных впадин с накоплением верхних континентальных моласс, синхронно которым происходило внедрение гранитов.

Имеющиеся геолого-геофизические данные позволяют считать, что, по крайней мере, в палеозое-раннем мелу, территория современного Японо-Охотоморского региона являлась частью Тихого океана, где в альб-сеноманское время произошли значительные структурные перестройки, в результате которых произошло закрытие центральной части Японского моря и обособление от него Западно-Сахалинского прогиба, а Охотское море обособилось от океанического бассейна, соединяясь, по-видимому, с ним только через узкий пролив современной северо-восточной Камчатки, и, по-существу, стало переходной зоной от Тихого океана к Азиатскому континенту (Хведчук, 1989).

В середине олигоцена начались, а в конце нижнего миоцена завершились процессы растяжения земной коры в Татарском рифте, сопровождавшиеся ареальным базальтовым вулканизмом и интенсивным осадконакоплением, которое в среднем миоцене - плиоцене происходило в условиях унаследованного умеренного послерифтового погружения.

Положение западной береговой линии Татарского пролива в период олигоцена-плиоцена практически не изменялось, и только в квартере она несколько отступила в западном направлении. Восточная же - постепенно отступала в западном направлении. Аналогично, в западном направлении, начиная с палеоцена, последовательно смещалась осевая часть Западно-Сахалинского прогиба.

В Охотском море, по-видимому, существовали домезозойские поднятия островодужного типа (вал Лебедя - поднятие Института океанологии - поднятие Кашеварова; паднятие Полевого - поднятие Академии Наук СССР - Большерецкое поднятие), в пределах которых в меловое время неоднократно проявлялась вулканическая и магматическая деятельность. В апт-сеноманское время образовалось Центрально-Сахалинское поднятие, Камчатское поднятие, произошли орогенические движения в Японии, а в Охотском море возросла тектоническая активизация, сопровождавшаяся вулканической деятельностью в условиях сжатия и завершившаяся ларамийской складчатостью позднего мела-раннего палеогена, в результате которой большая его часть была выведена из под уровня моря. В раннем-среднем палеогене в условиях рассеянного спрединга началось формирование рифтогенных прогибов (Западно-Охотского, Охотского, Северного, Дерюгинского, Центрально-Охотского, Тинро и Южно-Охотского; Хведчук, 1989). В северной части моря существовало обширное Охотское поднятие, южнее которого существовали многочисленные архипелаги островов. Западная и северная береговые линии его находились восточнее и южнее современных на 25-100 км, вдоль которых в узких зонах в условиях внутреннего шельфа происходило накопление грубообломочных и песчано-глинистых образований. В упомянутых выше прогибах в зоне внешнего шельфа происходило накопление алеврито-глинистых пород, нередко окремненных.

На месте современного Гижигинского прогиба преобладала суша, периодически заливаемая морем, вследствие чего здесь накапливались грубообломочные отложения, южнее на северо-западной Камчатке

http://jurassic.ru/

происходило накопление прибрежно-морских и морских осадков с примесью туфогенного материала. В этом районе существовал пролив, соединявший северную и северо-восточную часть Охотского моря с Тихим океаном, по берегам которого располагались обширные аккумулятивные равнины, где происходило накопление, главным образом, пролювиальных отложений. В пределах Шелиховского прогиба существовали многочисленные архипелаги островов, проливы и заливы, в пределах которых накапливались терригенные породы.

В пределах большой части центральной и южной части Западной Камчатки располагалась низменная суша далеко выступающая в пределы Охотского моря, на которой происходило накопление образований прибрежных равнин. На самом юге Камчатки в пределах Голыгинского прогиба в обстановке открытого моря накапливались туфогенно-осадочные породы преимущественно алеврито-песчаного состава.

Осадконакопление в олигоцен-раннемиоценовое время происходило в условиях расширяющего моря, в северной и восточной части которого в пределах шельфа существовал ряд глубоких прогибов, в которых накапливались кремнистые и кремнисто-глинистые породы. В западной части моря терригенное осадконакопление происходило в условиях мелководного шельфа, где существовало множество островов.

Берега азиатского континента были крутыми и резкими, с обширными заливами и лагунами, многочисленными реками, где происходило накопление лагунных отложений, осадков аккумулятивных равнин и аллювиальных пород речных долин.

Осадконакопление в пределах впадин происходило в условиях глубоководного морского бассейна, в основом, за счет хемобиогенных процессов, и, в меньшей степени, за счет источников сноса с берегов азиатского континента.

В прогибе Тинро осадконакопление происходило в условиях глубоководного моря, где происходило образование кремнисто-глинистых отложений.

В пределах Гижигинского прогиба существовал мелководный морской бассейн, на берегах которого существовали низкие горы. В зоне внутреннего шельфа происходило, скорее всего, накопление песчано-глинистых отложений, которые в южном направлении на внешнем шельфе в пределах Шелиховского прогиба замещались, вероятно, кремнисто-глинистыми отложениями.

На территории северо-западного Сахалина на внутреннем шельфе происходило накопление лагунных и прибрежно-морских песчано-глинистых, нередко угленосных, отложений, замещающихся в восточном и юго-восточном направлениях на внешнем шельфе глубоководными, кремнисто-глинистыми отложениями с редкими пачками алевролитов и песчаников. В прогибе Дерюгина, по-видимому, также происходило осадконакопление преимущественно глинистых и кремнисто-глинистых образований.

В центральной и южной части Охотского моря существовали многочисленные острова. В проливах между ними происходило осадконакопление маломощных (до 0,5-1 км) песчано-глинистых осадков.

В раннем-среднем миоцене произошло расширение моря, которое глубоко проникло в пределы Охотского поднятия, которое распалось на ряд островов, исчезли многие острова в его западной части, сократилась их площадь в южной части. Закрылся пролив, соединявший на северо-востоке Охотское море с Тихим океаном. Сохранился, в принципе, характер берегов континента на западе и севере моря, хотя береговая линия несколько отступила.

На северо-западном Сахалине скорость продвижения наземной части дельты ПалеоАмура достигла 10 км за 1 млн. лет, что обусловило здесь интенсивное осадконакопление песчано-глинистых образований в прибрежно-морских мелководных условиях, а по периферии наземной части дельты - лагунных угленосных отложений. В восточном и юго-восточном направлениях в пределах современного шельфа они замещались кремнисто-глинистыми образованиями, накопление которых происходило в относительно глубоководных условиях внешнего шельфа (Мишаков и др., 1985).

Характер осадконакопления в северо-западной, северной, северо-восточной частях Охотского моря и прогибе Тинро сохранился. Море глубже проникло в пределы Западной Камчатки, где усиление вулканической деятельности привело к накоплению туфогенно-осадочных пород. На самом юге Камчатки в Голыгинском прогибе происходило накопление алеврито-песчанистых окремненных образований.

В средне-позднемиоценовое время Охотское море в целом представляло мелководный бассейн, в пределах которого существовали еще довольно многочисленные острова.

Береговая линия на северо-западе и севере его, практически, не претерпела существенных изменений по сравнению с предшествующим временем, продолжая отступать к окраине азиатского континента.

http://jurassic.ru/

В северо-западной и северной частях моря существовала группа впадин, характеризующихся, по-видимому, застойным режимом. Осадконакопление в них происходило преимущественно за счет хемобиогенных процессов, вследствие чего отложения представлены диатомовыми породами с незначительным содержанием терригенного материала и, вероятно, только в прибрежных зонах происходило накопление песчано-глинистых кремнистых пород (Куликов и др., 1988).

Вследствие неоднократных и непродолжительных повышений уровня моря в прибрежной зоне сформировались многочисленные заливы и лагуны, в которых накапливались кремнисто-углистые толщи.

В северо-восточной части моря в Гижигинском прогибе существовал очень мелководный бассейн, на побережьях которого были развиты холмистые низменности, сменявшиеся при удалении от берега низкими горами, что обусловило накопление в прибрежной зоне алеврито-песчаных отложений, а в наиболее погруженных частях бассейна накапливались, по-видимому, диатомиты и кремнисто-глинистые отложения.

В пределах современного западного побережья Камчатки в прибрежно-морских условиях происходило накопление преимущественно песчаных разностей, которые по мере отступления моря в западном направлении замещались вверх по разрезу субконтинентальными и континентальными туфогенно-осадочными угленосными отложениями, накапливавшихся в условиях прибрежных низменностей. В долинах рек накапливались аллювиальные отложениия. Продолжения речных долин отмечаются в зоне современного шельфа, где отмечается присутствие комплексов отложений шельфовых дельт. В районе впадины Тинро в зоне внешнего шельфа происходило образование кремнистых, преимущественно алеврито-глинистых отложений.

На месте Большерецкого поднятия существовал мелководный морской бассейн с подводными поднятиями и островами, в котором, в основном, накапливались грубообломочные толщи, которые в южном направлении в Голыгинском прогибе замещаются кремнистыми породами с примесью вулканогенного материала, накапливавшихся в условиях внешнего шельфа.

В пределах Северного Сахалина для позднемиоценового времени не отмечается существенных изменений условий осадконакопления и перепадов глубин дна морского бассейна по сравнению с предшествующим временим. В северо-западной части существовали прибрежно-морские и мелководные условия осадконакопления. Зоны максимального накопления сместились в восточную часть Сахалинского залива и на восточное побережье Сахалина, где в условиях внутреннего шельфа накапливались преимущественно алеврито-песчанистые отложения. В восточном направлении в зоне внешнего шельфа они замещаются глубоководными глинами.

Основным поставщиком терригенного материала в морской бассейн являлась дельта ПалеоАмура, существенную роль в качестве источника сноса стали играть Восточно-Сахалинские горы.

Для позднемиоценового времени отмечается конседиментационный рост структур, расположенных в северо-восточной части Сахалина и в зоне современного шельфа, что привело к наличию многочисленных подводных и надводных перерывов в осадконакоплении (Мишаков и др., 1985).

В плиоценовое время очертания Охотского моря, практически, соответствовали его современному состоянию. Резко усилилось послерифтовое прогибание основных бассейнов, где в глубоководных условиях и в зоне внешнего шельфа происходило накопление алевритовых диатомитов, опок и диатомовых глин, в верхней части разреза прибрежных зон замещающихся грубообломочными породами.

Зоны максимального осадконакопления на Северном Сахалине постепенно сместились в восточном направлении в зону современного шельфа и впадину Дерюгина; на Камчатке - в западном направлении во впадину Тинро.

В северной части Охотского моря существовал единый относительно глубоководный бассейн, в котором выделяется ряд подводных поднятий
и впадин.
В центральной и южной частях Охотского моря еще сохранились отдельные острова, приуроченные, как правило, к приподнятым блокам фундамента.

Очертания береговой линии были близки уже к современным. В пределах всего северного побережья существовали средневысокие горы, которые являлись основным источником сноса грубообломочного материала, накапливавшегося в прибрежной зоне в мелководных условиях.

В пределах современного шельфа Западной Камчатки в глубоководных условиях накапливались кремнисто-глинистые осадки, вероятно, с незначительной примесью песчаных разностей.

Резко усилилось осадконакопление в пределах Южно-Охотской впадины, где, вероятно, происходило накопление кремнисто-глинистых отложений с прослоями вулканических пеплов.

http://jurassic.ru/

В плейстоцене произошло окончательное становление Охотского моря в современных границах.

V. Нефтегазоносность.

В настоящее время в регионе открыто 66 нефтегазоконденсатных месторождений, из которых - 3 газоконденсатных на Западной Камчатке, а остальные на Сахалине и его шельфе.

Все месторождения приурочены к отложениям миоценового возраста, за исключением Окружного на Сахалине (верхний олигоцен) и Нижне-Квакчинского на Западной Камчатке (средний эоцен).

Месторождения нефти и газа, как правило, приурочены к антиклинальным складкам. Большинство месторождений - многопластовые, число продуктивных пластов в которых достигает 15 и более. В основном, месторождения имеют сложное строение, обусловленное как наличием поперечных и диагональных взбросов, продольных взбросов и взбросо-надвигов, так и литологическими замещениями вдоль и по простиранию продуктивных пластов, приводящих к резкому изменению мощностей и даже к полному выклиниванию (Коблов и др., 1989). Поэтому наряду со сводовыми залежами полного контура, встречаются залежи тектонически и литологически ограниченные, залежи разбитые на блоки, тектонически экранированные на крыльях и периклиналях.

Основные запасы углеводородов сосредоточены на Северном Сахалине и прилегающем к нему шельфе. Нефтематеринскими породами являются кремнистые глины и аргиллиты позднего олигоцена, характеризующиеся II типом керогена, содержанием органического углерода до 3,4% и глины среднего миоцена, характеризующиеся II и III типами керогена и содержанием органического углерода 0,85%.

По типу резервуара выделяются 3 класса: пластовый, массивно-пластовый и линзовидный, сложенные пластами и пачками алеврито-песчаных пород с прослоями глин и аргиллитов.

Зональными и локальными флюидоупорами для всех типов резервуаров являются глинистые пласты или пачки, мощностью 10-100 м. Региональным флюидоупором являются глинистая пачка верхней части среднего миоцена, мощность которой составляет сотни метров, а на шельфе достигает 1-2 км.

Эффективные мощности продуктивных пластов составляют 20-80 м. Высота залежей обычно составляет 40-500 м. Глубина залегания залежей изменяется от нескольких метров до 4300 м. Основная часть залежей располагается на глубинах до 2500 м. В зависимости от геологического строения месторождений отмечается как совпадение, так и несовпадение их контуров в плане.

Геотермический градиент в пределах месторождений составляет 29-44° С/км.

В олигоценовых отложениях развит трещинный тип коллектора, в миоценовых - поровый, иногда - трещинно-поровый.

Пористость насыщения в продуктивных пластах изменяется в пределах 8-26%, составляя в среднем 15-20%; проницаемость изменяется в пределах 1 - 300 млд, в среднем составляя 50 - 100 млд.

Характеристика геологического строения морских месторождений на шельфе Сахалина приведена на рис. 4.5; 4.6.

На Западной Камчатке газоконденсатные месторождения приурочены к антиклинальным окладкам простого строения. Газоматеринскими породами являются глины и диатомиты среднего-верх него миоцена, характеризующиеся III типом керогена и содержанием органического углерода 0,6-0,85% и аргиллиты опигоцена-нижнего миоцена. Геотермический градиент составляет 32-41°С/км. Выделяется три газоносных комплекса.

Эоценовый, представленный туфогенными песчаниками с пористостью насыщения 16.6-21% и проницаемостью 0.06-18.2x10^{-3}мкм^2.

Среднемиоценовый, представленный песчаниками на глубинах 1374-1693 м, с пористостью насыщения до 21.2-31.2% и проницаемостью 14-72x10^{-3} мкм^2.

Верхнемиоценовый, представленный туфогенными песчаниками на глубинах 1100-1600 м, с пористостью насыщения 23.4-33.6% и проницаемостью 8-760x10^{-3} мкм^2.

Локальным флюидоупором являются туфогенные алевролиты и глины, а также - диатомиты.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Альперович И.М., Чернявский Г.А. Мощность осадочных отложений Северного Сахалина по данным магнитотеллурических зондирований. - Геология нефти и газа, 1973, N 6, с.55-59.

Бевз В.Е., Смирнов И.Г., Королева Т.П. О геологическом строении островов Большой Курильской гряды. - Изв. Сахалин. отд. Географ. об-ва СССР, Южно-Сахалинск, 1971, вып.2, с.33-101.

Вельдяксов Ф.Ф., Иванов В.А., Песков Е.Г., Рябов А.В. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива. - В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т.4, с.82-91.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973, 152 с.

Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.М., Сычев П.М., Туезов И.К.
Аномальные гравитационные поля дальневостоиных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974, с.108.

Гальперин Е.Г., Косминская И.П. Строение земной коры Азитско-Тихоокеанской зоны перехода. М.: Наука, 1964.

Геодекян А.А., Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Ярошевская Г.А., Троцюк В.Я., Покрышкин А.А., Шеина Л.П. Новые данные о глубинном строении впадины Тинро в Охотском море. - ДАН СССР, 1978, 243, N 2, с.449-452.

Геодекян А.А., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Троцюк В.Я.
Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море. - Сов. геология, 1974, N 1, с.43-52.

Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря. - ДАН СССР, 1976, т.229, N 1, с.163-165.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979, 163 с.

Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В., Воробьев В.М., Ким Чун ун, Тараканов Р.З. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980, с.180.

Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скоростях сейсмических волн "акустического" фундамента в центральной части Охотского моря. - ДАН СССР, 1976, т.229, N 2, с.431-434.

Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря. В кн. Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток, 1982, с.3-25.

Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968, с.187.

Драбкигн И.Е. Северо-Восток СССР. Геология СССР, вып-30, М. Недра, 1970, с.1084.

23. Коренбаум С.А., Мишкин М.А., Гнибиденко Г.С., Валуй Г.А., Куренцова Н.А. Магматические комплексы и процессы метаморфизма в породах дна Охотского моря. - В кн.: Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1977, с.51-79.

Корольков В.Г. К стратиграфии нижнеордовикских отложений Охотского региона. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972, вып. 20, с.31-33.

Корольков В.Г., Рудник В.А., Соботович Э.В. О позднепалеозойском-раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива. - ДАН СССР, 1974, т.219, N 6, с.1441-1444.

Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского осадочного бассейна. Тихоокеанская геология, 1988, N 5, с.59-66.

Лившиц М.Х., Милашин А.П., Снеговской С.С., Туезов И.К. Новые сведения о строении Южно-Охотской впадины в заливе Терпения по сейсмическим данным. - В кн. Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, N 9, с.115-122.

Маргулис Л.С., Мудрецов В.Б., Сапожников Б.Г., Федотов Г.П., Хведчук И.И. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря. Советская геология, 1979, N 7, с.61-67.

http://jurassic.ru/

Мишаков Г.С., Бабаева Н.И., Ковальчук В.С. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина. Сов. геол., 1985, N 7, с.56-68.

Очерки тектонического развития Камчатки. - М.: Наука, 1987, с.248.

Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975, 187 с.

Пискунов Б.Н., Гаврилов В.К. Неогеновые вулканогенно-осадочные формации Курильских островов. - ДАН СССР, 1970, т.192, N 5, с.1111-1113.

Попов А.А., Аносов Г.И. Новые данные о строении земной коры Курильской котловины. - ДАН СССР, 1978, 240, N 1, с.166-168.

Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) - ДАН СССР, 1976, т.226, N 3, с.647-650.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976, с.239.

Скорикова М.Ф. О возможном использовании упругих и плотностных характеристик горных пород для стратификации отложений Камчатки. - Труды СахКНИИ ДВИНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск, 1972, вып. 26, с.54-65.

Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974, с.88.

Супруненко О.И., Я.В. Шварц. Результаты сейсморазведочных исследований КМПВ в Большерецкой впадине (Западная Камчатка). - Сов. геология, 1967, N 3, с.122-124.

Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981, с.176.

Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. Труды Института океанологии АН СССР, 1957, т.22, с.3-76.

Телегин А.Н. Новые данные о геологическом строении Байкальской депрессии. - Труды ВНИГРИ, 1969, вып. 255, с.78-81.

Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975, с.139.

Хведчук И.И., Ефременков А.Ф., Балабко Г.Ф. Современный структурный план и геологическое строение дна Татарского пролива. - В кн. Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток: 1981, с.70-80.

Хведчук И.И. Геодинамическая стадийность мезо-кайнозойской эволюции Японо-Охотоморского региона. - В кн. Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики. Хабаровск, 1989, с.100-101.

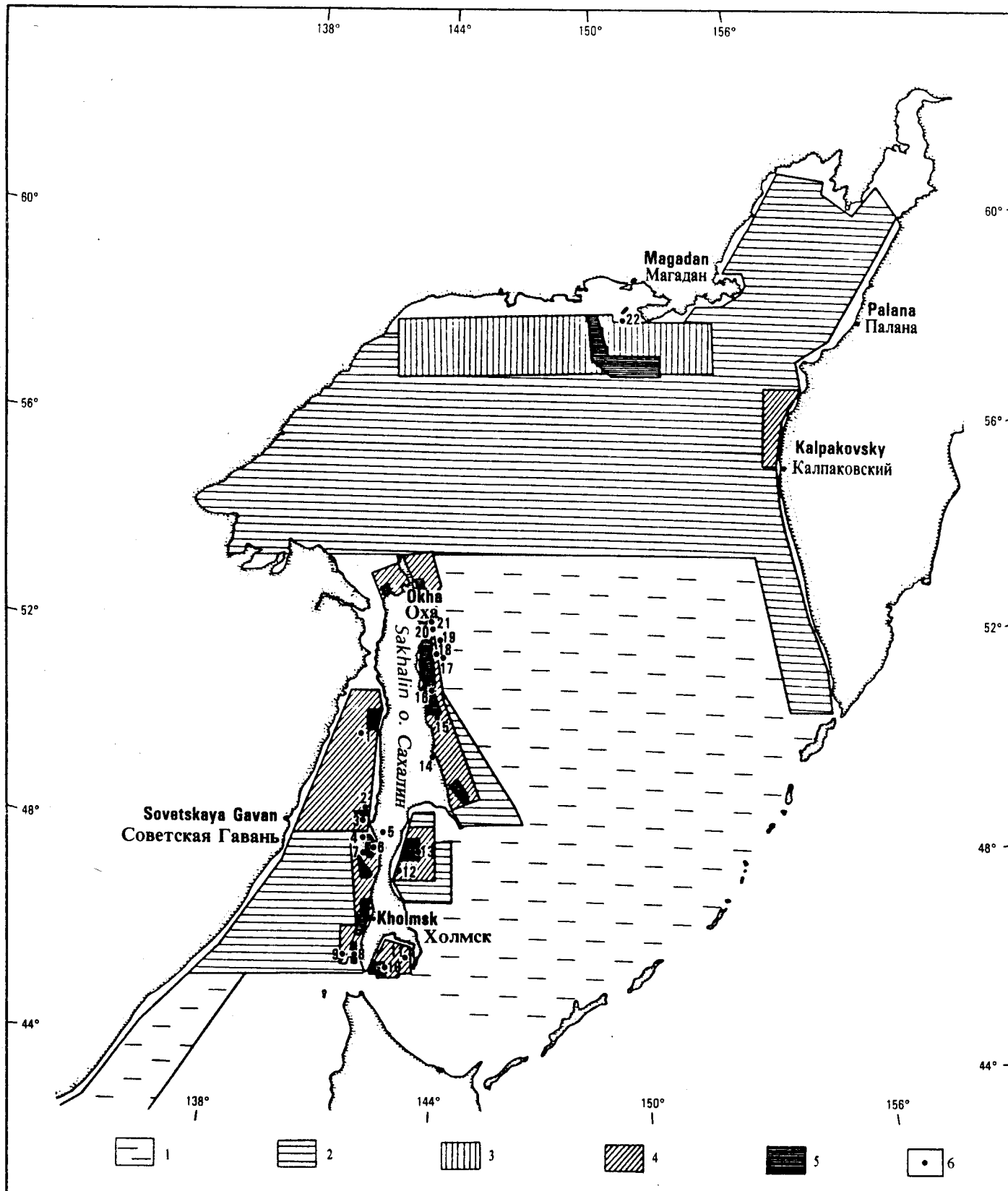
Чиков Б.И. Тектоника охотского срединного массива, М., Наука, 1970, с.152.

Шаинян С.Х. и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био- и сейсмостратиграфическим данным. Изв. АН СССР, сер.геол., 1989, N 4, с.23-34.

Burk C.A., Gnibidenko H.S. The structure and age of acoustic basement in the Okhotsk Sea. In: Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins. Washington, D.C., AGU, 1977, p.451-461.

Gnibidenko H.S. and Khvedchuk I.I. The tectonics of the Okhotsk Sea, Mar. Geol., 1982, N 50, p. 155-198.

http://jurassic.ru/



1 — Areas of regionally complex refraction profiling · 24[x], (Gravimetry, seismic and magnetoprospecting) studies with the intervals between profiles 30 x 40 and 40 x 60km; 2 — Areas of regionally complex geophysical studies with intervals between profiles 20 x 20 and 20 — 30km; 3 — Areas of regionally complex studies with intervals between profiles 10 x 10km; 4 — Areas of seismic prospecting (Refraction profiling 48[x]) with intervals between profiles 3 x 5 and 4 x 6km; 5 — Areas of detail seismic studies with the intervals between profiles 1 x 2 and 2 x 2km. 6 · Offshore wells:
1 · Aleksandrovskaya, 2 · Izylmetjevskaya, 3 · Nadezdiskaya,
4 · Krasnogorskaya offshore, 5 · Krasnogorskaya onshore, 6 · Iljinskaya,
7 · Staromayachinskaya, 8 · Vindisskaya, 9 · Kuznecovskaya,
10 · Petrovskaya, 11 · Vakhrushevskaya 12 · Okruznaya, 15 · Lunskaya,
16 · Veninskaya, 17 · Daginskaya, 18 · Chaivinskaya, 19 · Arkutunskaya,
20 · Piltun-Astokhshaya, 21 · Odoptinskaya, 22 · Magadanskaya

1 - районы региональных комплексных геофизических исследований с расстоянием между профилями 30х40 и 40х60км; 2 - районы региональных комплексных геофизических исследований с расстоянием между профилями 20х20и 20х30км; 3 - районы региональных комплексных геофизических исследований с расстоянием между профилями 10х10км; 4 - районы поисковых сейсмических исследований (МОВ ОГТ-48) с расстоянием между профилями 3х5 и 4х6км; 5 - районы детальных сейсмических исследований (МОВ ОГТ-48) с расстоянием между профилями 1х2 и 2х2км. 6 - скважины на морских структурах:
1 - Александровская, 2 -Изыльметьевская, 3 - Надеждинская,
4 - Красногорская морская, 5 - Красногорская на суше, 6 - Ильинская,
7 - Старомаячинская, 8 - Виндисская, 9 - Кузнецовская, 10 - Петровская,
11 - Новиковская, 12 - Пугачевская, 13 - Вахрушевская, 14 - Окружная, 15 - Луньская,
16 - Венинская, 17 - Дагинская, 18 - Чайвинская, 19 - Аркутунская,
20 - Пильтун-Астохская, 21 - Одоптинская, 22 - Магаданская.

FIGURE 4.1 Rēsumē of geophysical studies in the Okhotsk Sea and Tatarskiy Strait
РИСУНОК 4.1 Схема геофизической изученности Охотского моря и Татарского пролива

http://jurassic.ru/

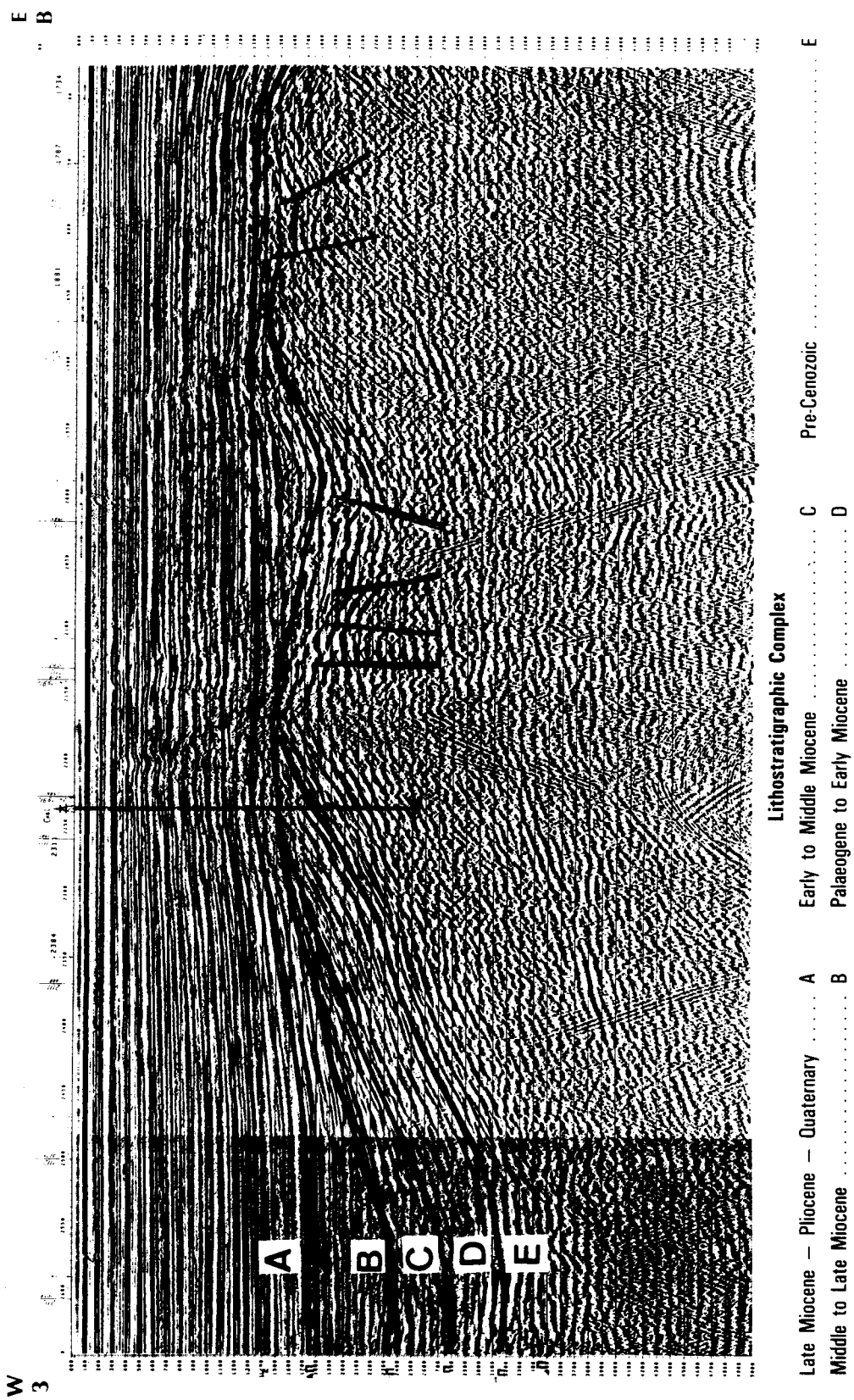
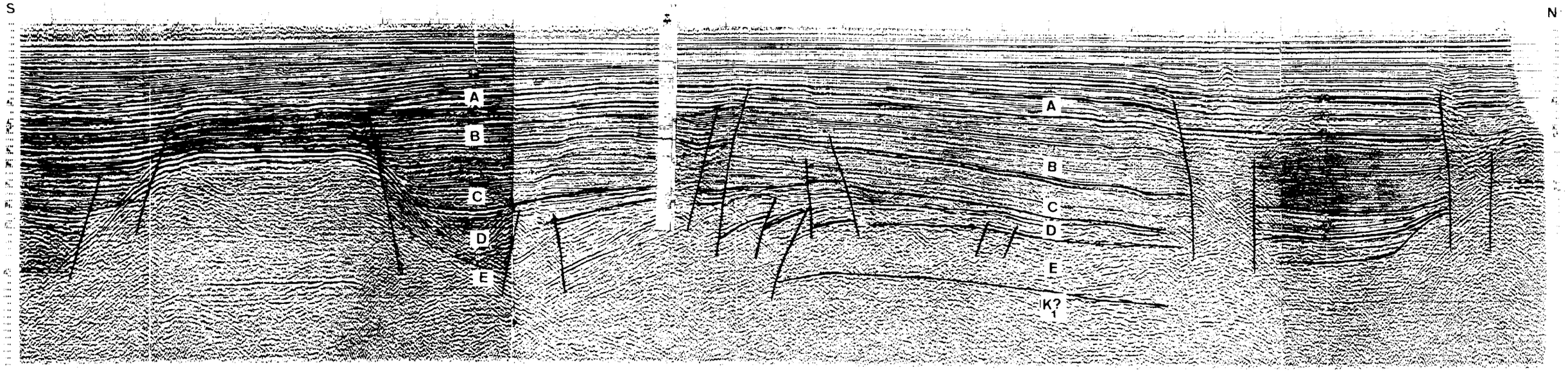


FIGURE 4.2 Seismic profile across the Vakhrushevskaya Marine Anticline
РИСУНОК 4.2 Сейсмический профиль через Вахрушевскую морскую антиклиналь

http://jurassic.ru/



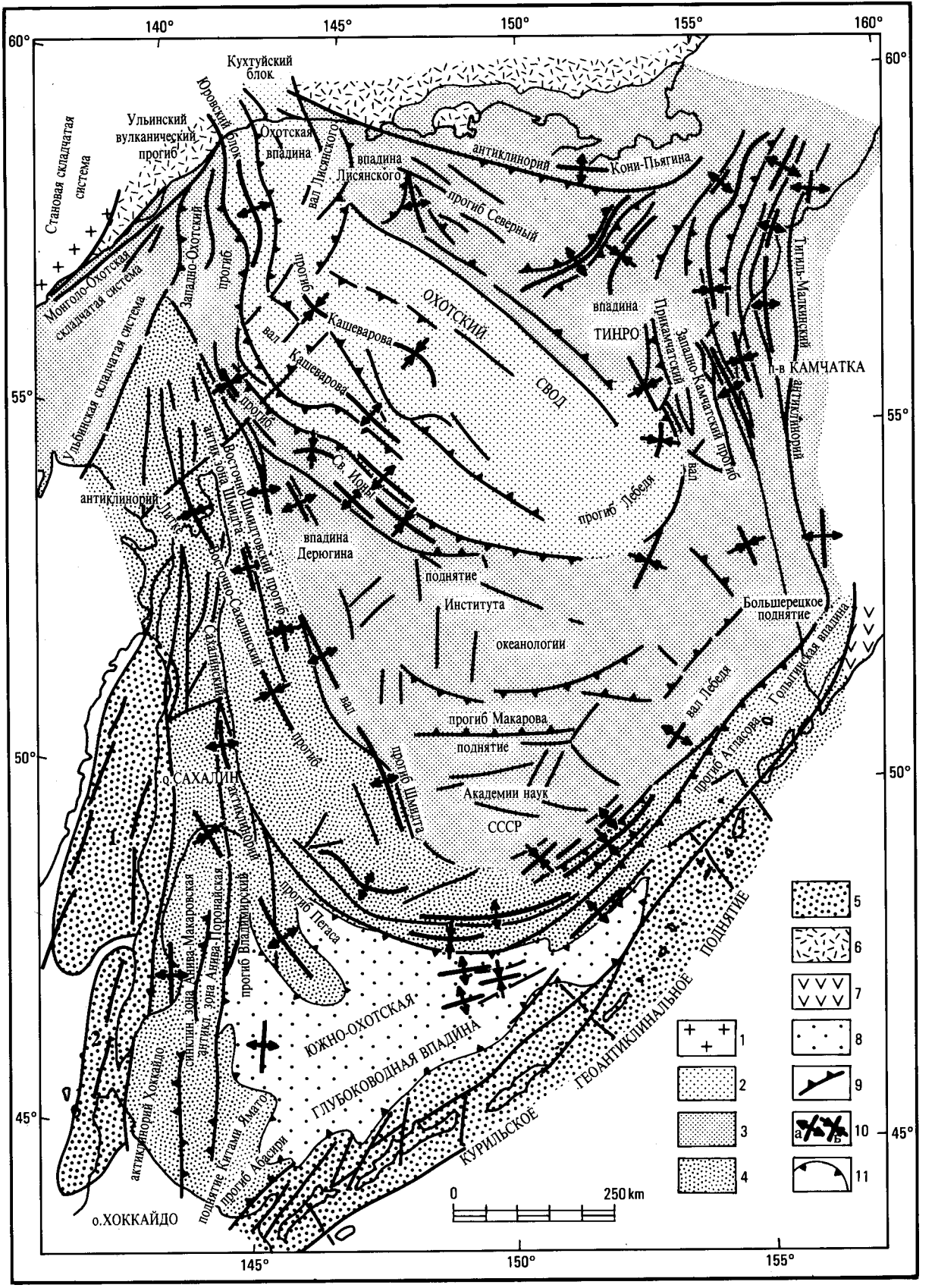
Lithostratographic Complex

Late Miocene – Pliocene – Quaternary	A
Middle – Late Miocene	B
Early – Middle Miocene	C
Palaeogene – Early Miocene	D
Pre-Cenozoic	E
? Early Cretaceous	K_1?

FIGURE 4.3 Geological - seismic profile across the Magadan well, Sea of Okhotsk

РИСУНОК 4.3 Геологический разрез по сейсмическому профилю через Магаданскую скважину

http://jurassic.ru/



1 - Докембрийские складчатые и метаморфизованные комплексы Становой складчатой системы и Кухтуйского блока; 2-5 - Палеозойский, мезозойский и кайнозойский складчатые комплексы: 2 - деформированный в позднем палеозое; 3 - Деформированный в мезозое; 4 - Деформированный в позднем мезозое-раннем палеогене; 5 - Деформированный в позднем неогене; 6 - Охотский постгеосинклинальный меловой и кайнозойский вулканический пояс; 7 - Восточно-Камчатский неоген-четвертичный постгеосинклинальный вулканический комплекс; 8 - Неогеновый турбидитовый комплекс Южно-Охотского глубоководного бассейна; 9 - Основные разломы, стрелки направлены в стороны преобладающего падения; 10 - (а) горст-антиклинальные поднятия и горсты, (ь) грабен-синклинальные структуры и грабены; 11 - границы глубоководной впадины: 1) Западно-сахалинский прогиб; 2) прогиб Исикари.

РИСУНОК 4.4 Карта тектоники фундамента Охотоморского региона и Татарского пролива *(Гнибиденко, Хведчук, 1982)*

http://jurassic.ru/

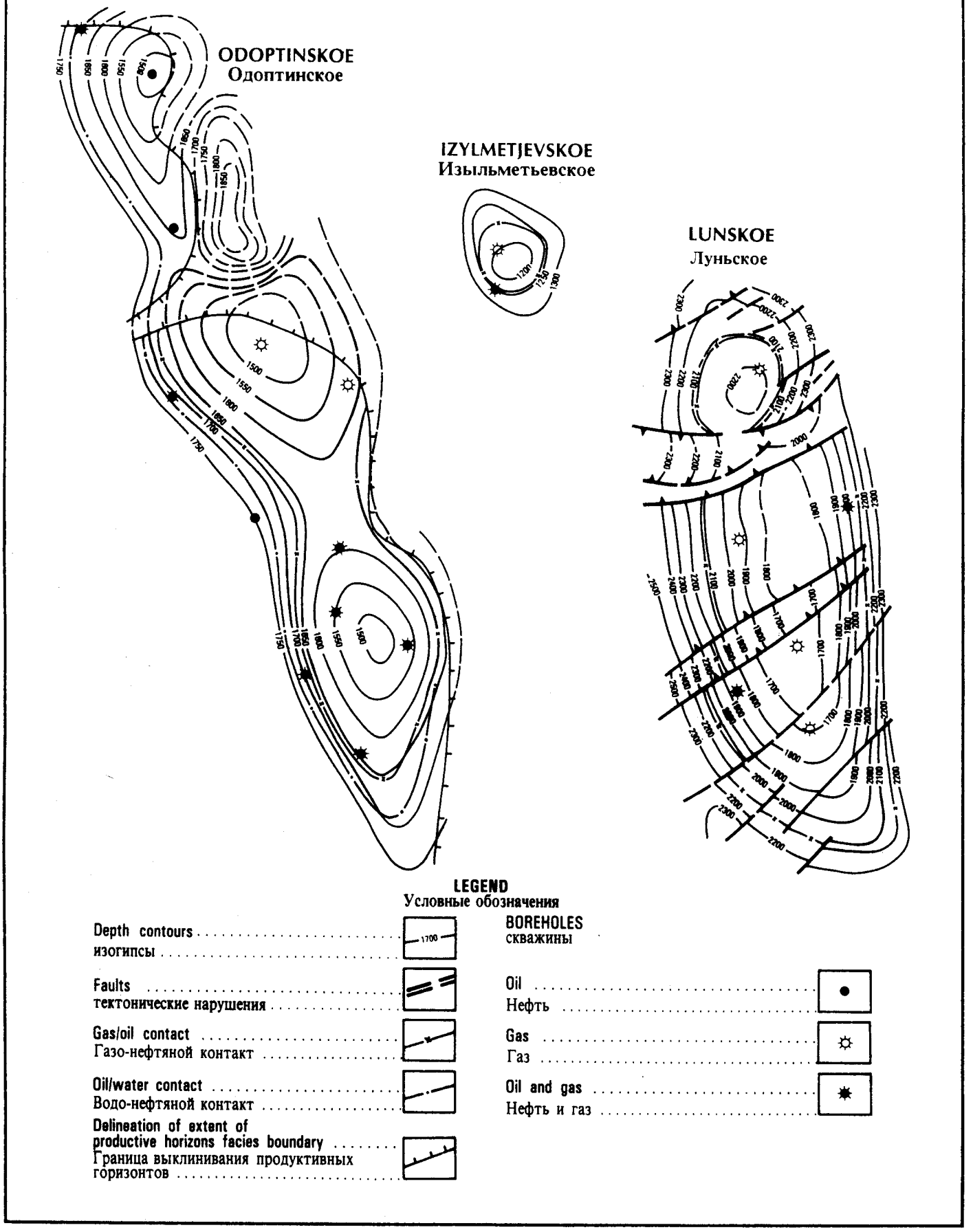


FIGURE 4.5 Depth/structure maps to highlight hydrocarbon deposits on the Sakhalin Shelf *(Kovalchuk et al, 1989)*

РИСУНОК 4.5 Структурные карты месторождений нефти и газа на шельфе Сахалина *(Ковальчук и др., 1989)*

http://jurassic.ru/

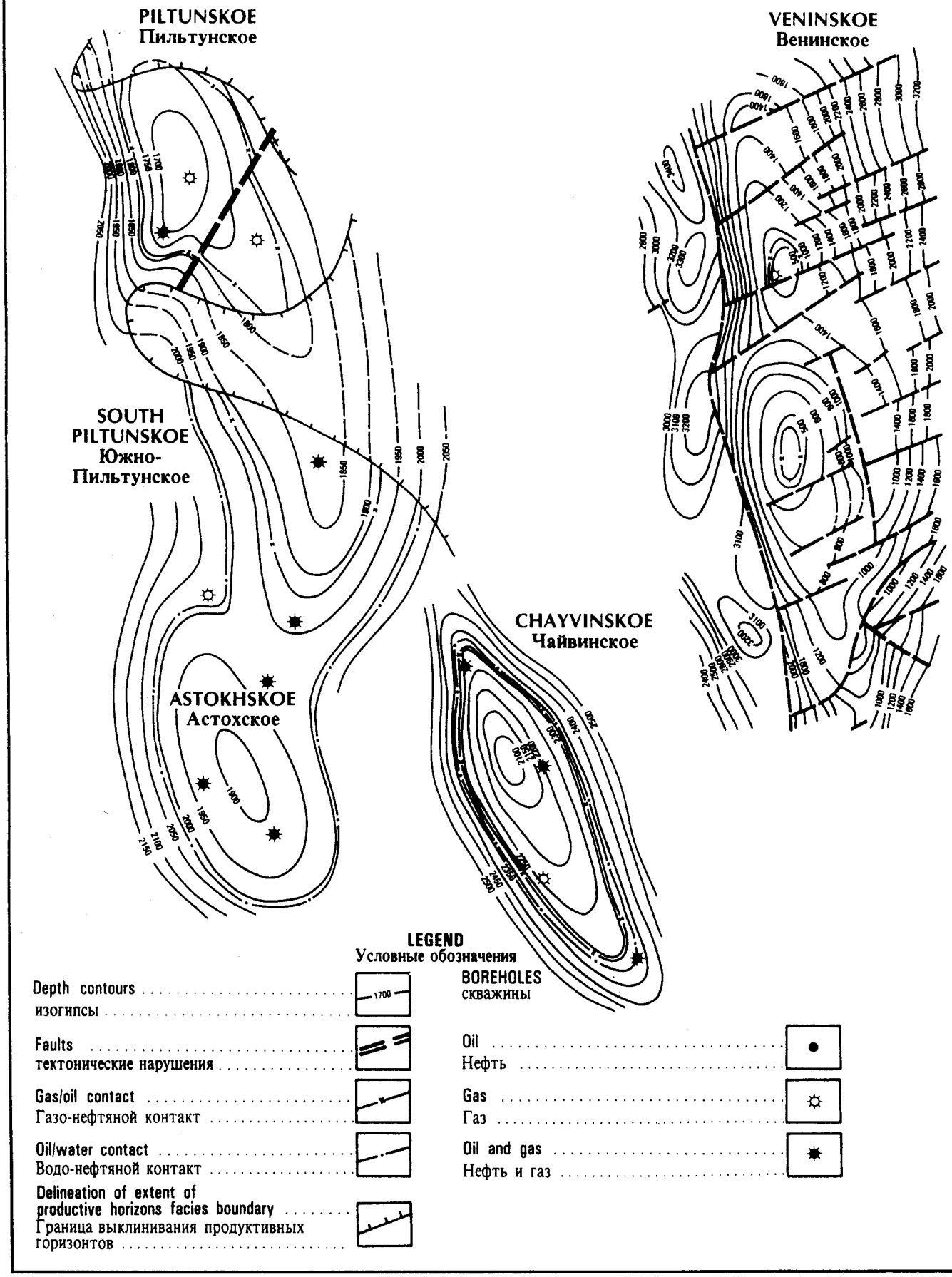


FIGURE 4.6 Depth/structure maps to highlight hydrocarbon deposits on the Sakhalin Shelf *(Kovalchuk et al, 1989)*

РИСУНОК 4.6 Структурные карты месторождений нефти и газа на шельфе Сахалина *(Ковальчук и др., 1989)*

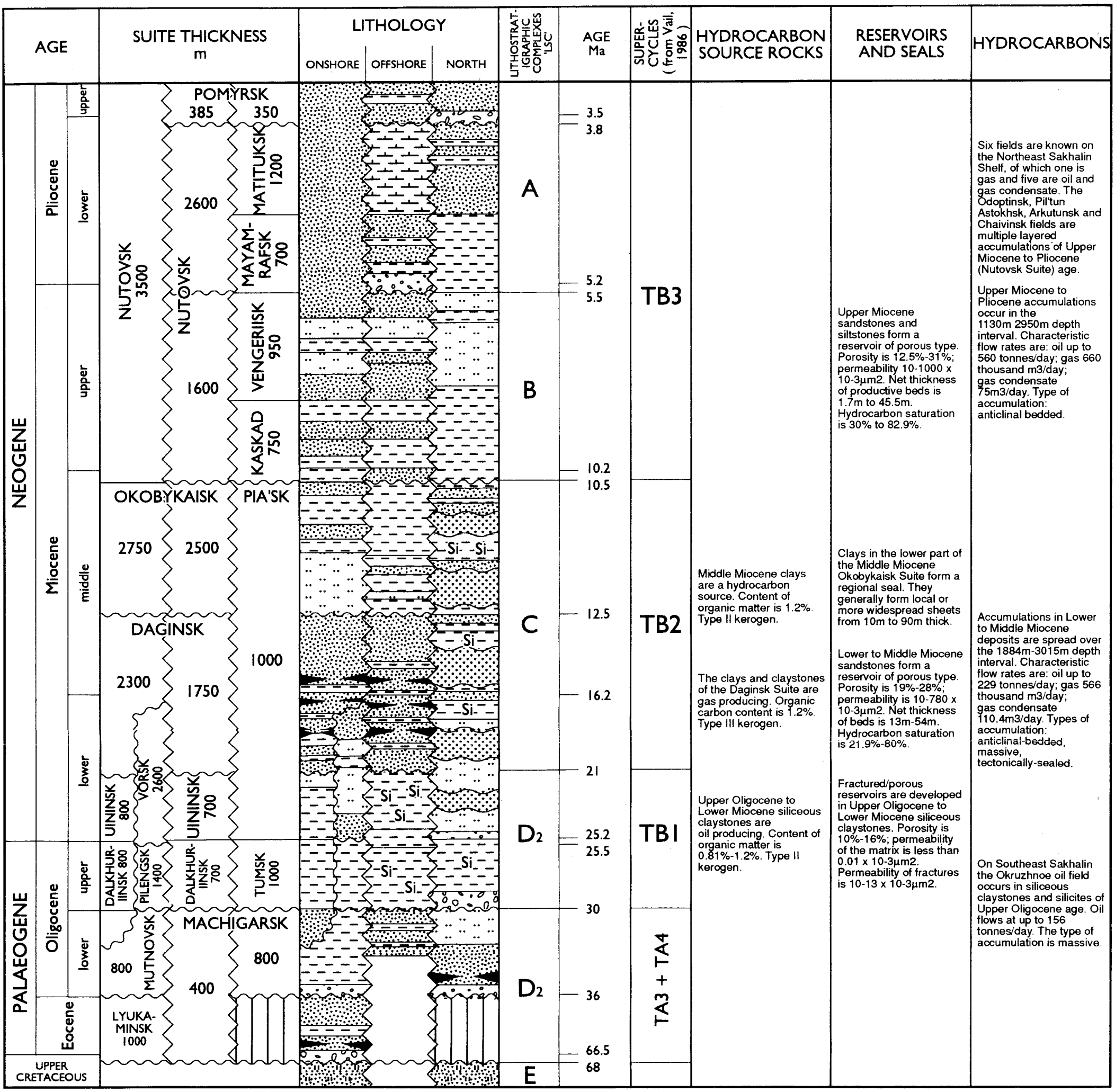
http://jurassic.ru/

AGE	SUITE THICKNESS m	LITHOLOGY: WEST COAST / SOUTH SHELF / NORTH SHELF	LITHOSTRATIGRAPHIC COMPLEXES 'LSC'	AGE Ma	SUPER-CYCLES (from Vail, 1986)	HYDROCARBON SOURCE ROCKS	RESERVOIRS AND SEALS	HYDROCARBONS
PLEISTOCENE / Pliocene	350 MARUYAMSK 1200 — 850 – 1100		A	5.2			Porosity of Upper Miocene to Pliocene sandstones is 18%-39%; permeability 0.01-383 x 10-3µm2. Reservoir is of porous type. Siltstones provide local seals.	The Izyl'met'evsk gas field has been discovered in the central part of the Western Sakhalin coastal shelf. It occurs within the lower part of the Upper Miocene. The gas flows at upto 270 thousand m3/day. On the coast of the island in the Uglovsk area, 360 l/day of oil flows from sandstones in the 731m-745m interval. A gas field is known in deposits from the lower parts of the Upper Miocene on the west coast of Aniv Bay. The gas flow from the chief horizons is 47.2-105.2 thousand m3/day.
NEOGENE / Miocene / upper	2100 — 1250 — 1100		B	5.5 10.2	TB3			
middle	KURASIISK 2800 — 700 — 2000		C	10.5 16.2	TB2	Siliceous siltstones of Middle Miocene age yield oil. Organic carbon content is up to 3.5%; Type II kerogen.	Porosity of Middle Miocene siltstones and claystones is 16%-31%; permeability is below 0.01 x 10-3µm2. Reservoir is of fractured type.	
lower	VERKHNEDUISK 1200 — 400			16.5 21			Porosity of Lower Miocene sandstones is 19%-37.5%; permeability is 2-284 x 10-3µm2. Reservoir is of porous type.	
	CHEKHOVSK 1000 — 100 — 200			25.2				
Oligocene / upper	NEVEL'SK 1800		D4	25.5	TB1		Typical porosity of Upper Oligocene tuffaceous sandstones and siltstones is 16%-27%, with permeabilities of 1-100 x 10-3µm2. Reservoirs are of fractured and porous/fractured types.	
	KHOLMSK 1300 — 600							
lower	ARAKAISK 1100		D3	30	TA4		Typical porosity of Lower Oligocene tuffaceous sandstones is 4.7%-14.2%, with permeabilities of 1-5 and 15-60 x 10-3µm2.	
PALAEOGENE / Eocene / upper	TAKARADAISK 1200			36		Upper Eocene clays yield oil. Organic carbon content is upto 1.16%; Type II kerogen.	Porosity of Upper Eocene sandstones is 2.4%-17.1%; permeability is 1-5 x 10-3µm2. They form a regional seal.	
middle	KRASNOPOL'EVSK 610 1300 — 800		D2	39.4 39.5 49	TA3		Porosity of Palaeocene to Middle Eocene sandstones varies from 5%-20%. Permeabilities are 1-100 x 10-3µm2. Reservoir is of porous type.	Paraffin-rich oil has been recovered from the interval 2520m-2570m (well 1) in Lower Eocene sandstones of the South Nevel'sk area. The paraffin content was 36.6%.
lower	CNEZINSKAY 1200 — 1020		D1	49.5 54	TA1 + TA2	Palaeocene to Lower Eocene clays and siltstones yield gas. Organic carbon content is up to 1.5%; Type III kerogen.		
Pal.				66.5 68				
CRETACEOUS / upper	440 2200		E				Sandstone porosities are 5%-15%; permeabilities below 2 x 10-3µm2. Reservoirs are of fractured/porous and porous/fractured types.	Up to 5 thousand m3/day of gas has flowed from Upper Cretaceous siltstones and sandstones in the Bol'shoi Kholmsk area.

FIGURE 4.7 **Generalised geological column and hydrocarbon characteristics of West Sakhalin and offshore (For legend see Figure 4.8).**

РИСУНОК 4.7 **Сводный геологический разрез и характеристика нефтегазоносности Западного Сахалина и шельфа (Легенда на рис. 4.8).**

http://jurassic.ru/



LEGEND УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Coal / Уголь
- Claystone, shale, mudstone / Ил, глина-аргиллит, глинистыи сланец
- Siltstone / Алевролит
- Sandstone / Песчаник
- Conglomerate (with sand matrix) / Конгломерат (с песчанистым материалом)
- Conglomerate (without sand matrix) / Конгломерат (без песчанистово материала)
- Volcanic rocks / Вулканические породы
- Tuffs, tuffites / Пепел
- Carbonate concretion / Известковая конкреция
- Limestone / Известняк
- Diatomaceous ooze / Диатомовый ил
- Siliceous (Si) / Кремнистый матернал
- Section absent / Отсутствие толщи
- Hiatus / Перерыв седиментацни

FIGURE 4.8 **Generalised geological column and hydrocarbon characteristics of North and East Sakhalin and offshore**

РИСУНОК 4.8 **Сводны геологический разрез и характеристика нефтегазоносности Северного и Восточного Сахалина и шельфа**

http://jurassic.ru/

AGE	SUITE THICKNESS m	LITHOLOGY (SHELF (Predicted) / NORTH & CENTRAL PARTS / SOUTH)	LITHOSTRATIGRAPHIC COMPLEXES 'LSC'	AGE Ma	SUPER-CYCLES (from Vail, 1986)	HYDROCARBON SOURCE ROCKS	RESERVOIRS AND SEALS	HYDROCARBONS
PLEISTOCENE	750			1.65				
NEOGENE — Pliocene — upper	800 370		A	3.5	TB3		Tuffaceous clays and siltstones form local and regional seals in the Middle to Upper Miocene.	A few beds of tuffogenic sandstone of the Enanovsk Suite in the Kshuksk Field (1158m-1327m; Upper Miocene) produce gas at 29.6-316 thousand m3/day. The accumulation is bedded and anticlinal.
NEOGENE — Pliocene — lower	ENEMTENSK			3.8				
				5.2				
NEOGENE — Miocene — upper	ERIANOVSK 2000 500 230		B	5.5			Tuffaceous siltstones form reservoirs with porosities of 23.4%-33.6% and permeabilities of 8-760 x 10-3μm2.	Tuffaceous sandstones of the Etolonsk Suite (upper part of the Middle Miocene) in the Kshuksk Field (1374m-1643m) produce gas at 79-150 thousand m3/day, and condensate at 1.4-4.1m3/day. The accumulation has bedding, anticlinal and lithological seals.
				10.2		Middle to Upper Miocene clays and claystones are gas-productive, with organic carbon content of up to 1.5%. Type III kerogen.		
NEOGENE — Miocene — middle	ETOLONSK 400 530		C	10.5	TB2		Porosity of tuffogenic sandstones varies from 21.2%-26.1%, with permeabilities of 1.4-7.2 x 10-3μm2.	
				12.5				
NEOGENE — Miocene — middle	KAKERTSK 3000 500 665			13.8			Porosity of tuffogenic sandstones is 13%-16.2%; permeability is 0.7-2.4 x 10-3μm2.	Tuffaceous sandstones of the Middle Miocene Kakertsk Suite in the Middle Kunzhiksk Field (well 1, 1405m-1432m) produce 74 thousand m3/day of gas.
NEOGENE — Miocene — middle	IL'INSK 300 300			16.2				
NEOGENE — Miocene — lower	KULUVENSK 300 400			16.5				
				21.0				
NEOGENE — Oligocene — upper	VIVENTEKSK 300 135	Si	D_5	25.2	TB1		Reservoir is of porous type.	
NEOGENE — Oligocene — upper	UTKHOLOKSK 450 360			25.5				
				30.0		Upper Eocene and Oligocene to Lower Miocene clays and silica clays are mainly oil-productive, with organic carbon content upto 1.3%. Type II kerogen.		
NEOGENE — Oligocene — lower	GAKKHINSK 940 450		D_4	33.0	TA4			
NEOGENE — Oligocene — lower	AMANINSK 3000 210 360			36.0			Clays and siltstones of the Kovachinsk Suite form a regional seal.	The Lower Kvakchiksk field in wells 2 (2519m-2560m), 3(2395m-2541m) and 4(2351m-2510m), and the Kshuksk Field (well 10; 2395m-2437m) produce gas at 41.3-294 thousand m3/day, and condensate at 1.4-8.4m3/day, from sandstones of the Middle Eocene Snatol'sk Suite. Fractured siltstones of the Snatol'sk Suite in the Middle Kunzhiksk Field produce only small amounts (a few litres) of paraffin-rich oil (paraffin content 15.44%). The accumulations have bedding, anticlinal and sometimes tectonic seals.
NEOGENE — Oligocene — lower				39.4				
NEOGENE — Eocene — upper	KOVACHINSK 500			39.5				
NEOGENE — Eocene — middle	SNATOL'SK 600		D_3	42.5	TA3		Sandstones are characterised by porosities of 16.6%-21% and permeabilities of 0.06-18.2 x 10-3μm2. Reservoirs are of porous and porous/fractured types.	
				49.0				
NEOGENE — Eocene — lower	TKAPROVAYMSK 1150			49.5				
			D_2	51.5	TA2			
NEOGENE — Eocene — lower				54.0				
				55.0				
PALAEOGENE — Paleocene — upper	KAMCHIKSK 1500			58.5		Paleocene to Lower Eocene clays and claystones are gas-productive. Content of organic carbon reaches 1.5%. Type III kerogen. Thermal gradient 32-41°C/km.	Reservoir is of fractured type.	
PALAEOGENE — Paleocene — upper	ULEVENEISK 1500			60.0				
PALAEOGENE — Paleocene — lower	GETKILNINSK 1000		D_1	60.2	TA1			Upper Cretaceous sandstones of the Limansk anticlinal structure produce methane-rich gas at up to 9.6 thousand m3/day and 300 l/day of condensate, from the depth interval 2070m-2109m. In the interval 2140m-2180m the gas flows at 11.6 thousand m3/day, with 250 l/day of condensate. A minor flow of gas (2000 m3/day) is obtained in the depth interval 2034m-2104m from the Pikhukluksk fold.
				63.0				
				66.5				
UPPER CRETACEOUS			E	68.0				

FIGURE 4.9 **Generalised geological column and hydrocarbon characteristics of West Kamchatka and offshore (For legend see Figure 4.8).**

РИСУНОК 4.9 **Сводны геологический разрез и характеристика нефтегазоносности Западной Камчатки и шельфа (Легенда на рис. 4.8)**

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 5

ЯПОНСКОЕ МОРЕ И ТИХООКЕАНСКИЙ ШЕЛЬФ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ

И.И. Берсенев
В.Л. Безверхний

Палеогеографические реконструкции по разным листам карт и районам выполнили: Приморский край -- Л.Ф. Назаренко, В.И. Рыбалко, В.С. Макаров; Корейский полуостров и смежный район -- Е.В. Голота; о.Хонсю и о.Сикоку -- К.М. Севостьянов; о.Сахалин, о.Хоккайдо и северная часть Японского моря -- В.Л. Безверхний; Японское море -- И.Б. Цой, М.Т. Горовая, С.Ю. Савин; карты по плейстоцену и голоцену составил Ю.Д. Марков при участии С.П. Плетнева и И.И. Уткина. В составлении всех карт участвовал И.И. Берсенев.

Склоны и подножия на картах не разделены ввиду их мелкого масштаба и недостатка фактического материала.

При составлении использованы геологические карты масштаба 1:1.000.000 Приморского края (1986), Кореи (1987), Японских островов (Geological Map of Japan, 1978), Геологическая карта Японского моря масштаба 1:2.500.000 (1984), а также тектонические и другие карты специального содержания масштаба 1:2.000.000 -- 1:5.000.000. Основным литературным источником служила советско-японская монография Геология и геофизика Японского моря, 1991 (Geology and Geophysics of the Japan sea) и другие источники, важнейшие из которых упомянуты в тексте. Палеогеографические реконструкции выполнены с использованием традиционных методов: фаций, формаций, мощности, перерывов, несогласий и др. (Рухин, 1962; Хаин, 1973). Основные морфоструктуры выделены на основе следующих главных критериев:
континентальная и островная суша -- континентальные отложения;
континентальные и островные шельфы -- прибрежно-морские мелководные осадки небольшой мощности с многочисленными несогласиями и с латеральной зональностью фаций;
континентальные и островные склоны -- резкая смена мелководных шельфовых фаций глубоководными абиссальными, мощности отложений небольшие;
континентальные и островные подножия -- олистостромы, олистолиты, тектоно-гравитационные микститы, максимальные мощности отложений;[1]
глубоководные котловины окраинных морей -- геосинклинальные формации в значительных мощностях, вулканиты относятся к известково-щелочной островодужной ассоциации;
абиссальные равнины океанов -- глубоководные существенно органогенные вулканогенно-кремнистые осадки в малых мощностях, вулканиты относятся к толеитам срединно-океанических хребтов или к толеитам океанических островов и поднятий.

I. Тектоническое районирование.

1. Общая характеристика тектонического режима.

В результате горизонтальных движений земной коры современное положение морфоструктур Япономорского региона существенно отличается от существовавших в прошлом (рис.5.1). Главная перестройка их взаимного расположения происходила в позднемеловую эпоху и в палеогене. До этого времени Японское море не существовало. Поэтому палеогеографические реконструкции для триаса, юры и раннего мела составлены на палинспатической основе. Она выполнена на основании следующих материалов. (Берсенев, 1973). Анализ дизъюнктивных и пликативных дислокаций в Приморье показывает, что общее перемещение коры было направлено на север. На Корейском полуострове направление перемещения блоков было в юго-восточной части -- к югу, в южной -- к юго-западу, в юго-западной- к северу (3). Следовательно, южная часть Корейского полуострова испытывала поворот по часовой стрелке. При этом в районе, прилегающем к Корейскому заливу, происходило незначительное растяжение коры, а в Пхеннамской впадине (3а) -- её интенсивное сжатие. Таким образом, растяжение коры в зонах Татарского пролива (17)*, значительной части Центральной котловины (41) и Цусимская котловина (39) заполняются за счет сжатия материка. Остальная площадь Центральной котловины образуется путем "выпрямления" дуги Японских островов и перемещения структур Ямато и других подводных возвышенностей (34-38). Площадь котловины Хонсю (40) почти не изменена, поскольку предполагается, что её фундамент не подвергался существенной деструкции. Этот вывод основан на небольшой (2-1,5 км) мощности осадочной толщи и относительно неглубоком положении акустического фундамента (Геологическая карта дна Японского моря, 1984).

Своеобразие тектоники Япономорского региона, как и всей зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому материку, заключается в неоднократной активизации его структурно-формационных зон. Она протекала в отдельных зонах в разное время и с различной интенсивностью. При интенсивном проявлении активизации возникали прогибы, где накапливались толщи осадков, обычно именуемых геосинклинальными. Большинство этих прогибов отличалось от классических геосинклиналей относительно коротким сроком существования и нетипичным набором формаций.

*) Здесь и ниже цифра в скобках соответствует номеру структурно - формационных зон и разломов на рис 5.1.

http://jurassic.ru/

Развитие геосинклиналей, как и в других регионах Земли, начиналось с деструкции коры, её последующего погружения и седиментации. Вторая стадия, обычно сопровождаемая интрузивным магматизмом и метаморфизмом, именуется орогенной. Развитие геосинклиналей приводит к усложнению структуры коры и увеличению её мощности. Эта схема справедлива для фанерозоя и позднего рифея. Эпохи тектономагматической активизации, выражавшиеся в развитии геосинклиналей, отражались в тектонических движениях, магматизме смежных областей и формировании резонансно-тектонических структур (Пущаровский, 1969.).

По мере развития мобилистских гипотез многие ученые отказались от теории геосинклиналей. По мнению В.Е. Хаина (1986), Ю.М. Пущаровского (1987) и ряда других ученых, эту теорию следует развивать на мобилистской основе. Поэтому в данной работе используется соответствующая терминология. В японской литературе демиссионный комплекс именуется субдукционным. Возраст последнего соответствует времени главной складчатости. Так верхнеюрский субдукционный комплекс сложен юрскими и более древними образованиями, смятыми в складчато-надвиговую структуру в поздней юре.

Геологическое развитие региона до позднемеловой эпохи протекало на земной коре трех типов: материковой, субматериковой и океанической. С позднего мела начала формироваться субокеаническая кора глубоководных котловин Японского моря.

2. Кора материкового типа.

Кора материкового типа в конце палеозоя занимала большую часть региона. К ней относится Корейский полуостров и юго-западная часть Приморья (структурно-формационные зоны 1-13), значительная площадь о.Хонсю (зоны 25-42), расположенная к юго-западу от разломов Хаячин (Рихтер, 1986) и Медианного (37), а в Японском море -- подводные возвышенности (зоны 30, 34-38). В этой области широко распространены породы докембрийского возраста. Они слагают Сино-Корейский щит. (1-7), Ханкайский массив (13) и фундамент Южно-Приморской зоны (11). Фрагменты метаморфических пород, аналогичных породам Сино-Корейского щита, обнаружены на возвышенностях Восточно-Корейской (38) и Криштофовича, (37) на острове Хонсю докембрийский возраст установлен для гнейсов Хида, слагающих одноименный массив на п-ве Ното (31). Протерозойский возраст предполагается для метаморфических формаций в зонах Сангун (33), Абукума (26) и Китаками (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Мишкин, 1981; Geological map of Japan, 1978). Предположительно докембрийские метаморфические и интрузивные породы обнаружены на возвышенностях, Ямато (35,36), Кита-Оки (36), хребте Оки и у одноименных островов (Берсенев, 1989; Геология дна Японского моря, 1987; Геологическая карта дна Японского моря, 1984). Вероятно, большая часть Япономорского региона в конце протерозоя являлась восточной окраиной Азиатского материка.

В раннем палеозое большая часть рассматриваемой области являлась сушей, поскольку морские кембрийские отложения известны лишь в наложенных впадинах на Ханкайском массиве (13а) и Корейском полуострове (3а) (Геологичекая карта Приморского края, 1986; Геологическая карта Кореи, 1987; Геологическое развитие Японских островов, 1968; Геология СССР, 1969).

В силуре начался первый этап фанерозойской активизации. В Западно-Приморской (9) и смежной с ней Туманганской (8) зонах сформировался геосинклинальный бассейн, вероятно, рифтогенного типа. На о.Хонсю, в зоне Южного Китаками (25), в позднем силуре отлагались морские отложения платформенного типа. В девоне и карбоне, в условиях усилившегося вулканизма, расширялись морские и континентальные бассейны седиментации. В отдельных впадинах, например, в Ханкайской (13а) мощность осадков достигла более 3 км. Вулканизм сопровождался внедрением небольших интрузий гранитоидов. Подводные возвышенности Японского моря являлись преимущественно сушей.

Раннепермская эпоха ознаменовалась трансгрессией. Для позднепермской эпохи характерен вулканизм, завершившийся внедрением многочисленных интрузий гранитоидов на Корейском полуострове в Туманганской (8) и Западно-Приморской (9) зонах, а также в краевых частях ханкайского массива (13). На подводных возвышенностях Японского моря большинство позднепалеозойских интрузий, вероятно, сформировалось в поздней перми. В результате интрузивного магматизма и связанного с ним метаморфизма обширные площади были консолидированы и испытали воздымание. Этот процесс обусловил перестройку структурного плана региона.

3. Кора субматерикового типа.

Кора субматерикового типа занимает северо-западную часть региона и распространена в пределах горной системы Сихотэ-Алиня и прилегающих к ней с запада районах (зоны 13-16). Для этой территории применяется термин "Сихотэ-Алинская область". Кристаллический фундамент этой области отличается от смежной с запада области меньшей жесткостью, что определяет её высокую мобильность в палеозое и мезозое. Указанные особенности данной области можно объяснить молодым позднепротерозойским возрастом её фундамента и отсутствием палеозойских интрузий. Это предположение подтверждается тем, что в составе олистолитов, заключенных в мезозойских отложениях, пород архейского и раннепротерозойского возраста не обнаружено, а наиболее древними являются позднепротерозойские изверженные и метаморфические породы.

http://jurassic.ru/

Следов раннего палеозоя в рассматриваемой области не обнаружено.

По-видимому, в это время здесь была суша. В девоне трансгрессия распространилась на южную часть Прибрежной зоны (16). В это время, возможно, началось прогибание Центральной зоны (14). В карбоне и перми в Прибрежной зоне существовало шельфовое море, где медленно, с перерывами, накапливались рифогенные известняки и терригенно-вулканогенные отложения. Шельфовое море существовало, вероятно, и в Восточной зоне (15). В Центральной зоне (14) был эвгеосинклинальный бассейн, где накапливались терригенные и вулканогенные отложения с кремнями и известняками. Аналогичная обстановка, возможно, была и в Бикинской зоне (14а).

4. Кора океанического типа.

Кора океанического типа занимала в конце палеозойского времени северо-восточную часть Япономорского региона (зоны 18-24). Позднепалеозойские метаморфиты северного замыкания Центральной котловины (возвышенности Алпатова, Витязь и хребет Окусири) и Сусунайского хребта южного Сахалина (22) содержат метабазальты, сформированные по толеитам островов и поднятий (Безверхний, 1988). Карбон-пермские отложения на юго-западе о.Хоккайдо представлены песчаниками, сланцами, кремнистыми породами, известняками и базальтами, среди которых выделяются океанические толеиты и "андезитоподобные" разности (Geology and mineral resources of Japan. 1978).

II. Палеогеографические обстановки в мезозое и кайнозое.

1. Мезозой.

В пределах земной коры материкового типа мезозойские отложения отлагались преимущественно в приразломных впадинах и в приогеосинклинальных прогибах в мелководных морских или пресноводных бассейнах. На о.Хонсю, кроме того, в триасе и юре развивался геосинклинальный бассейн Тамба (28,32). В Сихотэ-Алинской области с субматериковой корой преобладали геосинклинальные бассейны, унаследованные с позднего палеозоя или возникшие позже, а также шельфовые моря. В северо-восточной части региона седиментация протекала в океанической обстановке. Осадки мелководных бассейнов содержат обильные органические остатки, позволяющие их стратиграфическое расчленение до отделов, а в ряде случаев до ярусов. Геосинклинальные толщи вследствие недостатка палеонтологических данных, в ряде случаев нельзя расчленить даже на системы.

Триас

В Южно-Приморской зоне (11а) в раннем триасе продолжалось прогибание и расширение приразломных впадин, начавшееся в конце поздней перми. Раннетриасовая трансгрессия произошла на о.Хонсю в прогибе Мойдзуру (33а). Характер фауны, содержащейся в нижнетриасовых отложениях Приморья, указывает на связь морских бассейнов с тетическими морями. В среднем триасе погружение впадин и прогибов продолжалось с большей интенсивностью. На это указывает возросшая в 3-4 раза мощность среднетриасовых отложений по сравнению с нижнетриасовыми. Кратковременные регрессии имели место в конце анизийского и в конце ладинского веков. В карнийский век во впадинах Южно-Приморской зоны преобладала седиментация в аллювиально-озерно-болотных условиях. Аналогичная обстановка сложилась во впадинах юго-западного Хонсю и Корейского полуострова. Лишь в прогибе Майдзуру, наряду с угленосными, отлагались мелководные морские осадки. В то же время теплые воды тетического моря достигли Прибрежной зоны (16), что указывает на наличие пролива в пределах Японского моря. В конце века во впадины западной части Приморья проникли воды бореального моря. Аналогичная трансгрессия проявилась на о.Хонсю. В начале норийского века (карта 5.1а) почти повсеместно отмечается регрессия. В дальнейшем последовала трансгрессия, и воды бореального моря затопили внутриконтинентальные впадины полностью или частично. Значительная мощность (1 км и более) терригенных отложений, накопившихся во впадинах, указывает на их интенсивное прогибание.

В Бикинской зоне (14а) в триасе, юре и начале берриаса в геосинклинальном бассейне накапливались терригенно-кремнистые и вулканогенно-терригенные отложения с микститами в верхней части разреза, общей мощностью до 3600 м (Геосинклинальный литогенез на границе континет-океан. 1987). В Центральной зоне (14) предположительно с пермского времени развивался геосинклинальный прогиб. В нем в триасе и юре накапливалась мощная (до 5000 м) толща терригенных и туфогенных отложений с кремнистыми породами, андезитами, спилитами и линзами известняков (карты 5.1а,5.1b). Разрез геосинклинальных отложений завершает самаркинская свита (до 3000 м) терригенно-вулканогенно-кремнистого состава. Она сформировалась в условиях интенсивных тектонических движений, обусловивших образование конседиментационной складчатости, олистостром и олистолитов (Назаренко, Бажанов, 1987). В Прибрежной зоне (16) в триасе, юре и берриасе сохранялся унаследованный от позднего палеозоя шельф или неглубокое море с небольшими островами в триасе (Ольгинский район). Здесь очень медленно формировались терригенно-кремнистая толща мощностью от 260 до 400м, а в раннем и среднем триасе на отдельных участках -- известняки (до 730 м). Аналогичная палеогеографическая обстановка, вероятно, существовала и в Восточной зоне (15).

http://jurassic.ru/

Связь мезозойских морей материка с бореальными бассейнами могла осуществляться через обширные моря Приамурья и Сихотэ-Алиня. Связь с Тихим океаном могли обеспечить моря, располагавшиеся в зонах Абукума (26), Китаками (24, 25), а также Хоккайдо и Сахалина.

На Сахалине триас-нижнемеловые отложения установлены в восточной части Западно-Сахалинской зоны (19) и в Восточно-Сахалинской зоне (22в) в ядрах антиклиналей, а также в тектонических клиньях, выведенных на поверхность поразломам (Рихтер, 1986). Они представлены яшмами, радиоляритами с прослоями спилитов, авгитовых базальтов и диабазов, пачками флишоидного переслаивания яшм и известняков, эффузивными толщами с подчиненным количеством яшм и известняков. По составу указанные эффузивы аналогичны океаническим базальтам. На о.Хоккайдо в зонах Камуикотан (21), Хидака (23) и Токоро (23а) в триасе, юре и раннем мелу накапливались спилиты, базальты, гиалокластиты, кремнистые породы и известняки, формировавшиеся на абиссальных равнинах и океанических поднятиях (Bamba T.,1984; Geological Map of Japan, 1978). На о.Хонсю в триасе и юре развивался геосинклинальный бассейн Тамба, включающий зоны Асио (28) и Тамба-Мино (32). Здесь отлагались вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения с олистолитами карбон-пермских известняков. Толща содержит радиолярии и конодонты триасового и юрского возраста. Юго-западная часть региона в триасе и юре представляла собой сушу (карты 5.1а,5.1b).

Юра.

В северо-западной части региона в течение юрского периода седиментация продолжалась, преимущественно, в сформировавшихся в триасе внутриконтинентальных впадинах и прогибах, в озерно-болотных или морских бассейнах (карта 5.1b). Регрессии морей происходили в начале раннеюрской и в конце среднеюрской -- начале позднеюрской эпохи. Погружение впадин и прогибов по-прежнему было энергичным. В составе юрских отложений, кроме преобладающих терригенных осадков, в ряде районов отмечены вулканогенно-терригенные толщи. Последние преобладали во впадинах Корейского полуострова. Состав ископаемой фауны из юрских отложений Приморья указывает на связь морских бассейнов, как с тропическими, так и с бореальными морями. В начале раннеюрской эпохи преобладали бореальные виды, а к концу увеличилось количество южных форм. Во время максимальной трансгрессии, в первой половине среднеюрской эпохи, бореальные формы резко превалировали над теплолюбивыми. Позднеюрская трансгрессия принесла с собой представителей фауны холодных морей. В то же время в морях Приморья обитали многочисленные виды, характерные для тропического побережья Северной Америки и берегов Индийского океана. Эти данные указывают на то, что в юрский период моря Приморья были широко открыты на север и всегда были связаны проливом с Тихим океаном.

Ранний мел.

В начале раннего мела в результате интенсивных тектонических движений, начавшихся в Центральной зоне в поздней юре, в регионе произошла перестройка; юго-западную материковую часть она не затронула. В берриасе и валанжине в Южно-Приморской зоне накапливались пресноводные и мелководные морские терригенные отложения. В море обитали животные Средиземноморской провинции и ауцеллы, характерные для умеренных широт. Во впадинах Корейского полуострова существовали озера.

В Сихотэ-Алинской области в берриасе земная кора испытала сжатие, что привело к складчатости, образованию сдвигов, надвигов и шарьяжей, особенно обильных в Центральной зоне. Указанные зоны испытали воздымание, превратились в сушу. Бикинская зона (14а) вскоре вновь начала погружаться, здесь образовалось окраинное море, где в конце берриаса и в валанжине накапливались терригенные отложения с базальтами мощностью до 3700 м (Геосинклинальний литогенез на границе континент-океан, 1987). Сжатие коры в Центральной зоне было сопряжено с её растяжением в Восточной зоне (15), которая начала погружаться. В результате образовалось раннемеловое миогеосинклинальное окраинное море. В берриасе и валанжине погружалась вся зона, затем её северо-западный борт был вовлечен в воздымание и здесь возникла суша, причленившаяся в Центральной зоне (14).

В берриасе в южной части Прибрежной зоны (16), в результате трансгрессии, началось накопление мощной терригенной толщи, перекрывшей с угловым несогласием складчатый фундамент позднепалеозойского и триас-юрского возраста. Здесь образовался пологий материковый склон, на что указывают слабые признаки подводного оползания. Севернее, в Ольгинском и Дальнегорском районах, на месте шельфа в конце берриаса возник крутой материковый склон и до начала валанжина здесь формировались олистостромовые отложения с гигантскими олистолитами известняков и алохтонными блоками, в дальнейшем склон перемещался на северо-запад, и площадь миогеосинклинального бассейна уменьшилась. К востоку от материкового склона образовался полуостров, отделивший окраинное море Восточной зоны (15) от океана. Вдоль неё и далее на юго-запад, вероятно, простирался шельф.

В конце юры-начале мела геосинклинальный бассейн Тамба (28, 32) превратился в сушу, сложенную сильно дислоцированными триас-юрскими отложениями. Одновременно начала формироваться зона метаморфических пород Рёке (42), обрамлявшая с юго-востока зону Тамба. Она образовалась, возможно, в результате обдукции (надвигания) фундамента зоны Тамба на океаническую кору зоны Самбагава (43). В Хоккайдо-Сахалинской области (19-24) сохранялся океанический бассейн. От начала готерива до раннего альба включительно

http://jurassic.ru/

значительная часть Япономорского региона являлась сушей (карта 5.2а). В Южном Приморье и на Корейском полуострове на равнинах, занятых ранее юрскими морями или межгорными впадинами, накапливались угленосные или терригенные отложения. В Южном Приморье этот процесс прерывался местными трансгрессиями или ингрессиями. Континентальные нижнемеловые отложения отлагались в Японском море на Ямато (Геология дна Японского моря, 1987). В Бикинской зоне (14а) в начале этого этапа произошли складчатые дислокации с последовавшим размывом образовавшейся суши. В апт-альбское время здесь располагалось мелководное море, где отлагалась терригенная толща (до 1600 м). В Центральной зоне (14) в межгорных впадинах существовали, вероятно, озера с терригенной седиментацией (до 700 м). В миогеосинклинальном море Восточной зоны (15) с берриаса до раннего альба накапливался преимущественно аркозовый флиш с пачками песчаников, алевритов, кремнистых пород, редкими линзами известняков и мергелей. В северо-восточной части бассейна действовали подводные вулканы с андезитовым магматизмом. Северо-западная часть Прибрежной зоны (16) была частично занята озерами. В готерив-раннеальбских морях материковой части региона обитали животные, характерные для умеренных широт.

В Хоккайдо-Сахалинской области сокращался океан, отделенный от материка полуостровом. Вдоль побережья западной части о.Хонсю располагались обширные озера с терригенной седиментацией. В зоне Рёке (42) внедрялись многочисленные интрузии гранитов. Их радиоизотопный возраст 90-130 млн.лет. В среднем и позднем альбе во впадинах Южного Приморья, в Цусимском прогибе Корейского полуострова и во впадинах о.Хонсю преимущественно в пресноводных бассейнах накапливались пестроцветные туфогенноосадочные отложения. В Восточной зоне (15) морской бассейн был оттеснен в северо-восточную часть Сихотэ-Алиня. Одновременно происходила трансгрессия, шедшая с юга. Шельфовое море проникло во впадины Южного Приморья и распространилось вдоль берега Прибрежной зоны. В отличие от предыдущих бассейнов, в море обитали теплолюбивые формы, сходные с животными Цусимской впадины и южных районов Японских островов (Геология СССР. Т.32., 1969). Однако морские отложения этого возраста не обнаружены во впадинах Северной Кореи (8) и Западно-Приморской зоны (9). Следовательно, в это время вдоль юго-восточного края материка образовался пролив.

В Хоккайдо-Сахалинской области в конце раннего мела в зоне Камуикотан (21) началась дифференциация рельефа океанического дна, вероятно, в связи с надвигообразованием, направленным с запада -- со стороны зарождавшегося праяпонского моря. Процесс фиксируется яшмовыми олистолитами в неоком-аптских отложениях группы Сорачи. На рубеже раннего и позднего мела аналогичный процесс начался в Центрально-Сахалинской зоне (22а). Он фиксируется появлением олистолитов триас-нижнемеловых пород в верхнемеловых вулканогенно-кремнисто-терригенных отложениях Восточно-Сахалинской зоны (22б). Как и в зоне Камуикотан (21), надвигообразование развивалось с запада на восток. Возможно, этот процесс связан с растяжением земной коры в зоне Татарского пролива (17). Таким образом, возникло Хоккайдо-Сахалинское поднятие (22а), в пределах которого началось формирование маломощных вулканогенно-терригенных отложений и известково-щелочной островодужной вулканической серии. В тылу зародившейся островной дуги образовался прогиб, развившийся в дальнейшем в миогеосинклинали -- Западно-Сахалинскую (19) и Исикари (20). Восточнее указанной дуги возникли глубоководные прогибы с эвгеосинклинальным режимом. В них в позднем мелу накапливались граувакки, аркозы-продукты размыва габбро-гранитных пород. Последние образовались в результате дифференциации островодужных магм.

Поздний мел.

В сеномане возобновилось растяжение литосферы в западной части Татарского пролива (17) и западной части Сахалина, что привело к образованию Западно-Япономорской (17) и Западно-Сахалинской (19) геосинклиналей. Одновременно литосфера прилегающей части материка, включающей Прибрежную (16), Восточную (15) и Центральную (14) зоны Сихотэ-Алиня, испытывала сжатие. Море покинуло Приморье, альбские отложения были интенсивно дислоцированы и подвергались денудации. Во впадинах Южного Приморья, Корейского полуострова и Юго-Западного Хонсю в течение сеномана и турона в пресноводных бассейнах отлагались пестроцветные туфогенно-осадочные толщи мощностью 1,5-2,0 км, а в Цусимском прогибе (1а) -- до 4,5 км. В последнем, наряду с пресноводными, существовали мелководные морские бассейны.

В конце турона -- начале сенона материк испытывал интенсивное сжатие. В неконсолидированной зоне Сихотэ-Алиня формировались косые и опрокинутые складки, осложненные многочисленными разломами: надвигами, сдвигами и шарьяжами. На Ханкайском массиве (13), в Южном Приморье (зоны 9-11) и на Корейском полуострове (1-8) кристаллический фундамент подвергался дроблению на многочисленные блоки. Последние перемещались относительно друг друга преимущественно по сдвигам и надвигам. В осадочном чехле формировались приразломные складчатые структуры. При этом в районе, прилегающем к Корейскому заливу, происходило незначительное растяжение коры, а в Пхённамской впадине -- сжатие. Сжатие коры, начавшееся, вероятно, в раннем мелу, продолжалось на островах Хоккайдо, Хонсю и Кюсю, где формировались складчато-надвиговые структуры с общим движением масс в юго-восточном направлении. По-видимому, сжатие литосферы в указанных областях было связано с её растяжением в пределах впадины Японского моря, Восточно-Приморский разлом (14) обрамлял рифт, разраставшийся в юго-западном направлении. Он отделил Южно-Приморскую зону и прилегающую к ней часть материка от возвышенности Ямато. Юго-западное окончание рифта, возможно, разделялось на ветви, отделившие в будущем подводные возвышенности Ямато, Криштофовича и Восточно-Корейскую, в то время являвшиеся полуостровами.

http://jurassic.ru/

В сенон-датское время интенсивность указанных тектонических движений понизилась, а в краевой зоне материка и в западной и юго-западной частях островов Хонсю и Кюсю сменилась слабым растяжением. В результате в этих зонах формировались тектоно-вулканические впадины, заполняющиеся мощными толщами вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений. Наиболее ярко вулканизм и интрузивный магматизм проявились в Прибрежном вулканическом поясе Сихотэ-Алиня и вдоль современного побережья Японских островов, обращенного к Японскому морю. Первая из интрузивных серий -- сандинская (татибинская) -- внедрилась в конце раннего -- в самом начале позднего мела (Пущин, 1976). В сенон-датское время в пределах Сихотэ-Алиня последовательно внедрились интрузии синанчинской, приморской, дальнегорской и якутинской серий (Назаренко., Бажанов, 1987). В результате ранее мобильная область была консолидирована. Одновозрастные интрузии получили широкое распространение и в вулканическом поясе Японских островов (граниты Хиросима и Сирокава), что также привело к его консолидации. Позднемеловые вулканиты и гранитоиды установлены и на подводных возвышенностях Японского моря (карта 5.2b). С позднего альба и до конца турона в материковой части региона преобладал относительно сухой климат, на что указывают остатки растений в этих отложениях. Это хорошо увязывается с литологией осадков, среди которых преобладали пестроцветные, преимущественно красноцветные, толщи. В сенон-датское время в регионе произрастала пышная растительность, характерная для современных влажных субтропиков.

В Хоккайдо-Сахалинской области на рубеже позднего мела и палеогена начался процесс надвигообразования, ориентированного с востока -- со стороны зародившейся охотоморской геосинклинальной области. В сахалинской геосинклинальной системе, развивающейся на стыке япономорской и охотоморской геосинклинальных областей, произошло становление офиолитовых покровов Восточно-Сахалинского пояса (Разницын, 1982; Рождественский, Речкии, 1982). В это же время офиолитовые комплексы были обдуцированы на верхнемеловые отложения группы Иезо зон Хидака (23) и Камуикотан (21).

2. Кайнозой

Палеоген.

Тектонические движения, связанные с сжатием коры, начались в датское время, продолжались в палеоцене. В эоцен-олигоценовое время вблизи побережья формировались тектонические впадины, что указывает на незначительное растяжение коры. На Японских островах, за исключением отдельных районов, процесс сжатия коры продолжался. В пределах Японского моря к концу палеоцена расширение рифтов в западном и северо-западном направлении, вероятно, прекратилось и материковый склон принял очертания, близкие к современным. Наличие континентальных отложений палеоценового возраста на Ямато (35) свидетельствует о том, что этот район в то время являлся, вероятно, озерно-аллювиальной равниной.

В эоцене в тектонических впадинах в прибрежной части материка (Кильчжу-Менчхонской, Артемо-Тавричанской и др.) началось накопление угленосных отложений (карта 5.3a). В это время происходила максимальная регрессия в пределах Японских островов, обусловленная, вероятно, интенсивным сжатием коры и "дрейфом" их центральной части на юго-восток. Осушенной оказалась значительная площадь дна Тихого океана южнее о.Хоккайдо -- "земля Ойясио" (Мурдмаа, 1981). Эта суша существовала с конца мела до среднего олигоцена включительно. Лагунный и мелководный морской залив в это время занимал зоны Камуикотан (21) и Сусунайскую (22a). Грабены Уссурийского залива, Артемо-Тавричанский и Шкотовский временами превращались из озерно-болотных равнин в лагуны. В южной части Японских островов небольшие участки были затоплены морем у Корейского пролива; море сохранялось в зоне Симанто.

В начале олигоцена на Японских островах продолжалось сжатие коры, почти вся их площадь в то время являлась сушей. Возможно, в это время началось погружение котловины Хонсю (40). В конце олигоцена на Японских островах и Сахалине произошло изменение тектонического режима. Эти территории были разбиты разломами, и образовавшиеся блоки коры испытывали неравномерное опускание. Главнейшим из них был грабен Фосса-Магна, разделивший о.Хонсю почти пополам. В дальнейшем растяжение коры в этом грабене происходило одновременно с движением коры в центральной части о.Хонсю на юго-восток и формированием дуги Японских островов. Соответственно кора восточной и юго-восточной части Японского моря испытывала растяжение, что обусловило расширение котловины Хонсю и прилегающих к ней впадин (карта 5.3b). В олигоцене в пределах Японского моря продолжали изливаться вулканиты базальт-андезит-риолитового комплекса, в его южной и юго-восточной частях началось накопление трахиандезитового комплекса, а на Японских островах и Сахалине -- толщи вулканогенно-осадочных пород -- "зеленых туфов". (Mineralogy and mineral resources of Japan, 1977.). Вероятно, в раннем-среднем олигоцене формировалась толща конгломерато-брекчий с обломками дацитов в пределах "земли Ойясио". В позднем олигоцене здесь был шельф с терригенной седиментацией (Мурдмаа, 1978). Растительные остатки в палеогеновых отложениях указывают, что климат в это время был умеренно-теплым и влажным.

Неоген.

Миоцен.

Ранний миоцен (карта 5.3b). В конце олигоцена-начале раннего миоцена внутренняя зона Японских островов и смежные с ней с запада районы испытали слабое растяжение, что привело к образованию

http://jurassic.ru/

многочисленных разломов, погружению блоков коры и интенсивному вулканизму. Вулканические продукты смешанного состава отлагались преимущественно в мелководных морских бассейнах. Они подвергались гидротермальным изменениям с образованием формации "зеленых туфов" (Геологическое развитие Японских островов. 1968). Аналогичные процессы протекали в пределах смежного бордерленда и на возвышенностях Хакусан (30), хребтах Оки, Кита-Оки (34) и др. В озерных бассейнах накапливались терригенные отложения, содержащие пирокластику. Лучше всего они изучены на Южном Ямато (35), где обнаружены озерные нижнемиоценовые отложения с пресноводными диатомеями (Цой и др., 1985). Из анализа гипсометрического положения нижнемиоценовых пресноводных отложений следует, что дно Японского моря за последние 20-24 млн.лет погрузилось в центральной части Южного Ямато (35), примерно, на 300 м, его краевые части- до 1500 м, подножье возвышенности Такуё -- более 2500 м. В Японском море морские нижнемиоценовые отложения обнаружены лишь на материковом склоне залива Петра Великого. Наличие морского нижнего миоцена на Японских островах позволяет предположить, что в это время море проникло в котловину Хонсю и в глубоководные впадины и общая площадь моря увеличилась. Кроме ранее существовавших проливов появились проливы, связавшие Японское море с океаном через о.Хонсю.

Средний миоцен (карта 5.4a). В среднем миоцене началась трансгрессия, вызванная повышением уровня Мирового океана при одновременном погружении дна Японского моря и его обрамления. К концу этого времени море затопило большую часть материкового шельфа, значительную площадь на Сахалине, Японских островах и их бордерленде. Во внутренних районах моря, по данным микропалеонтологических анализов, морские среднемиоценовые отложения обнаружены на хребте Оки, возвышенностях Кита-Оки, Северном Ямато, Алпатова, склоне Окусири. В это время связь Японского моря с океаном была максимальной, поскольку их разделял лишь архипелаг островов. Островами или полуостровами являлись все подводные возвышенности.

Поздний миоцен (карта 5.4b). В позднем миоцене продолжалось погружение шельфа (наклон и опускание по сбросам), подводных возвышенностей, островного бордерленда и Сахалина. Японские острова, вероятно, находились в относительно стабильном положении, не считая медленного общего изгибания их в сторону океана, начавшегося в позднемеловую эпоху и продолжавшегося до настоящего времени (Кропоткин Шахваретова, 1965). Климатический оптимум среднего миоцена сменился похолоданием, что привело к глобальному понижению уровня Мирового океана. Однако, это явление отразилось лишь на Японских островах, где в позднем миоцене установлена регрессия. На остальной площади Япономорского региона продолжалась трансгрессия, поскольку погружение земной коры происходило быстрее, чем понижение уровня Мирового океана.

К концу позднего миоцена море затопило почти весь материковый шельф, проникло в Кильчджу-Менчхонский грабен и, частично, на край Цусимской впадины. Во внутренней части моря значительно уменьшилась площадь островов. Часть крупных островов, например, Восточно-Корейский, превратились в архипелаги. Погружение этих морфоструктур было неравномерным. "Земля Ойясио" в миоцене также погружалась. В раннем миоцене здесь отлагались терригенные осадки, а в среднем и позднем -- диатомовые глины с переменным содержанием обломочного материала и вулканического пепл (Мурдмаа, 1978.).

Многочисленными проливами Японское море было связано с Тихим океаном, Охотским и Восточно-Китайским морями. Рельеф дна и архипелаги островов создавали сложную структуру морских течений, благоприятную для формирования апвеллингов. Последнее подтверждается микропалеонтологическими данными. В позднем миоцене существовали относительно холодноводные условия, временами нарушаемые вторжением теплых течений.

1. Плиоцен.

В конце миоцена-начале плиоцена произошла регрессия. У берегов Южного Приморья морские воды покинули шельф и верхнюю часть материкового склона. Это явление нельзя объяснить только понижением уровня Мирового океана на 300 м и более. Вероятно, причиной регрессии в данном районе явилось так же сводовое воздымание Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурской горной страны, вовлекшее в поднятие и материковую ступень (Геология СССР. Т.32, 1969). На Японских островах в позднем миоцене внедрились небольшие интрузии гранитоидов, проявился контактовый метаморфизм и слабая складчатость, резко сократилась площадь, занятая морем, исчезли проливы на о.Хонсю. В результате понижения уровня Мирового океана, на этот раз не компенсированного погружением дна Японского моря, регрессия затронула и его внутренние районы. Здесь увеличилась площадь островов и возникли новые.

В раннем плиоцене началась новая трансгрессия (карта 5.5a). Она, вероятно, была вызвана погружением метериковой ступени и дна Японского моря и повышением уровня Мирового океана. Вулканогенно-органогенно- терригенные отложения перекрыли миоценовые толщи на возвышенностях, находившихся ниже уровня моря, образуя структуры облекания. На островах они легли на миоцен с размывом и небольшим угловым несогласием или на породы консолидированного фундамента или палеоген-миоценовые вулканиты. В подошве трансгрессивно залегавшего плиоцена формировался базальный горизонт с галечниками, гравийниками и песками. В котловинах и впадинах седиментация протекала непрерывно. Во внутренних районах моря в плиоцене в виде небольших островов оставались, вероятно, лишь наиболее возвышенные участки на Северном (36) и Южном Ямато (37), на хребте Оки, на банке Хакусан (30) и в пределах бордерленда Японских островов.

http://jurassic.ru/

В юго-западной части моря действовали вулканы, формировавшие породы трахибазальтовой серии.

В позднем плиоцене началась очередная регрессия. Одновременно продолжалось сводовое поднятие Сихотэ-Алиня и других горных сооружений на материке и Японских островах, что вызвало усиление денудации. В это время у побережья Приморья уровень моря был ниже современной бровки шельфа. Началось формирование основных форм рельефа на материке и в прибрежной зоне моря, предопределивших расположение заливов, проливов, бухт, а также подводных долин материкового склона, подвергавшихся подводной денудации.

Четвертичный период.

В Советском Союзе четвертичный период подразделяется на 3 части (раздела): эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен (Четвертичная система, 1984). Эоплейстоцен соответствует нижнему (доледниковому) плейстоцену по терминологии, принятой в Японии. Эоплейстоцен охватывает верхнюю часть палеомагнитной эпохи Матуяма выше эпизода Олдувей на уровне 1,65 млн.лет. Верхней границей служит палеомагнитный рубеж Матуяма-Брюнес (0,7 млн.лет).

Эоплейстоцен.

Ранний эоплейстоцен (карта 5.5b). Этому времени сответствует понижение уровня Мирового океана. По данным М.Н. Алексеева (1978) во время регрессии были осушены шельфы окраинных морей, и возникли сухопутные связи между Азиатским континентом и системой архипелагов, расположенных вдоль западной окраины Тихого океана. Это подтверждается находками наземных позвоночных на Японских и других островах. М.Хосино (1986) указывает на находки наземных позвоночных виллафранкского (эоплейстоценового) возраста у полуострова Нотона глубине 430 м. Возможно, с того времени дно моря здесь несколько погрузилось, а уровень моря был ниже современного на 300-400 м. В раннем эоплейстоцене продолжалось воздымание Сихотэ-Алиня, Восточно-Маньчжурских гор, Корейского полуострова и Японских островов, начавшееся в позднем миоцене и плиоцене. В результате на материке, Японских островах и на материковом и островном склонах происходила интенсивная денудация. В Приморском крае речные долины врезались на глубину до 400 м и более. На материковом склоне Приморья, вследствие подводной денудации мутьевыми потоками, образовались подводные долины относительной глубиной до 500 м. В Японском море осадки раннего эоплейстоцена изучены слабо, хотя и пересечены скавжинами 299, 301, 302. В северной части Корейского полуострова, в Приморье и на Японских островах действовали вулканы.

Поздний эоплейстоцен (карта 5.6a) характеризуется повышением уровня Мирового океана. В Приханкайской впадине Приморья позднеэоплейстоценовые отложения представлены глинами и глинистыми песками. Они отлагались в условиях теплого и влажного климата (Алексеев, 1978). На материковом склоне Приморья морские эоплейстоценовые отложения обнаружены на глубинах 420-1450 м. Они залегают на выпуклых склонах подводных долин между тальвегами долин второго и третьего порядков. Эти отложения сложены песчано-глинистыми осадками, образовавшимися преимущественно за счет размыва неогеновых отложений. Аналогичные осадки обнаружены на материковом склоне Корейского залива и у подножья подводных возвышенностей Уллындо и Криштофовича (37). На Японских островах продолжался вулканизм, ряд вулканов действовали на материке.

Плейстоцен

В раннем плейстоцене (700-375 тыс.лет) продолжалось повышение уровня моря. Морские воды затопили внешний шельф, на внутреннем шельфе аллювий заполнил древние долины. В конце раннего плейстоцена, в результате регрессии, соответствующей, вероятно, миндельскому оледенению, внешний шельф превратился в сушу. На материке аллювий формировался в два этапа, разделенных размывом (Короткий., 1980). По палинологическим данным первый этап аккумуляции соответствует гюнц-миндельскому межледниковью, а второй протекал в условиях более холодного климата. В среднем плейстоцене (375-130 тыс.лет) на шельфе, по данным сейсмоакустического профилирования и бурения, установлены две трансгрессии, соответствующие миндель-рисскому межледниковью и рисскому интерстадиалу. Во время первой трансгрессии уровень моря достиг отметки около 100 м ниже современного, во второй - 50 м. В ледниковые эпохи уровень моря понижался до отметок - 150 м. На материке во время трансгрессий накапливались аллювиальные и озерные отложения (Корткий, 1980). В среднем плейстоцене на месте Корейского пролива была суша и на Японские острова переходили сухопутные животные (Хосино, 1986).

Поздний плейстоцен (карта 5.6b). В начале позднего плейстоцена, в рисс-вюрмское межледниковье (130-80 тыс.лет) произошла максимальная трансгрессия, уровень моря превысил современный на 8-10 м. Японское море получило связь с океаном и смежными морями через проливы, существующие и теперь. Тогда же сформировалось теплое Цусимское течение, температура поверхностных вод Японского моря была на 2-3° выше современной и достигала 14-15°. В Приморье и на Японских островах море затопило значительную часть низменностей. В заливе Петра Великого терригенные осадки накапливались преимущественно во внутренней части шельфа, а его внешняя часть являлась зоной их транзита (Марков, 1983).

В раннем вюрме (70-50 тыс.лет) уровень моря понизился на 125-130 м от современного. На этих глубинах в заливе Петра Великого в палеодолинах осаждался аллювий. В средневюрмское время (50-25 тыс.лет) установлены 2 эпохи похолодания и 3 -- потепления. В начале среднего вюрма уровень моря повысился до

http://jurassic.ru/

отметки - 50м, что вызвало трансгрессию. После кратковременной регрессии, вызванной первым похолоданием, уровень моря вновь повышался и достиг максимума (- 10м) 34-36 тыс.лет назад. Второе похолодание привело к понижению уровня моря до отметки 70-80м. Потепление в конце среднего вюрма вызвало незначительное (на 10м) повышение уровня моря (Марков, 1983).

Поздневюрмское время (23-10,3 тыс.лет) соответствует последнему оледенению. Максимальное понижение уровня моря до 120 м происходило 17-20 тыс.лет назад (карта 5.7a). На этом уровнне у бровки шельфа расположена терраса, слагающая "Приморский галечниковый пояс". До этого уровня врезаны палеодолины. На шельфе, кроме рек, располагались озера и болота, часть его площади подвергалась денудации. Японское море превратилось в почти замкнутый бассейн. От Корейского пролива не опущеной осталась лишь его западная часть. Теплое течение проникало только в юго-западный участок моря. По этой причине, а также общего похолодания климата, среднегодовая температура поверхностных вод понизилась на 6-8° по сравнению с современной.

Затем началось быстрое, но неравномерное повышение уровня моря. На материке вначале продолжалась донная эрозия, а затем началась аккумуляция аллювия и озерных отложений. На шельфе накапливалась трансгрессивная толща преимущественно алевритового состава. В глубоководных котловинах продолжалась седиментация алевритов и турбидитов.

Голоцен (10.3-0 тыс.лет).

В голоцене уровень моря поднимался и в атлантический оптимум (8-6 тыс.лет) превысил у побережья Приморья современный на 2,5 м (карта 5.7b). В это время морские воды проникли в прибрежные части речных долин, образовав многочисленные бухты. На шельфе сохранилась серия древних береговых линий, как результат остановок в развитии трансгрессии. Гидроклиматическая обстановка в море установилась близкой к современной. Среднегодовая температура поверхностных вод на 1-2° превышала современную.

В последние 5 тыс.лет уровень моря колебался с тенденцией к понижению и достиг современного. Седиментация алевритовых илов происходила преимущественно в бухтах и изголовиях, средняя и внешняя части шельфа являлись зонами транзита (Структура осадков и фации Японского моря, 1983).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н. 1978. Антропоген Восточной Азии. М:Наука. 207с.

Безверхний В.Л., Берсенев И.И., Ващенкова Н.Г. и др.1988. Геологическое строение Северного замыкания Центральной глубоководной котловины Японского моря. Тихоокеан. геол.1988. 4.с.15-22.

Берсенев И.И.1973. Происхождение и развитие Японского моря (Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с.15-36).

Берсенев И.И.1989.О возрасте Шмаковского и Гродековского гранитоидных комплексов Приморья и гранитов западной части Японского моря. Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР.

Геология дна Японского моря. 1987. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Владивосток ДВНЦ АН СССР,139с.

Геологическая карта дна Японского моря. 1984. Масштаб 1:2.600.000. Редакторы: Береснев И.И., Красный Л.И.: ДВНЦ АН СССР.

Геологическая карта Приморского края. 1986. Масштаб 1:1000000. Редакторы: Бажанов В.А., Олейник Ю.Н., Владивосток: Министерство геологии СССР.

Геологическая карта Кореи. 1987. Масштаб 1:1.000.000. КНДР (на корейском языке).

Геологическое развитие Японских островов. 1968. Минато М., Гораи М., Фунахаси М. М: Мир, 720с.

Геология СССР. Т.32: Приморский край, ч.1: Геологическое описание. 1969: М: Недра, 695с.

Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. 1987. М: Наука, 177с.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. 1980. Четвертичные отложения Приморья. Новосибирск: Наука, 234с.

http://jurassic.ru/

Кропоткин П.Н. Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 366с.

Марков Ю.Д.1983. Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток, ДВНЦ, 128с.

Мишкин М.А. 1981. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 195с.

Мурдмаа И.О. 1978. Глубоководное бурение в Японском желобе: 56и 57 рейсы 'Гломар Челленджера' Природа. 11, с.38-45.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. 1987. Геология Приморского края. Ч.1. Стратиграфия. Препринт. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, Мингео РСФСР, 66с.

Пущаровский Ю.М. 1987. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма. Геотектоника. 2. с. 3-13.

Пущаровский Ю.М. 1969. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника. 1. с. 3-12.

Пущин И.К. 1976. Геологическое строение и история геологического развития Центральной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня в раннем мелу и сеноман-туроне (Автореф. Дис. канд. наук. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 23с).

Разницин Ю.Н. 1982. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 108с.

Рождественский В.С., Речкин А.Н. 1982. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина. Тихоокеан. геол. 2; с40-44.

Рихтер А.В. 1986. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 93с.

Рухин Л.Б. 1962. Основы обшей палеогеографии. Л. Гостоптехиздат. 628с.

Структура осадков и фации Японского моря. 1983. Лихт Ф.Р., Астахов А.С., Брцул А.М. и др. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 287с.

Хаин В.Е. 1973. Общая геотектоника. М.: Недра, 511с.

Хаин В.Е. 1986. Учение о геосинклиналях и тектоника плит. Геотектоника. 5. С. 3-12.

Хосино М. 186. Морская геология: Пер. с яп. М.: Недра, 432с.

Цой И.Б. Вашенкова Н.Г., Горавая М.Т., Терехов Е.П. 1985. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море) Тихоокеан. геол. 3. с. 50-55.

Четвертичная система. Стратиграфия СССР. 1984. Полутом 2. Ред. Краснов И.И. М.: Недра, 556с.

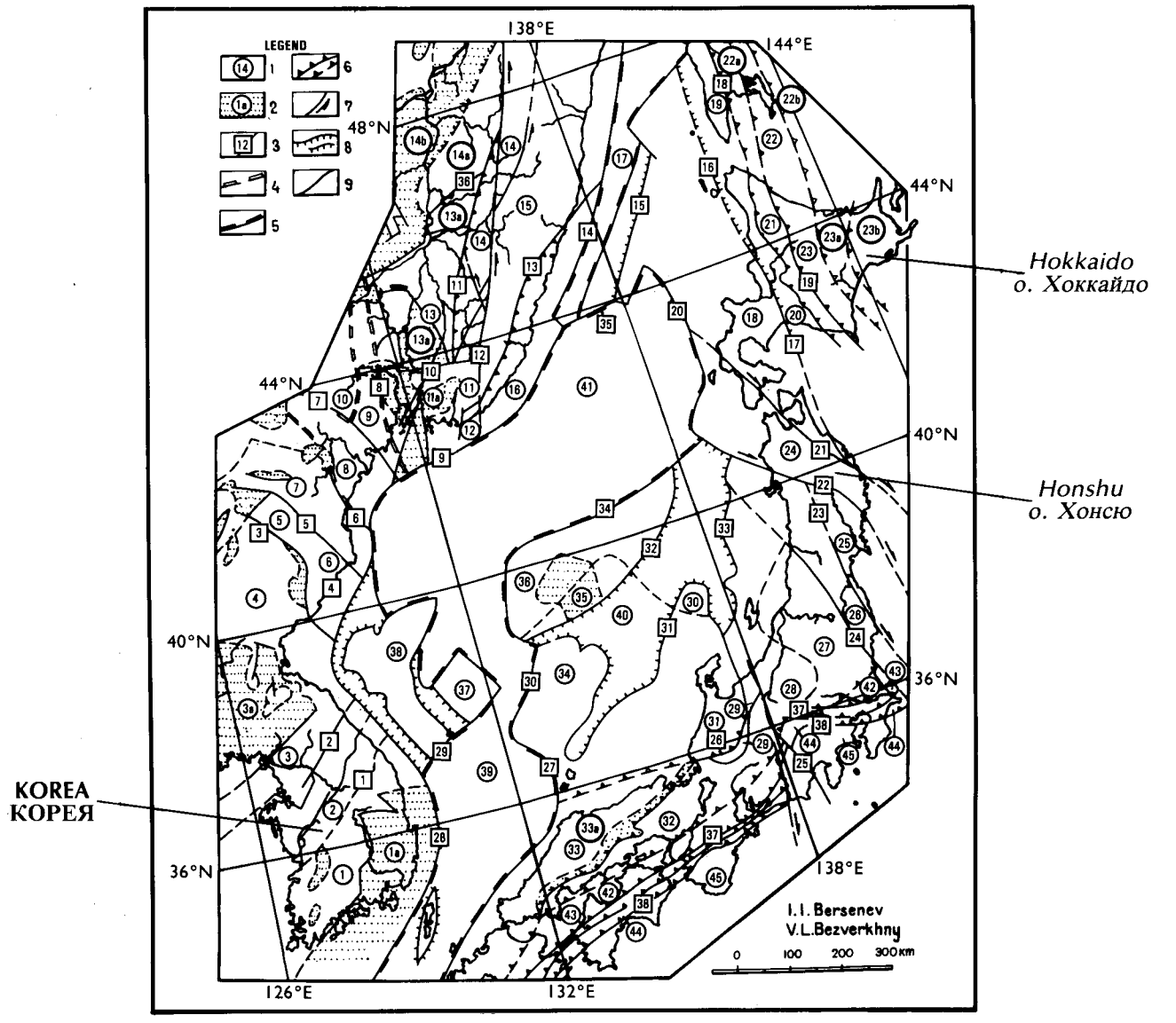
Bamba N. 1984. The Tokoro belt, a tectonic unit of the central zone of Hokkaido. - J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Vol 21, N 1. P.21-75.

Geology and Geophysics of the Japan Sea. 1990. Edited by Japan: N. Isezaki and K. Tamaki; USSR: I.I Bersenev and B. Yu. Karp. University of Tokyo.

Geological Map of Japan. 1978. 1000000. Geological Survey of Japan. Hisamoto 135, Takatsu, Kawasaki, Japan. 4 P.

Geology and mineral resources of Japan. 1977. Hisamoto; Kowasaki-shi: Geol. Surv. of Japan. 1977. Vol. 1: Geology, 430 P.

http://jurassic.ru/



LEGEND

1-Tectonic-formation zone, number; 2-Superimposed depressions, number; 3-Deep-seated faults, number; 4-Probable gap faults Precretaceous; 5-Probable gap faults Late Cretaceous and Cenozoic; 6-Thrust faults; 7-Probable trench faults; 8-Normal faults; 9-Other faults.

TECTONIC FORMATION ZONES and FAULTS

1-Sobek; 1a-Tsushima Depression; 2-Ogcheon; 3-Kengi; 3a-Pchennam Depression; 4-Nannim; 5-Khesan-Ivon; 6-Kimchec; 7-Kwanmo; 8-Tumangan; 9-West Primorye; 10-Fenshuilin; 11-South Primorye; 11a-South Primorye Depression; 12-Krivoretchenskaia; 13-Khanka; 13a-South Khanka Depression; 14-Sikhote-Alin Central; 14a-Bikin; 14b-Middle Amur Depression; 15-East Sikhote-Alin; 16-Coastal; 17-West Japan Sea Trough; 18-Iwaizumi; 19-West Sakhalin synclinorium; 20-Ishikari; 21-Kamuikotan; 22-Susanai anticlinorium; 22a-Central Sakhalin; 22b-East Sakhalin; 23-Hidaka; 23a-Tokoro; 23b-Nemaro; 24-North Kitakami; 25-South Kitakami; 26-Abukuma; 27-Ashio; 28-Joetsu; 29-Fossa-Magna; 30-Hakusan submarine elevation; 31-Hida; 32-Tambo-Mino; 33-Sangun; 33a-Maizuru Foredeep; 34-Kita-Oki submarine elevation; 35-Yamato Bank submarine elevation; 36-Kita-Yamato submarine elevation; 37-Krishtofovich (Ullynda) submarine elevation; 38-East Korean submarine elevation; 39-Tsushima Basin; 40-Honshu (Yamato) Basin; 41-Central Basin; 42-Ryoke; 43-Sambagawa; 44-Chichibu — Sambosan; 45-Shimato

FAULTS

1-Sobekskiy; 2-Oktashkhonskiy; 3-Sinpkhonskiy; 4-Puktechenskiy; 5-Pektusanskiy; 6-Chkhonchjkiy; 7-Zarubinskiy; 8-West Primorskiy; 9-South Primoskiy; 10-South Sikhote Alinskiy; 11-Arsenevskiy; 12-Central Sikhoto Alinskiy; 13-Coastal; 14-East Primorskiy; 15-Vityaz; 16-Rishiri-Moneron; 17-Sapporo-Tomakomai; 18-Central-Sakhalin; 19-Hidaka; 20-East-Japan Sea; 21-Honshu-Hokkaida; 22-Hayachine; 23-Kitakami; 24-Tanakura; 25-Itoigawa-Shizuoka; 26-Hida; 27-East-Tsushima; 28-West-Tsushima; 29-Ullung; 30-North Oki; 31-Hakusan; 32-Yamato; 33-Sado; 34-Central Japan Sea; 35-North Japan Sea; 36-Alchanskiy; 37-Median; 38-Butsuzo.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1-Структурно-формационная зона, ее номер; 2-Наложенная впадина, ее номер; 3-Глубинный разлом, его номер; 4-Предполагаемый раздвиг допозднемелового возраста; 5-Тоже, позднемелового и кайнозойского возраста; 6-Надвиг установленный и предполагаемый; 7-Сдвит; 8-Сброс; 9-Прочие разломы.

Структурно-формационные зоны

1-Собек; 1а-Цусимская впадина; 2-Окчхон; 3-Кенги; 3а-Пхеннамская впадина; 4-Нанним; 5-Хесан-Ивон; 6-Кимчек; 7-Кванмо; 8-Туманган; 9- Западно-Приморская 10-Феншуйлин; 11-Фхно-Приморская; 11а-Фжно-Приморская впадина; 12-Криворечская; 13-Ханкайская; 14-Центральная Сихотэ-Алинская; 14а-Бикинская; 14б-Средне-Амурская впадина; 15-Восточная Сихотэ-Алинская; 16-Прибрежная; 17-Западно-Япономорский (Татарский) трог. 18-Иваизуми; 19-Западно-Сахалинский синклинорий; 20-Исикари; 21-Камуикотан; 22-Сусунайский антиклинорий; 22а-Центрально-Сахалинская; 22б-Восточно-Сахалинская; 23-Хидака; 23а-Токоро; 23б-Немуро; 24-Северныи Китаками; 25-Южный Китаками; 26-Абукума; 27-Асио; 28-Йоетсу; 29-Фосса-Магна; 30-Хакусан; 31-Хида; 32-Тамба-Мино; 33-Сангун; 34-Кита-Оки; 35-Ямато; 36-Кита-Ямато; 37- Криштофовича (Уллындо); 38-Восточно-Корейская; 39-Цусимская котловина; 40-Котловина Хонсю (Ямато); 41-Центральная котловина; 42-Рёке; 43-Самбагава; 44-Чичибу — Самбосан; 45-Симанто

Разломы

1-Собек; 2-Окчхон; 3-Синехоп; 4-Пуктучен; 5-Пектусан; 6-Чхончжин; 7-Зарубинский; 8-Западно-Приморский; 9-Южно Приморский; 10-Южный Сихотэ-Алинский; 11-Арсеньевский; 12-Центральный Сихотэ-Алинский; 13-Прибрежный; 14-Восточно-Приморский; 15-Витязя; 16-Рисири-Монеронский; 17-Саппоро-Томакомаи; 18-Центрально-Сахалинский; 19-Хидака; 20-Восточный Япономорский; 21-Хонсю-Хоккайдо; 22-Хаячин; 23-Китаками; 24-Танакура; 25-Итоигава Сизуока; 26-Хида; 27-Восточно-Цусимский; 28-Западно-Цусимский; 29-Уллында; 30-Северный Оки; 31-Хакусан; 32-Ямато; 33-Садо; 34-Центральный Япономорский; 35-Северный Япономорский; 36-Алчанский; 37-Медианный; 38-Бутсузо.

FIGURE 5.1 Regional tectonic scheme for the Japan Sea region

РИСУНОК 5.1 Схема тектонического районирования Япономорского региона

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 6

МОРЯ ЮЖНО—КИТАЙСКОЕ, ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОЕ И ЖЕЛТОЕ

КАЙНОЗОЙ

Ю.Г. Зорина, Ю.Д. Марков,
Н.А. Николаева, Р.Д. Родникова.

Ю.Д. Марков и Н.А. Николаева являются авторами разделов: краткая физико-географическая характеристика современной среды, литологический очерк Южно-Китайского моря и комментария к позднеплейс тоценовой / 125 т.л. / палеогеографической карте Южно-Китайского моря; Ю.Г. Зорина и Р.Д. Родникова писали комментарии к кайнозойским палеогеографическим картам шельфа Юго-Восточной Азии.

I. Физико-географическая характеристика современной среды.

Южно-Китайское море является крупнейшим окраинным морем Тихого океана. Его площадь 3447 тыс. км^2, максимальные глубины более 5000м. Оно простирается от Тайваньского пролива на севере (25° с.ш.) до пролива Каримата на юге (3° с.ш.). С северо-запада оно омывает побережье Индокитайского п-ова, с востока -- о-ва Лусон, Миндоро, Палаван. Расположено оно в тропической гумидной и экваториальной зонах с высокими среднегодовыми температурами и чередованием дождливого и засушливого периодов, с очень высокой годовой суммой осадков (до 3000 мм/год) и их ливневым характером. Наиболее крупными реками, впадающими в Южно-Китайское море, являются Сицзян и Красная на северо-западе, Меконг и Менам на юго-западе.

Океанографические особенности моря обусловлены в первую очередь северным поверхностным течением, создаваемым муссоном. Зимой преобладает северо-восточный муссон, который обуславливает юго-западное перемещение поверхностных вод в западной части моря. Океанические воды поступают через проливы Баши и Лусон. На широте о.Хайнань они сливаются в единый поток, к которому присоединяется поверхностное течение Тонкинского залива. В результате этого слияния получается довольно мощный поверхностный поток, который в районе северо-восточного побережья Вьетнама приобретает значительную скорость (до 1 м/сек.) и устремляется на юг (Атлас..., 1953). Летом действует юго-западный муссон, поэтому картина получается обратной, так как преобладает северо-восточное перемещение поверхностных вод.

В переходные периоды (зима-весна) прибрежная зона шельфа испытывает не только активное волнение, но и мощное воздействие ориентированных в южном направлении течений. При этом образуются прижатые к западному берегу сточные течения, которые способствуют выносу с шельфа современного тонкозернистого материала.

Важную роль играют приливо-отливные течения, течения ветрового происхождения и сток крупных рек (Красной, Меконга, Менама и др.). Приливо-отливные течения имеют большое значение при разносе аллювиального материала в донном влечении. Величина приливов для акватории Южно-Китайского моря неодинакова. Наибольших величин они достигают в изголовьях Тонкинского и Сиамского заливов, наименьших - в прибрежной части открытого шельфа (Данг Конг Минь, 1974). С ветровыми нагонными явлениями связано возникновение мощных придонных противотечений, которые способны размывать поверхность шельфа и припятствуют отложению современных осадков во внешней зоне шельфа.

Благодаря обилию осадков и большому жидкому стоку, реки Индокитайского п-ова характеризуются повышенным твердым стоком. Это связано с тем, что верховья большинства рек прорезают горные массивы и нагорья, склоны которых покрыты мощными корами выветривания различных типов. Эти коры подвержены плоскостному смыву в период муссонных дождей, а кроме того и сами реки способствуют глубокому эрозионному расчленению горных районов, обуславливают размыв берегов и дна речных долин (Чинь Фунг, 1981). Для региона в целом характерна самая высокая на планете скорость денудации (14 мм/1000 лет), что приводит к наибольшему выносу реками взвешенного материала. Сток рек достигает максимума в сезон дождей (май-октябрь) и способствует интенсивному выносу в этот период в Южно-Китайское море огромного количества терригенного тонкозернистого материала. Например, общий годовой твердый сток р.Красная равен 129.7 млн.т (Чинь Фунг, 1981).

Дно Южно-Китайского моря можно разделить на несколько крупных геоморфологических областей: 1. шельф, 2. материковый склон, 3. глубоководную котловину, 4. островные склоны.

Шельф Южно-Китайского моря представляет собой поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания (Турко, 1973). Наибольшую ширину он имеет в северной части моря и на юго-западе (Зондский шельф). Глубины в пределах шельфа не превышают несколько десятков метров и постепенно увеличиваются к его бровке, которая находится на глубине 150-200 м. В пределах шельфа мы выделяем три морфогенетические зоны: внутреннюю, центральную и внешнюю.

http://jurassic.ru/

Внутренняя зона шельфа распространяется от побережья до 50-55-метровой изобаты и характеризуется современными условиями осадконакопления. По материалам наиболее детального геоморфологического профиля V-V_1; выполненного в суженной части шельфа в районе юго-восточного побережья Вьетнама, поверхность его ровная, на участке между изобатами 20 и 30 м -- волнистая за счет песчаных валов, с четко выраженными перегибами на 15, 36 и 50 метровых отметках. Перегибы на глубинах 15 и 20 м, по-видимому, отвечают границам, до которых распространено постоянное волновое воздействие. На юге шельфа и у о. Белитунг абразионные уровни на глубинах 16 и 20-22 м установлены Х.Д.Джиа с соавторами (Tjia H.D. et. al., 1977), они их относят к подводнм береговым линиям. Перегибы на отметках 36 и 50 м, по нашему мнению, отвечают береговым линиям начала голоцена. Эти береговые линии прослеживаются на юге и на севере шельфа (Tjia H.D. et al., 1977, Чэнь Цзюньжэнь и др., 1983), а также в Тонкинском заливе (Чинь Фунг, 1981). В Тонкинском заливе они подчеркиваются песчаными барами. В Сиамском и Тонкинском заливах в прибрежной зоне расположено множество мелких островов, образование которых в Тонкинском заливе Чинь Фунг связывает с частичным затоплением останцов низкогорного рельефа в голоценовую трансгрессию.

Центральная зона шельфа располагается между 50-55 и 100-метровыми изобатами. Наибольшей ширины она достигает в Сиамском заливе и на Зондском шельфе. Внешняя зона шельфа охватывает участок от 100-метровой изобаты до бровки шельфа. Наибольшей ширины он достигает на Зондском шельфе. По характеру поверхности центральная и внешняя зоны шельфа резко отличаются от внутренней зоны. На их поверхности сохранились реликтовые формы в виде древних береговых линий, палеодолин и мульд.

Древние береговые линии установлены на отметках минус 70, 120 и 140 м. На 70 и 120 они выражены в рельефе дна в виде четких перегибов, а на отметке - 140 м у бровки шельфа - в виде абразионной площадки. На широте устья р.Меконг и в южной части шельфа (Зондский шельф) установлена еще одна древняя береговая линия на отметке - 90 м. Напротив устья р.Меконг она повсеместно отмечана наличием в ее зоне прибрежных пляжных отложений (ст. 8341, 8352 и В1-29), а на Зондском шельфе Х.Д.Тжиа с соавторами она прослежена в виде четкого перегиба и наличия пляжных песков с повышенными концентрациями минералов олова (Tjia H.D. et al, 1977).

Палеодолины в центральной и внешней зонах шельфа частично сохранились на поверхности дна и подчеркиваются конфигурацией изобат, на глубине они установлены по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования и являются продолжением долин крупных рек (Менама, Меконга, Красной), а также более мелких рек. По мощности аллювия на шельфе можно предположить, что глубина их вреза достигала бровки шельфа (Tjia H.D., et al., 1977). Наиболее детально палеодолины изучены в Сиамском заливе и на Зондском шельфе (Sawamura K. et al., 1974, Океанографическая..., 1974).

Мульды в виде котловин, часто вытянутой формы развиты в Сиамском заливе, в его центральной части, они отчленены узким перешейком (перемычкой) у входа в залив от открытого шельфа. В начале голоцена, а возможно и раньше, они представляли собой замкнутые водоемы (озера) на осушенном шельфе и образовались, по-видимому, на месте палеодолины р.Менам во время подъема уровня моря и подпора воды в долине. Подобная мульда существует также и в центральной части Тонкинского залива, к северу она разделяется на два отвершка. По мнению Чинь Фунга, она является продолжением р.Красной (Чинь Фунг, 1981).

Вдоль северной оконечности о-ва Калимантан и у о-ва Палаван шельф заметно сужается, а у Филиппинских о-вов становится настолько узким, что местами склоны наземных гор прямо переходят в подводный островной склон.

Материковый склон имеет сложное строение и по своей морфологии может быть разделен на три части: 1. северный склон котловины моря, 2. ступень материкового склона к югу от о.Хайнань, 3. юго-западный склон котловины (Турко, 1973).

Северный склон котловины моря характеризуется пологим рельефом. Его верхняя часть представляет собой полого-волнистую равнину (крутизна около 1°), на которой встречаются отдельные поднятия (банки). Ниже 500 м склон более крутой и расчленен мелкими долинами (каньонами). Здесь отмечаются уступы и террасы, представляющие собой как бы опущенные до 500-1000 м участки шельфа, отделенные от него четко выраженным крутым перегибом (Величко, 1981). Переход к глубоководной котловине происходит плавно на глубине 3500-3600 м. В западной части у подножья протягивается узкая депрессия с максимальной глубиной 4079 м. Эта депрессия отделяет северный склон от ступени материкового склона, расположенной южнее о.Хайнань.

Ступень материкового склона имеет ширину до 300 миль. Она расположена на глубине 1000-1500 м. Для нее характерно наличие массивных поднятий с крутыми склонами и плоскими вершинами, на которых располагаются коралловые о-ва. Вдоль юго-восточного края ступени протягивается гряда поднятий, которая отделяется от ступени ложбиной глубиной свыше 2500 м. В нижней части материкового склона выделяется крутой уступ высотой около 1000 м. Возле подножья находится узкая депрессия, которая отличается наибольшей для всего моря глубиной 5567 м.

http://jurassic.ru/

Юго-западный склон котловины моря осложнен небольшими ложбинами, а местами крутыми ступенями. Две такие ступени выделяются на западе склона, напротив восточного побережья Вьетнама. Первая ступень находится на глубине 1000-1500 м, вторая - на глубине 3000-3500 м, здесь отмечается резкий переход к глубоководной котловине.

Следует отметить, что нами под глубоководной котловиной понимается выровненная поверхность морского дна с глубинами свыше 3000 м. Таким образом, юго-восточная гористая часть с глубинами менее 3000 м нами условно относится к материковому склону. Здесь расположен горный массив Наньшань. Основание массива находится на глубине 1800-2000 м. В пределах этого массива выделяется большое количество крупных гор и плосковершинных банок, многие из которых выходят на поверхность в виде мелей и островов, окруженных обычно коралловыми рифами. Массив Наньшань отделен от абиссальной котловины крутым уступом до 15° и высотой около 1500 м (Величко, 1981).

Островные склоны Филиппинской гряды, о-вов Палаван и Калимантан крутые и сильно расчлененные, часто со ступенями (Турко, 1973). У подножья склонов Палавана и Калимантана примерно до 118° в.д. протягивается широкая ложбина с глубинами около 2900 м. Это так называемый трог Палаван. Дно ложбины представляет собой плоскую аккумулятивную равнину, на которой местами возвышаются небольшие холмы. У подножья западного склона о.Лусон протягивается Манильский желоб. Он разделен на несколько отдельных депрессий выступами подножий крупных гор, расположенных на западном борту желоба. Дно желоба в северной части плоское, покрыто слоем осадков. К югу мощность осадков уменьшается, а глубина желоба увеличивается, достигая 5249 м.

Как отмечалось выше, глубоководная котловина представляет собой выровненную, плоскую, а у подножья материкового склона волнистую равнину с глубинами более 3000 м, вытянутую с северо-запада на юго-восток. На дне котловины встречаются как небольшие холмы, так и крупные горы с относительными высотами более 3500 м.

Морфология котловины Южно-Китайского моря позволяет выделить в ее пределах ряд крупных разломов. Это, в первую очередь, разлом р.Красной, который продолжается под дном Тонкинского залива в Южно-Китайское море до края шельфа и, возможно, дальше (Величко, 1981). Такое же юго-восточное направление имеют разломы, выделяемые на шельфе Китая. Прямолинейность северо-западного и западного бортов материкового склона Южно-Китайского моря давно приводила к мысли, что эти края образованы разломами большой протяженности (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Крупные уступы на западном склоне имеют, видимо, сбросовую природу. Прямолинейные очертания бортов трога Палаван и прилегающей кромки шельфа также позволяют провести линии разломов северо-восточного простирания.

II. Литологический очерк Южно-Китайского моря.

Благодаря своему положению в зоне влажных тропиков Южно-Китайское море характеризуется особым типом осадконакопления, связанным с интенсивным выносом реками огромного количества илисто-песчаного материала. Рассматривая распределение различных типов осадков, начнем с шельфа. По условиям осадконакопления мы выделяем на шельфе две зоны: внутреннюю и внешнюю. Внутренняя зона шельфа протягивается от побережья до 50-55-метровой изобаты, внешняя -- от 50-55-метровой изобаты до его бровки. Во внутренней зоне шельфа распространены современные осадки, представленные илами, илами песчанистыми, песками, пелитами. Во внешней зоне шелфья развиты реликтовые осадки. Они представлены, в основном, песками, отложенными во время плейстоценового понижения уровня моря и оставшимися как реликтовый осадок после повышения его уровня. В настоящее время приливные и другие течения препятствуют погребению реликтовых осадков под тонкозернистыми современными осадками.

В Южно-Китайском море имеются два крупных залива - Сиамский и Тонкинский, характеризующиеся различными условиями осадконакопления. Различие состоит в том, что в Сиамском заливе, который глубоко вдается в сушу, развиты более тонкозернистые осадки, чем в Тонкинском заливе, из которого эти осадки вымываются сильными приливо-отливными течениями и мощным сточным течением, образующимся в зимний и весенний периоды.

В Тонкинском заливе, в его изголовье, развиты темные пелиты, которые мористее сменяются илами и песчанистыми илами зеленоватого и серого цвета (Чинь Фунг, 1981). Возле п-ова Дошон эти осадки приобретают красноватый оттенок, обусловленный выносом реками переработанных латеритов. Юго-восточнее дельты р.Красной широкая аккумулятивная поверхность сложена серыми песками. Такие же пески развиты в юго-западной части залива. Вокруг о.Хайнань отмечается зональное распределение осадков, связанное с выносом обломочного терригенного материала с острова. Гравийники распространены в прибрежной части, мористее они сменяются песками, еще глубже алевритами. На юго-востоке незначительно развиты илы песчанистые.

В Сиамском заливе осадки более тонкозернистые. Здесь преобладают илы, которые чередуются с небольшими участками илов песчанистых. Внутри залива в прибрежной части встречаются гравийники и пески, которые образовались за счет разрушения коренных выходов пород. Осадки имеют, в основном, зеленовато-

http://jurassic.ru/

коричневый (илы) и желтовато-коричневый цвет (пески).

На северном участке шельфа (побережье южного Китая) во внутренней зоне распространены илы песчанистые и алевриты, напротив же устья р.Сицзян развито поле песков. У побережья эти осадки имеют красноватый оттенок (за счет смыва и выноса латеритных кор выветривания), а в приглубой части шельфа они серого цвета. Во внешней зоне шельфа широко развиты пески реликтового происхождения, образованные при более низком уровне моря в мелководных условиях. Для них характерны желтовато-бурые и желтовато-серые цвета. Современной седиментации здесь не происходит из-за сильного течения Куросио. Узкая полоска шельфа вдоль восточного побережья Вьетнама характеризуется распространением илов с небольшими участками песков. Наибольший участок распространения песков находится на южновьетнамском шельфе. Здесь развиты, в основном, мелкозернистые разности. Среди них выделяются полосы средне- и крупнозернистых песков, приуроченные к древним береговым линиям. У самой кромки бровки шельфа и в верхней части материкового склона происходит перекрытие песков алевритами.

Зондский шельф, во внутренней зоне, сверху перекрыт в основном илами, у островов сложен карбонатными коралловыми отложениями, реже терригенными песками; во внешней зоне шельфа - реликтовыми песками и реже илами. Большая часть материкового склона занята илами, за исключением верхней части склона на севере моря и небольшого участка на западе, которые сложены алевритами. На материковом склоне получили значительное развитие карбонатные обломочные осадки, развитые вокруг коралловых островов, особенно следует отметить массив Наньшань.

В районе глубоководной котловины распространены тонкозернистые осадки -- пелиты серого и зеленовато-серого цвета. Вблизи островов Лусон, Палаван, местами у о.Калимантан развиты коралло-водорослевые отложения.

Значительная часть осадков Южно-Китайского моря характеризуется наличием $CaCO_3$ (чаще 10-30%, реже 30-50%). Наибольшее количество его встречается в осадках внешней части шельфа между островами Хайнань и Тайвань, 20% является типичным содержанием, а в некоторых местах его количество возрастает до 60%. В заливах и во внутренней зоне шельфа обычно содержание 10-20%. На континентальном склоне, особенно в его нижней части, количество $CaCO_3$ повышается.

III. Палеогеография шельфа Юго-Восточной Азии в кайнозое

В основу палеогеографических построений для кайнозоя шельфов Юго-Восточной Азии были положены данные стратиграфической корреляции между осадочными бассейнами района ЭСКАТО, использовались: геологическая карта Зондских и Филиппинских островов м-ба 1:2 500 000 А.В.Мишиной (1983), Тектоническая карта Индонезийского региона (в проекции Меркатора 1:5 000 000 по экватору) В.Гамильтона (1978), материалы поисково-разведочного и глубоководного бурения, опубликованные данные геологических и геофизических исследований.

К началу кайнозойской эры, в палеоцене, в пределах региона существовало два мегаблока континентальной коры: Азиатский и Австрало-Новогвинейский, разделенные единой областью позднемезозойской океанической коры Банда-Сулавеси. Период проявления спрединга в море Банда датируется ранним мелом - 138-111 млн.лет, в море Сулавеси - поздним мелом - 72-65 млн лет (Lee, Mabe, 1986) (карта 6.1).

Для протоазиатского континента характерно обширное поднятие территорий, включающих районы современных морей Желтого, Восточно-Китайского, значительной части Южно-Китайского и Яванского (Сундаленд). На протоконтинентальной окраине четко фиксируется начало активизации деструктивных процессов - раскол коры по системам разломов преимущественно северо-восточного и восток-северо-восточного простирания сопровождался образованием приразломных депрессий (грабенов и полуграбенов) различного масштаба, в которых началось накопление флювиально-озерных терригенных осадков, часто грубозернистых (Li, 1981; Holloway, 1982). Начало процессов растяжения в рифтовых зонах Желтого и северной части Южно-Китайского морей подтверждается проявлением вулканизма среднего и основного состава, в том числе толеитовых базальтов (64-56,5 млн.лет).

На территории северо-западного Калимантана и сопредельной акватории Южно-Китайского моря существовало внутреннее море. Бассейн седиментации в значительной степени был ограничен разломами. В южной приразломной части зона меланжа Боян трактуется как элемент субдукции океанической коры внутреннего моря Калимантана под его континентальное ядро. В строении меланжа принимают участие породы ультраосновного, основного и среднего состава, блоки перидотитов, ультраосновных брекчий, кремней, аспидных и кристаллических сланцев, известняков. Возраст меланжа Боян определен как позднемеловой-палеоценовый (Untung, 1985). Ограниченная дугообразной системой разломов, зона развития меланжа совместно с одновозрастными флишоидно чередующимися песчаниками и аргиллитами образуют континентальный склон внутреннего моря. В центральной части последнего аккумулировались глинистые осадки в фациях погруженного шельфа, что подтверждается данными поисково-разведочного бурения. По обрамлению протоазиатского континента шельфовые фации прослеживаются в относительно узкой полосе и представлены преимущественно песчано-глинистыми осадками, в то время как в пределах Австрало-

http://jurassic.ru/

Новогвинейского мегаблока, напротив, широко развиты карбонатные породы: калькарениты, известняки и мергели (Stratigraphic..., 1980).

Процессам рифтогенеза были подвержены также области развития древней океанической коры Тихого палеоокеана, сопредельные с Азиатским мегаблоком. В Западно-Филиппинской котловине около 58 млн.лет тому назад начинается первая фаза рифтогенеза и последующего спрединга с внедрением толеитовых базальтов вдоль оси северо-западного простирания (Hilde, Lee, 1984).

На границе между котловинами Западно-Филиппинской и Банда-Сулавеси вдоль глубинного, достигающего мантии, раскола океанической коры, заложившегося видимо в позднем мезозое, началось формирование Филиппинской островной дуги. Подводные базальты и спилиты, ассоциируют с кремнистыми сланцами, граувакками с прослоями кератофиров и ультраосновными породами. На отдельных, поднятых по разломам, блоках формируются карбонатные толщи (Мишина, 1980; Stratigraphic..., 1978).

Положение континентального склона в северной части региона трассируется условно, в южной - согласно представлениям В.Гамильтона (Hamilton, 1979). В пределах острова Хальмахера к фациям континентального склона отнесены турбидиты - гемипелагические осадки с брекчией, содержащей вулканические пеплы (Basement..., 1988).

1. Эоцен.

Эоценовый этап знаменуется активизацией процессов рифтогенеза в пределах и на обрамлении Азиатского мегаблока. Северо-Китайская и Желтоморская внутриконтинентальные рифтовые зоны связаны с глубинным разломом Таченг-Люжиан северо-восточного простирания и системой оперяющих разломов северо-северо-восточного и восток-северо-восточного направления. Процессы растяжения сопровождались проявлением вулканизма среднего и основного состава, накоплением флювиально-озерных осадков и ангидритов, свидетельствующих об аридном климате (The North China..., 1985). В пределах современного Южно-Китайского моря сочетание разнонаправленных осевых трещин рифтов образует древовидные системы. Накопление континентальных фаций в рифтовых зонах сопровождается внедрением основных лав (зоны Перл и Ханойская), трапповым магматизмом (Кыулонгская зона).

Размеры внутреннего моря северного Калимантана несколько сократились. Обширная зона эоценового меланжа Лубок-Анту, ограниченная дугообразной системой разломов, по составу осадочных и метаморфических комплексов аналогична зоне меланжа Боян (Untung, 1985). Меланж Лубок-Анту, область развития одновозрастных олистостром и турбидиты южной части о.Палаван являются фациями континентального склона внутреннего моря. Непосредственно в его пределах шло накопление преимущественно глинистых осадков - аргиллитов и алевролитов. В локальной, относительно приподнятой части побережья формировались мелководные известняки. (карта 6.2)

Эоценовая трансгрессия привела к образованию больших и малых заливов, вторгшихся в пределы южной части Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей, а также восточного Калимантана. О широком развитии прибрежно-морских и лагунных осадков свидетельствуют данные бурения (скв. Сампагуита-1, Кадлао-1 и многие другие). На юго-востоке Калимантана по системе разломов северо-восточного простирания резко погрузились блоки земной коры по обе стороны от хребта Мератус. В результате ингрессии, периодически проникавшей в узкие заливы, началось накопление эоценовых терригенных осадков мощностью более 500 метров. Здесь на мезозойском основании с несогласием залегают маломощные конгломераты, перекрытые кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Восточнее хр. Мератус отмечены прослои известняков (Hamilton, 1979).

Для шельфовых зон, обрамлявших протоазиатский континент в эоценовое время, характерно увеличение роли карбонатных осадков, которые наиболее широко представлены в южной части Восточно-Китайского моря, в Макасарском проливе и на северо-западном шельфе о.Палаван (Nakagawe et al., 1982; Hinz, Schluter, 1985 и др.). Устойчивый карбонатный шельф обрамлял Австрало-Новогвинейский мегаблок. Области развития шельфовых фаций Азиатского и Австрало-Новогвинейского мегаблоков континентальной коры были разделены зоной аккумуляции глубоководных глинистых осадков в котловинах морей Банда и Сулавеси. Экстраполяция данных по обрамляющей суше дает основание предполагать развитие кремнистых сланцев в восточной части моря Сулавеси (Ten, 1983).

В эоценовое время процессы рифтогенеза достигли моря Сулу, формирование океанической коры здесь датируется периодом 47-41 млн.лет (Lee, McCabe, 1986). Единая зона развития глубоководных осадков Банда-Сулавеси-Сулу указывает на наличие обширного пролива между Тихим и Индийским палеоокеанами в эоценовое время.

В Западно-Филиппинской котловине в начале этапа (52-42 млн.лет) продолжалась первая стадия рифтогенеза с осью спрединга ориентированной в северо-западном направлении. На рубеже 42 млн. лет в связи с изменением направления движения Тихоокеанской плиты с северного на западное ось спрединга изменила ориентировку на субширотную и была рассечена трансформными разломами субмеридионального простирания

http://jurassic.ru/

на ряд коротких сегментов (Hilde, Lee, 1984). В пределах котловины глубоководным бурением вскрыты океанические толеиты эоценового возраста (скв. 291), внедрение которых сопровождалось накоплением глубоководных илов (скв. 293, 294, 291). На относительно приподнятых срединно-плитных плато Бенхэм и Урданега, расположенных соответственно к югу и северу от оси спрединга, формировались мелы.

Движение Тихоокеанской плиты на запад обусловило, вероятно, отрыв и дрейф в западном направлении по системе левосторонних сдвигов Сороног окраинных частей Австрало-Новогвинейского протоконтинента. Это привело к образованию микроконтинента Сула и обдукции океанической коры моря Банда и Западно-Филиппинской котловины на окраине Азиатского мегаблока. Столкновение микроконтинента Сула с западным Сулавеси выразилось в перемещении офиолитов, формировании меланжевого комплекса (фации континентального склона), развитии надвигов и сдвигов. По соотношению с позднемеловыми кремнистыми породами и известняками время внедрения офиолитов Сулавеси соответствует 50 млн.лет (Silver et al., 1983). В меланжированных участках сланцы хаотически перемешаны с метаморфическими породами амфиболитовой, зеленосланцевой и филитовой фаций, а также с неметаморфизованными пелагическими кремнями, известняками и гипербазитами (Шульдинер и др., 1987).

В пределах п-ва Минахаса о. Сулавеси проявление известково-щелочного вулканизма, ассоциирующего с терригенно-карбонатными осадками, свидетельствует об образовании эоценовой наложенной вулканической дуги. Вулканическая активность проявлялась также в западной части о.Ява и в северной половине современного Филиппинского архипелага.

Фрагменты континентального склона, помимо упомянутых выше, фиксируются глубоководным бурением в северной части Филиппинского моря, где скважинами 445 и 446 вскрыты эоценовые глубоководные турбидиты, представленные вулканогенно-терригенными и терригенно-карбонатными образованиями (Крашенинников, 1982). У юго-западного побережья Суматры скважиной Панджанг пройдены позднеэоценовые терригенно-карбонатные турбидиты (Beandry, Moore, 1981). Присутствие эоценовых радиолярий в зал. Лингаян западного Лусона (Bio, 1986) дает основание предполагать наличие фаций континентального склона в сопредельной части Южно-Китайского моря.

2. Олигоцен

В позднем олигоцене интенсивная тектоническая активность способствовала дальнейшему дроблению окраин Азиатского континента. Морская трансгрессия охватила большую часть Южно-Китайского и Яванского морей. Внутриконтинентальная Северо-Китайская рифтовая зона продолжала растягиваться и погружаться по системе листрических сбросов, что подтверждается излиянием щелочных базальтов. Аллювиальные, озерные и дельтовые песчано-глинистые осадки замещаются озерными известняками на пологих бортах бассейна седиментации. Наличие солей в отдельных депрессиях свидетельствует о некомпенсированном прогибании (The North China..., 1985). В Желтом море процессы рифтогенеза прекратились и отдельные звенья рифтовой зоны предшествующего этапа объединились в единую крупную синеклизу. Континентальные песчаники обрамления синеклизы замещаются озерными глинами с прослоями ангидритов в наиболее погруженных депрессиях (Li, 1984).

Самыми знаменательными событиями для позднеолигоценового этапа являются: формирование протяженных окраинных рифтовых поясов и раскрытие котловины Южно-Китайского моря. В составе восточного рифтового пояса с севера на юг выделяются следующие рифтогенные структуры: Восточно-Китайская, Перл, Янгехай, Бакбо, Ханойская, Кыулонгская (Меконгская) и Натунская; в составе юго-западного пояса: Центрально- и Южно-Суматринская. Несколько обособленное положение занимал рифт Петтани в пределах современного Сиамского залива (Hellinger et al., 1984). Рифтогенные структуры образовались в результате дробления окраин Азиатского мегаблока по разнонаправленным разломам и разделены блоковыми поднятиями, являющимися областями сноса. По краям приразломных депрессий отлагались аллювиальные песчаные фации, в центральных частях - глинистые, формировавшиеся в озерных и болотных условиях седиментации (карта 6.3).

Рассматриваемый этап знаменуется разрывом коры в Южно-Китайском море и образованием молодой (37-17 млн.лет) океанической коры. Высокоамплитудная осевая аномалия субширотного простирания совпадает с положением подводных вулканических гор, с которых при драгировании подняты базальты щелочные и переходные от толеитовых к щелочным (Taylor, Hayes, 1980). Юго-западным сегментом зоны спрединга является рифтогенная структура эоценового заложения, ориентированная в северо-восточном направлении. Этот сегмент является связующим звеном между зоной спрединга и рифтовым поясом, обрамлявшим Азиатский континент. В пределах зоны спрединга внедрение базальтов сопровождалось, по-видимому, накоплением глинистых осадков, которые по мере удаления от оси спрединга замещались последовательно песчано-глинистыми осадками мелкого моря и известняками, широко представленными на блоках массива Наньшань и Парасельских островов.

Зоны аллювиально-морских и шельфовых фаций обрамляли Азиатский континент. Первые представлены песчано-глинистыми осадками с прослоями конгломератов, реже углей и вулканокластов. На шельфах Азиатского континента отлагались карбонатно-терригенные осадки, а на устойчивом карбонатном шельфе

http://jurassic.ru/

Австрало-Новогвинейского континента преобладали известняки, калькаренитыи мергели.

На границе между тектонически активной окраиной Азиатского континента и Западно-Филиппинской котловиной продолжалось становление Филиппинской островной дуги. Интенсивное проявление островодужного известково-щелочного вулканизма ассоциируется с накоплением аллювиально-морских терригенных и мелководно-морских терригенно-карбонатных осадков (Stratigraphic..., 1978 и др.).

В Западно-Филиппинской котловине в позднеолигоценовое время обстановка постепенно стабилизируется. Однако, поднятые при драгировании в центральной части котловины экструзивные трахиты и базальты (27-22 млн.лет) свидетельствуют о том, что тектоническая активность имела место и после прекращения спрединга. В Западно-Филиппинской котловине аккумулируются пелагические глины и алевриты (скв. 294, 295), бурые абиссальные глины и илы (скв. 290, 291, 447), содержащие в ряде случаев вулканические пеплы. На плато Бенхэм и Урданега формировались нанофораминиферовые мелы (скв. 292).

3. Миоцен

В среднемиоценовое время продолжалась трансгрессия, проявившаяся в наиболее значительной степени в южной части региона. На севере, в заливе Бохайвань и на территории Желтого моря, обстановка седиментации весьма сходна с позднеолигоценовым этапом. Лишь в отдельных депрессиях Северо-Китайской рифтовой зоны и Желтоморской синеклизы началось формирование озерных мергелей (карта 6.4).

На территории современного Восточно-Китайского моря имели место две протяженные зоны седиментации северо-восточной ориентировки, разделеннные горстовым поднятием Синдзи-Тайвань. В западной зоне развитие дельты на севере и вторжение узкого залива на юге обусловили формирование прибрежно-морских и мелководно-морских песчано-глинистых осадков. В восточной - в Окинавском рифтовом троге - начался процесс растяжения земной коры, что нашло отражение в излиянии известково-щелочных вулканитов и накоплении песчано-глинистых пород и туфов (Yin, 1984).

На рубеже 17 млн.лет прекратился спрединг в котловине Южно-Китайского моря и устанавливается режим окраинного моря. Интенсивное погружение глубоководной котловины способствовало вторжению морских вод в депрессии Перл, Бакбо, Ханойскую, что обусловило создание условий полузамкнутых морей (Wang, 1983). Основным источником терригенного материала на севере здесь являлись дельты, а на юге - приподнятые над уровнем моря блоки хребта Вейтам-Ченху и Парасельских островов (Тхыонг, 1980). На бортах депрессии Перл отмечено формирование известняков, в т.ч. и рифогенных (Wu, 1985). Дельтовые фации, помимо того, развиты на западе и востоке Калимантана, но максимальное распространение они получили в Сиамском заливе, что находит подтверждение в данных поисково-разведочного бурения - скв.16-В,4-В-1 и др. (Synoptic..., 1980 и др.).

Для южного обрамления азиатского континента (Суматринско-Яванская зона) увеличение темпов прогибания существенно изменило палеогеографическую обстановку на среднемиоценовом этапе. Здесь широко распространены терригенно-карбонатные осадки мелководно-морского генезиса. Источником сноса являлись материковые окраины и блоки Барисанского хребта, сопряженные с правосторонним сдвигом Семанко. Дополнительным источником осадочного материала в центральной Суматре служила дельта. Вулканокласты присутствуют в разрезах южной Суматры и Явы (Beddoes, 1981). На отдельных приподнятых блоках формировались рифогенные известняки, получившие наибольшее распространение на северной Суматре.

В современном Макасарском проливе и сопряженной части Восточного Калимантана продолжались процессы растяжения земной коры, начавшиеся в раннем миоцене (Hamilton, 1979). По комплексу геолого-геофизических данных предполагается наличие океанической коры в Макасарском проливе (Charlton, 1986). Осевая трещина ориентирована в северо-восточном направлении и рассечана на ряд сегментов серией поперечных трансформных разломов. Максимально смещен южный сегмент, ограниченный на западе поднятием Патерностер. Значительный привнос осадочного материала обеспечивался дельтой реки Махакам. В центральной части рифтовой зоны предполагается аккумуляция глинистых осадков в фациях погруженного шельфа.

Область аккумуляции глубоководных известковистых глин в котловине Южно-Китайского моря обрамлялась на северо-западе и юго-востоке блоками устойчивого карбонатного шельфа Парасельских островов и массива Наньшань соответственно. Следует отметить рост карбонатных надстроек на шельфе северо-западного Калимантана. Наиболее значительное распространение они получили в блоке центральной Луконии, приподнятом вдоль разлома Танджер северо-западного простирания.

Комплексными геофизическими работами установлено, что кровля карбонатной платформы Наньшань распространяется под комплексом среднемиоценового меланжа трога Палаван. Клин меланжа является аллохтонной массой, надвинутой со стороны моря Сулу на микроконтинент Наньшань. Северо-восточной границей аллохтона служит разлом Улунган, пересекающий о.Палаван (Hinz, Schluter, 1985). Непосредственно в море Сулу у побережья Калимантана во внешне-неритических и суббатиальных условиях формировались турбидиты, представленные серыми аргиллитами с прослоями и линзами тонкозернистых песчаников,

http://jurassic.ru/

известняков и глинистых сланцев (скв.А-1,В-1), т.е. образования типичные для континентального склона (Micreo..., 1975). На п-ве Дент восточного Калимантана в результате тектонических подвижек, взрывной вулканической активности и гравитационных скольжений в среднем миоцене образовались олистостромы, в строении которых принимают участие брекчии, аргиллиты и туфы (Stratigraphic..., 1978). Меланж, турбидиты и олистостромы контролируют положение континентального склона моря Сулу и частично моря Сулавеси. Глубоководные котловины этих морей, на наш взгляд, представляли единое целое на среднемиоценовом этапе развития региона.

В пределах Филиппинской островной дуги начались подвижки по левостороннему сдвигу Центрального разлома. Это обусловило формировние рифтовой зоны, разделенной поперечными блоками на два сегмента: южный - Агусан-Давао, где шло накопление аллювиальных терригенных осадков, и северный -- Южно-Лусонский, в котором аккумулировались песчано-глинистые разности в условиях погруженного шельфа. В отдельных звеньях Филиппинской дуги, на п-ве Минахаса о.Сулавеси и на островах Зондской дуги активизировались проявления известково-щелочного вулканизма (Hamilton, 1979; Hayes, Lewis, 1985).

Вокруг Австрало-Новогвинейского мегаблока и отделенных от него блоков (о-ва Сула, Серам, Мисоол и другие более мелкие) широко распространены карбонатные породы: известняки, доломиты, калькарениты, рифогенные известняки (Pigram, Surono, 1985 и др.). Карбонатный шельф почти полностью обрамляет котловину моря Банда, обособленную на этом этапе от Тихого и Индийского палеоокеанов.

Со стороны Тихого океана положение континентального и островного склона трассируется по смене шельфовых фаций глубоководными. С Индоокеанской стороны породы турбидитного облика установлены у побережья о.Суматры (скв. Раджа-1, Палембан). В центральной части южной Явы аналогичные породы перемещены в пределы острова по левостороннему сдвигу 070 (Chotin et al., 1984). Аккумуляция в восточной части о.Сумба известняков в глубоководных фациях дает основание предполагать приуроченность этой части острова к континентальному склону (Burollet, Balli, 1982).

4. Поздний миоцен-ранний плиоцен

Позднемиоцен-раннеплиоценовый этап знаменуется становлением современной морфоструктуры региона и прекращением процессов рифтогенеза в пределах и по обрамлению Азиатского континента. Только лишь в периконтинентальном Окинавском троге Восточно-Китайского моря началась первая фаза рифтогенеза (Analisic..., 1985). Это нашло отражение в расколе земной коры по разломам северо-восточного и восток-северо-восточного направления, внедрении даек, накоплении пирокластов в южной и восточной частях рифтогенной структуры. Начало раскрытия трога Окинава датируется 5,3 млн.лет (Lin, Chen, 1984). Непосредственно в пределах Азиатского континента в изолированных впадинах накапливались озерные, преимущественно терригенные осадки, иногда с прослоями углей. Наиболее крупной структурой подобного рода являлся Северо-Китайский бассейн.

Море продолжало наступать на Азиатский и Австрало-Новогвинейский континенты в пределы Желтого, Восточно- и Южно-Китайского, а также Тиморского морей. Значительная часть обширных прибрежных равнин на обрамлении континентов связана с дельтами рек Ихэ, Красной, Меконг, Менам, Барам, Махакам и других, проградировавших в акватории морей Желтого, Южно-Китайского, Сулу, Сулавеси, Макасарского пролива и Сиамского залива. В южной части последнего впервые начинает ощущаться влияние морской трансгрессии. Пески и глины аллювиальной равнины северной части залива (скв. 4-В-1) замещаются трансгрессивными плохо отсортированными песчаниками с редкими прослоями известняков и алевритов с угольными пропластками средней его части (свк. 16-В-1), в то время как в южной - отлагались аргиллиты и песчаники в обстановке мелкого моря (Synoptic..., 1980).

На о.Суматра Барисанский хребет испытал интенсивное воздымание, сопровождавшееся вулканизмом. Морские проливы, через которые в среднем миоцене осуществлялась периодическая связь между мелким морем Суматры и Индийским палеоокеаном, окончательно исчезли, обусловив континентальный и прибрежно-морской характер седиментации в восточной Суматре (Saint-Mar et al., 1977). По направлению к Барисанскому хребту терригенные разности замещаются вулканокластами (Sanesi, Tasuno, 1979). Аллювиально-морская равнина протягивалась от Суматры на северо-восток, охватывая северную часть Яванского моря и бассейн Барито Калимантана, где грубозернистые осадки содержат прослои углей (карта 6.5).

Широкая полоса развития шельфовых, преимущественно песчано-глинистых осадков, обрамляла Азиатский континент с востока от п-ва Корея до о.Калимантан. Накопление песчаных разностей характерно для погрузившихся под уровень моря поднятий Синдзи-Тайвань в Восточно-Китайском море и Вейтам-Ченху в северной части Южно-Китайского. Погружение указанных подводных хребтов определило условия открытого моря в ряде бассейнов седиментации Желтого, Восточно-Китайского и северного обрамления Южно-Китайского морей, а также снос дельтовых осадков р. Сицзян в пределы континентального склона Южно-Китайского моря. Шельфовые фации северо-западной Суматры текже представлены песчано-глинистыми разностями. Внешняя "невулканическая" дуга (о-ва Ниас, Сиберут и др.) выведена из-под уровня моря. Фронтальный прогиб погрузился по системе разломов, что обусловило аккумуляцию относительно глубоководных аргиллитов в отдельных заглубленных "ваннах". Восточная часть шельфового

http://jurassic.ru/

Яванского моря была ареной глинисто-карбонатной седиментации. Преимущественно карбонатные разности преобладали на шельфе Австрало-Новогвинейского континента. Следует отметить заложение структур типа желобов на шельфе Яванского и Тиморского морей. Структуры ограничены системами разломов и выполнены относительно глубоководными фациями погруженного шельфа - глинами и мергелями (Яванское море).

Побережье и шельф северо-западного Калимантана повторно испытали значительное погружение. Фации континентального склона представлены батиальными турбидитами (скв.Дудар,Тембенго), а в центральной части началась аккумуляция глубоководных аргиллитов (скв. АН-2х, .1-1х), перекрывших в значительной степени толщу рифогенных известняков Центральной Луконии. На приподнятых блоках Парасельских островов и массива Наньшань продолжается формирование известняков, в т.ч. и рифогенных.

Положение континентального и островных склонов по обрамлению Азиатского мегаблока в целом в значительной степени контролировалось островными дугами и глубоководными желобами. Формирование Зондского желоба повлекло за собой прогрессирующее погружение о.Сумба и моря Саву. Турбидиты о.Сумба в позднем миоцене-раннем плиоцене представлены пелагическими известняками, мергелями и вулканогенными песчаниками (Burollet, Balli, 1982). Глубоководные котловины региона развивались в режиме окраинных морей, о чем свидетельствует углубление дна и пелагическая седиментация.

В пределах Филиппинской островной дуги в период 4,1-0,5 млн.лет активно проявлялся вулканизм основного и среднего состава. Наземные и подводные андезиты и базальты прослеживаются и южнее: на островах Сингихе, на п-ве Минахаса о.Сулавеси. Серия вулканитов аналогичного состава и возраста характерна и для Малой Зондской островной дуги, возникшей на продолжении Суматринско-Яванского вулкано-плутонического пояса.

5. Поздний плейстоцен (климатический оптимум рисс-вюрмского времени, около 125 тыс. лет назад)

При составлении карт использован фактический материал, полученный нами в рейсах: нис "Каллисто" No 15 (1981), нис "Вулканолог" No 13 (1982), нис "Ак.К. Несмеянов" No 2 и нис "Ак.А. Виноградов" No 1 (1983). Литологические исследования в рейсе сопровождались эхолотным промером, НСП и гидрологическими наблюдениями. Учтены также литературные данные (Niino, Emery, 1961; Emery, Niino, 1963; Чинь Фунг, 1981; Безруков и др., 1970).

Рисс-вюрмское время представляет собой последний этап наиболее высокого положения уровня Южно-Китайского моря, которое имело место около 125 тыс. лет назад. Этот уровень был, по-видимому, на 10-15 м. выше современного (над высоким уровнем прилива) и сформировал в то время серию морских террас, высота которых в настоящее время от 10-17 до 25 м на побережье Индокитайского и Малаккского полуостровов и на ряде островов. На суше в это время была затоплена значительная часть равнин Менама, Меконга, Красной и других рек. Воды Южно-Китайского моря глубоко проникли (до 250-300 км) по долинам рек, затопив их устья. На значительной площади равнин в зто время формировались прибрежно- морские отложения. Наращивание толщи осадков происходило, в основном, на затопленных участках побережья и в прибрежной части шельфа. На обширной территории зондского шельфа (на юге района) на его значительной части отлагались литоральные осадки. Внешняя же часть шельфа Индокитайского полуострова и на севере района представляла собой область их транзита. На материковом и островном склонах и в глубоководной котловине накапливались алевритовые и пелитовые илы. Вокруг многочисленных островов на шельфе и на подводных банках материкового и островного склонов формировались рифогенные образования (карта 6.6).

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Атлас физико-географических данных Южно-Китайского моря. - Л., Гидрографическое управление ВМФ СССР, 1953.

Безруков П.А., Лисицин, А.П., Петелин В.П. и др. Карты донных осадков Тихого океана. В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М., "Наука", 1970, т.1, с.404.

Величко М.Е. Дельтовые комплексы кайнозоя и особенности строения осадочной толщи Ю.-К. моря (в связи с нефтегазоносностью). - Дис-ция на соиск. уч. ст. к.г.-м.наук, Москва, 1981.

Данг Конг Минь. Распространение приливных волн и приливные колебания уровня Ю.-К. моря. - Океанология, 1975, 15, N 4, с.580-586.

Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена Северо-западной части Тихого океана. М., Наука, 1982, 141 с.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965, 368 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М., "Наука", 1974, 440 с.

Мишина А.В. Геологическое развитие Индонезийско-Филиппинского региона в палеогене и неогене. - Изв.ВУЗов, Геол. и разведка, 1980, с.3-20.

Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеоиздат, 1974, с.608-615.

Турко Н.Н. Рельеф дна Южно-Кчтайского. моря и моря Сулу. - Океанология, 1973, 13, N 3, с.460-466.

Тхыонг Н.М. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности ханойского прогиба. - Депон.рукопись N 7393, 1983. Мат.XI научн.конфер.мол.ученых, сер.Горючие ископаемые, с.67-73.

Чень Цзюнь Жень, Фэн Вэнькэ, Чжао Сингао. Предварительные исследования древней береговой линии с отметкой 50 м в северной части Южно-Китайского моря. - Дили сюэбао. Acta geogr. sin., 1983, v. 38, N 2, p. 176-187 (перевод с кит., N перевода И-28385, М., 1984).

Чинь Фунг. Особенности рельефа и осадкообразования на шельфе Северного Вьетнама. - Деп. ВИНИТИ N 5056 от 3.11.1981, 42 с.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ванчук А.И. Фундамент Тихо океанских активных окраин. М., Наука, 1987, 208 с.

Analysis of gravity measurements in East China Sea and their tectonic interpretation. / X. Yushing, L. Suawang, Z. Zhougten et al. - Mar. Geophys. Res., 1985, v.7, N 3, p.389-400.

Basement rocks of the Halmahera region, eastern Indonesia: a late Cretaceous-early Tertiary arc and fore-arc / R. Hall, M.G. Andley-Charles, F.T. Banner et al. - J. Geol. Soc., London, 1988, v.145, N 1, p.65-84.

Beaudry D., Moore G.F. Seismic-stratigraphic framework of the forearc basin off central Sumatra, Sunda Arc. -- Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v.54, N 1, p.7-28.

Beddoes L.R. Hydrocarbon plays in Tertiary basins of South-East Asia. - Energy, 1981, v.6, N 11, p.1141-1163.

Big C. The North Luzon trough as a Mediterranean Sea. - Mem. Geol. Soc. China, 1986, N 7, p.125-134.

Burollet P.F., Salle C. Histoire gewWologique de l'Ile de Sumba (IndonewWsie). - Bull. Soc. GewWol. France, 1982, t.XXIV, N 3, p.573-580.

Charlton T.R. A plate tectonic model of the eastern Indonesia collision zone. - Nature, 1986, v.319, N 36, p.79-91.

Chotin P., Rasplus L., Rampnoux J.-P. La sewWdimentation associewWe ayY une structure dewWcrochante majeure dans la partie centrale de l'Ile de Java (IndonewWsie). - Bull. Soc. GewWol. France, 1984, t.XXVI, N 6, p.1256-1268.

Emery K.O., Niino H. Sediments of the Gulf of Thailand and adjacent continental shelf. - Geol. Soc. of Am. Bull., 1963, v. 74, p.541-554.

http://jurassic.ru/

Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region. - Wash., 1979, 345 p.

Hayes D.E., Lewis S.D. Structure and tectonics of the Manila Trough system, western Luzon, Philippines. - Energy (Gr.Br), 1985, v.10, N 3-4, p.263-279.

Hellinger S.J., Lawver L.A., Sclater J.G. The subsidence, thermal and maturation history of the Pettani trough in the Gulf of Thailand. - In.: Heat flow combined proceeding of the joint ASCOPE/CCOP workshop I and II. Oct.1981, Jakarta, Indonesia. Oct.1984, Bangkok, Thailand, p.21-44.

Hilde Th.W.C., Lee Ch.Sh. Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation. - Tectonophysics, 1984, v.102, N 1-4, p.85-104.

Hinz K., Schluter H.U. Geology of the Dangerous grounds, South China Sea, and the continental margin off Southwest Palawan: results of Sonne cruises SO-23 and SO-27. - Energy, 1985, v.10, N 3-4, p.297-315.

Holloway N.H. North Palawan block, Philippines - its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea. - AAPG Bull., 1982, v.66, N 9, p.1355-1383.

Jin X. The tectonic beneath the Okinawa trough. - Chin.J. okeanol. limnol., 1984, v.2, N 1, p.73-78.

Lee Ch.-Sh., Mabe R. The Banda-Celebes-Sulu basins: a trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust? - Nature, 1986, v.322, N 6074, p.51-54.

Li D. Geologic evolution of petroliferous basins on continental shelf of China. - AAPG Bull., 1984, v.68, N 8, p.993-1003.

Lin Zh., Chen X. Analysis and geological interpretation of the heat flow values in Okinawa trough. - Mar. Geol. and Quatern. Geol., 1984, v.4, N 1, p.93-100.

Micropaleontological investigations of Sulu Sea A-I and B-I wells. - CCOP (XII)/46, 47, 1975, 25 p.

Niino H., Emery K.O. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea. - Geol. Soc. of Amer. Bull., 1961, v. 72, p.731-762.

Pigram C.J., Surono S.T.B. Origin of the Sula platform, Eastern Indonesia, - Geology, 1985, v.13, N 4, p.246-248.

Saint-Marc P., Paltriniari F., Situmorang B. Le cewWnozoique d'IndonewWsie occidentale. - Bull. Soc. GewWol. France, 1977, v.7, N 1, p.125-134.

Sanoesi T., Tasuno P.H. The Tanjung (South Kalimantan) and Sei Teras field (South Sumatra): a case history of petroleum in the pre-Tertiary basement. - Proc. XVI Sess. CCOP, 1979, p.238-243.

Sawamura K., Laming D.J.C. Sea-floor in the Gulf of Thailand and Quaternary sea-level changes. - CCOP Newsletter, v. 1, N 4, 1974.

Silver E.A., Read D., Maffrey R., Yoyodiwizyo Y.U. Back arc thrusting in the Eastern Sunda Arc, Indonesia. - J. Geoph. Res., 1983, v.88, p.7429-7448.

Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region, v.5. ESCAP Atlas of Stratigraphy IayY Mineral Resources Development Series, 1978, N 44 (United Nations).

Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region, v.7. ESCAP Atlas of Stratigraphy II. Mineral Resources Development ser., 1980, N 46 (United Nations).

Synoptic review of some hydrocarbon and potential hydrocarbon-bearing basins of Southeast Asia. - United Nations development programme (UNDP). Techn. support for regional prospecting in East Asia, A.093, 1980, 55p.

Tan D.N.K. Charts of Southeast Asia. In: Siliceous deposits Pacific regions, Amsterdam, 1983, v.36, p.79-91.

Taylor B., Hayes D.E. The tectonic evolution of the South China basin. - In: The tectonic and geological evolution of Southeast Asian seas and islands. - Wash., 1980, p.89-104.

The North China basin: an example of Cenozoic rifted intra-plate basin. / H. Ye, K. Shedlock, S. Hellinger et al. - Tectonics, 1985, v.4, N 2, p.153-169.

Tjia H.D., Tujii S., Kigoshi K. Changes of sea-level in the southern South China Sea area during Quaternary times. - Quaternary geology of the Malay-Indonesian coastal and offshore areas CCOP, 1977, p.11-36.

http://jurassic.ru/

Untung M. Progress report on the Java-Borneo transect (VII). - CCOP, Proceed. of the XXI sess., p.II, 1985, p.164-169.

Wang D., Sun Y., Zheng J. Depositional features and oil and gas distribution in some of the fault-depression lake basins in North China. - Acta Petr.Sinica, 1983, v.4, N 3, p.13-21.

Wu T.-M. A history of oil and gas exploration in the central and northern parts of the South China Sea. - Energy, 1985, v.10, N 3-4, p.413-419.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 7

ШЕЛЬФ ИНДИЙСКОГО СУБКОНТИНЕНТА

КАЙНОЗОЙ

Л.П. Кондакова
А.А. Чистяков

Предлагаемые карты составлены для шельфов и прилегающей суши Индостанского субконтинента, а также северной части Индийского океана. Территория ограничена 60° и 96° в.д., 28° и 7 с.ш. Они построены для следующих этапов развития: конца позднемелового-палеоценового, эоценового, олигоценового, раннесреднемиоценового и позднемиоценового-плиоценового (карты 7.1, 7.2, 7.3, 7.4, 7.5). При составлении карт использовались опубликованные в различных изданиях литолого-стратиграфические разрезы по скважинам, сейсмогеологические профили, геологические, палеогеографические, литологофациальные карты на весь регион или его отдельные части, результаты дешифрирования космических материалов, а также личные исследования. На рис. 7.1 показаны линии основных сейсмогеологических профилей и скважины, которые использовались при построениях.

I. Литология, стратиграфия и тектоника.

Основные тектонические элементы прибрежной суши продолжаются и в пределы шельфа. Литолого-фациальный состав и стратирафия кайнозойских отложений суши, хотя и претерпевают на шельфе характерные изменения, все же сохраняют общность и взаимосвязь. Так, от суши в сторону моря обычно происходит смена аллювиальных и дельтовых прибрежно-морскими, морскими, мелководными и глубоководными отложениями. При этом преимущественно терригенные отложения могут сменятся терригенно-карбонатными и карбонатными. Палеогеновый комплекс в общих чертах отличается от неогенового значительно большим содержанием карбонатных разностей, среди которых заметную роль играют известняки биогенного происхождения. На фоне общих закономерностей седиментации отдельные типы осадочных бассейнов в связи с особенностями их геологического развития отличаются специфическими литолого-фациальными комплексами. В пределах Индостанского шельфа можно выделить четыре такие группы. К первому типу относятся шельфы, сформировавшиеся на периконтинентальных прогибах древней Индостанской платформы (западные -- Бомбейский, Кач-Катиаварский; юго-западный -- Конкан-Кералский; юго-восточный -- Полк-Манарский, Каверийский, Годавари-Кришна). Для них характерны средние по величине мощности кайнозойских отложений (2-5 км). Типичным примером этой группы является Бомбейский шельф. Палеоген на прилегающей суше представлен песчано-глинистой толщей мелководно-морских, дельтовых и аллювиальных отложений мощностью 2-3 км, залегающей непосредственно на траппах позднемелового-раннепалеогенового времени. Для них характерны резкие колебания мощностей и значительная литологическая изменчивость. На шельфе мощности увеличиваются, дельтовые песчано-глинистые толщи сменяются сначала продельтовыми алевритистыми и илистыми фациями, далее к юго-западу мелководно-морскими карбонатно-глинистыми и карбонатными и, наконец, у материкового склона и на самом склоне преимущественно глинистыми (рис. 7-2-3).

Миоценовые отложения на суше представлены континентальными и мелководно-морскими песчано-глинистыми толщами мощностью до 850 м, на шельфе -- морскими, преимущественно глинами с редкими прослоями известняков мощностью до 1500 м.

Шельфы второго типа (Индский, Бенгальский) приурочены к периконтинентальным прогибам, расположенным в зоне сочленения древней Индостанской платформы и кайнозойских складчатых поясов -- Киртара (на западе) и Аракан-Йома (на востоке). В тектоническом плане они соответствуют краевым прогибам. Для них характерны мощные кайнозойские отложения, среди которых на суше и шельфе широкое развитие имеют аллювиально-дельтовые и морские терригенные и карбонатные фации. На континентальном склоне и подножии они сменяются преимущественно алеврито-глинистыми и песчано-глинистыми осадками крупных глубоководных конусов выноса -- Индского, Бенгальского и Никобарского, олигоцен-четвертичного возраста. Подстилающими являются пелагические отложения палеоцен-эоценового возраста.

На Индском шельфе, расположенном вдоль северного побережья Индостана в северной части Аравийского моря) и прилегающей к нему суше палеогеновые и нижнемиоценовый комплексы характеризуются переслаиванием песчано-глинистых и карбонатных толщ, часто со значительным преобладением последних. Их мощность варьирует - от 0,25 до 3 км Среднемиоценовый и четвертичный комплексы на суше представлены континентальными, пролювиально- делювиальными, озерными и аллювиально-дельтовыми песчаниками, глинами и конгломератами мощностью до 5 км. На шельфе - дельтовыми и мелководно-морскими терригенными отложениями (рис. 7-4-5).

На континентальном склоне и подножии рассмотренные комплексы прибрежной суши и шельфа переходят в пелагические карбонатно-терригенные отложения палеоценового-нижнеэоценового возраста и алевритоглинистые отложения крупного глубоководного Индского конуса среднеэоценового-четвертичного возраста, общая мощность которых составляет 5-7 км. Отложения Индского конуса были вскрыты несколькими скважинами (скв.219-224), пробуренными с судна "Гломар Челенджер", а также исследованы

http://jurassic.ru/

геофизическими методами (Бабенко., Панаев и др., 1981; Волков., Гагельганц и др., 1981 и др.) (рис. 7-7)

Бенгальский шельф, расположенный на северо-востоке Индостана и севере Бенгальского залива, а также прилегающая с севера суша сложены карбонатно-терригенными морскими верхнемеловыми (?) и палеогеновыми отложениями общей мощностью до 5-8 км. В пределах шельфа, прилегающего к Западно-Бенгальскому склону Индостанской платформы возможны отложения нижнего мела, юры и палеозоя (сер. гондвана) (рис. 7.6). Для эоценового комплекса характерно присутствие известняков, в том числе рифогенных (Shrivastava D.C., Mathur R.K., 1989). Неогеновый комплекс представлен прибрежно-морсками и аллювиально-дельтовыми терригенными толщами общей мощностью 5-8 км. Заканчивается разрез широко развитым четвертичным аллювием мощностью до 250 м. На шельфе по сравнению с сушей значительно увеличиваются в мощности неогеновый и четвертичный комплексы. В более глубоководной части Бенгальского залива выделяются 3 литолого- стратиграфических комплекса: меловой-нижнеэоценовый, среднеэоценовый-нижнемиоценовый и верхнемиоценовый-голоценовый. Нижний комплекс представлен пелагическими осадками, два верхних представляют собой отложения Бенгальского и Никобарского глубоководных конусов (рис. 7-6). Максимальные мощности отложений Бенгальского глубоководного конуса 7-10 км. Характер сочленения осадочных отложений Индостанского континентального склона с отложениями Бенгальской котловины остается неясным. На основании сейсмосъемки МОВ предполагается, что некоторые наиболее древние отложения континентального склона продолжаются под более молодые осадки Бенгальского конуса (Carray J.R., Emma F.I. и др., 1982). Непосредственно у подошвы континентального склона расположена узкая полоса осадков, по-видимому, принесенных контурными течениями.

Третий тип шельфов, приуроченных к периконтинентальным прогибам, примыкающим на суше к складчатым областям (тыловым, межгорным прогибам), представлен Иравадийским и Макранским. Для них характерны мощные толщи осадочного чехла (7-10 км), сложенные преимущественно неогеновой молассой и палеогеновыми преимущественно морскими отложениями. На более детально исследованном Иравадийском побережье выделяются три литолого-стратиграфических комплекса: палеоцен-эоценовый, олигоцен-среднемиоценовый (серия пегу) и верхнемиоцен-плиоценовый (серия иравади). Два нижних комплекса мощностью 6-9 км представлены преимущественно переслаиванием глинистых и песчаных свит с редкими прослоями конгломератов, известняков и мергелей. Верхнемиоцен-плиоценовый комплекс представлен красноцветными пресноводными песчаниками, галечниками с прослоями глин, конгломератами мощностью до 3 км. На шельфе мощности всех комплексов и особенно верхнего увеличиваются, роль морских фаций резко возрастает. Однако в центральных частях Андаманского моря осадочный чехол отсутствует.

Четвертый тип составляют шельфы островных дуг (Андаманский, Никобарский).

Они выполнены кайнозойскими отложениями мощностью 4-5 км. В пределах Андаманских островов выделяются четыре литолого-стратиграфических комплекса: верхнемелового-палеоцен-эоценового возраста, олигоценового, миоценового и четвертичного возраста. Первый верхнемеловой-палеоцен- эоценовый комплекс характеризуется черными глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами с прослоями и линзами водорослевых и фораминиферовых известняков, образующих биостромы. Олигоценовый комплекс представлен алевритами и глинами, а также пачками чередования песчаников и глинистых сланцев с подчиненными прослоями известняков. Миоценовые отложения сложеиы глинистыми сланцами и известняками, четвертичные -- ракушечниковым конгломератом, песками, глинами и гравием. В сторону шельфа все отложения становятся более тонкими, происходит замещение преимущественно алеврито-глинистыми и карбонатными разностями. Общая мощность кайнозойских отложений превышает 4 км. В западном направлении увеличиваются мощности миоценового и четвертичного комплексов, которые затем переходят в осадочное выполнение Зондского желоба. (рис. 7-8)

Шельфы и материковый склон Индостанского субконтинента характеризуются преимущественно континентальной корой. Основные структурные элементы суши продолжаются в пределы шельфа. Крупные краевые прогибы на суше (Прибрежно-Макранский, Карачинский, Бенгальский, Иравадийский) в зоне шельфа еще больше погружаются. Внутриконтинентальные рифты, продолжаясь в пределы шельфа, осложняются поперечными разломами, по которым фундамент ступенеобразно понижается в сторону океана. Складчатые сооружения (Киртар, Аракан-Йома), погружаясь на шельфе, продолжаются далее в океане в виде подводных хребтов и цепи островов (хр. Меррей, Андаманские и Никобарские острова). В пределах шельфа в рельефе они часто не выражаются, но намечаются по сокращению мощностей в неогеновых отложениях.

Согласно мобилистской гипотезе в палеозойское время произошло дроблеине и деструкция Гондваны вследствие рифтогенеза и формирования новой океанической коры. В мезозойскую эру в результате продолжающегося спрединга и активного раскрытия Индийского океана Индостанский субконтинент претерпел значительные смещения в северо-восточном направлении, а в кайнозойское время окончательно примкнул к Евразии. В результате процессов коллизии произошло скучивание вещества. Сформировались складчатые сооружения и крупные краевые прогибы. Геосинклинальная гипотеза предполагает на данном этапе развития Индостанского субконтинента замыкание геосинклинальных областей, в которых накапливались флишевые толщи, и преобразование их в дальнейшем в горноскладчатые сооружения. Последнее сопровождалось формированием краевых прогибов и заполнением их мощными молассовыми толщами.

http://jurassic.ru/

В пределах древней Индостанской платформы в результате эпиплатформенной активизации образовались глыбовые горы и авлакогены. В древних авлакогенах возобновились подвижки.

II. Палеогеографические рсконструкции.

1. Конец позднемелового (маастрихт) и дат -- палеоценовое время.

В конце позднемелового времени на рубеже с палеогеном в пределах Индостанского субконтинента произошли значительные изменения в палеогеографической обстановке (карта 7.1). Они были вызваны усилением положительных тектонических движений и дроблением континента, что сопровождалось интенсивным проявлением интрузивной и особенно эффузивной деятельности, глубоким размывом ранее сформировавшихся пород и накоплением континентальных, проибрежно-морских и мелководно-морских толщ. Центральная часть Индостана представляла собой, по-видимому, обширную, но незначительно приподнятую над уровнем моря и слабо расчлененную равнину, которая подвергалась процессам эрозии и денудации. Декканская синеклиза, расположенная в западной части Индостанской суши, в течение мелового времени являлась низкой аккумулятивной равниной, которая фиксируется по распределению морских и континентальных меловых отложений, а также распространению эффузивных толщ. Однако в конце позднемелового времени большая ее часть была осушена, маломощные меловые осадки подверглись размыву, а затем были перекрыты мощными лавовыми потоками. Лава покрыла площадь более 250 000 кв.км. В пределах современного Камбейского грабена, Бомбейского и Кач-Катиаварского шельфов, которые примыкали с запада к Декканской синеклизе, существовала, по-видимому, аналогичная обстановка. Здесь трапповые породы ложатся или непосредственно на кристаллический фундамент, как к югу от Бомбейского свода, или на мезозойские породы, максимальная мощность которых в наиболее опущенных блоках достигает 2-3 км.

Индостанская суша с запада, юга и востока была окружена озерно-аллювиальными равнинами, переходящими в прибрежно-морские равнины и мелководные шельфовые моря. Последние занимали обширные площади и простирались в пределы современного Аравийского моря и Бенгальского залива. К западу от Индостанской суши в пределах современной Индской равнины в маастрихтское-датское время в непосредственной близости от суши в прибрежных и мелководно-морских условиях накапливались кварцевые разнозернистые косослоистые пески с маломощными прослоями глин и кварцевых гравелитов. В западном направлении они сменялись сначала песчано-глинистыми отложениями, а затем и карбонатно-терригенными. Фауна, по-видимому, была очень бедной и условия ее сохранности были неблагоприятны, поэтому фаунистические остатки в них очень редки. Максимальные мощности свыше 500 м приурочивались к районам современных передовых прогибов. Индский шельф представлял собой единое целое с прилегающей к нему с севера областью. На нем, судя по единичным скважинам, пробуренным к юго-востоку от г. Карачи, в позднемеловое время в мелководно-морских условиях накапливались тонкие карбонатные и глинистые осадки мощностью до 500 м. В осевой части современного Сулейман-Киртарского мегантиклинория, по-видимому, появилась цепь островов, которая как и Индостанская суша являлась источником сноса терригенного материала.
Область, расположенная к западу от нее и соответствовавшая современному Белуджистанскому массиву, Макранским горам, Прибрежно-Макранской низменности и Макранскому шельфу в позднемеловое время характеризовалась накоплением мощных вулканогенно-осадочных пород, представленных глинами с прослоями песчаников и иногда галечников, переслаивающихся с лавами, туфами и агломератами, прорванных многочисленными интрузиями. Характер отложений и изменение мощностей указывает на значительную подвижность этой области с тенденцией к преимущественному прогибанию и на наличие целого ряда ослабленных зон, по которым происходило внедрение ультраосновных, основных и кислых магм, а также извержение подводных вулканов.

В самом конце позднего мела и особенно на рубеже мелового и палеогенового времени в рассматриваемой области произошла резкая активизация и дифференциация тектонических движений, сопровождавшаяся дизъюнктивными и пликативными нарушениями, которые привели к изменению в ряде районов структурного плана, резкому расчленению области на различные структурные элементы, главным образом по зонам разломов и выходу большей части территории из-под уровня моря. Современное Аравийское море уже существовало и было достаточно обширным.
Оно было типично шельфовое, в нем накапливались маломощные алеврито-глинистые и тонко карбонатные осадки.

Конкан-Кералский шельф, расположенный в юго-западной части Индостанского субконтинента в позднемеловое время входил в состав суши и в его пределах не накапливались позднемеловые осадки. Береговая линия проходила западнее современного шельфа. Область Лаккадивских островов, по-видимому, была несколько приподнята в мелководном морском бассейне, и в ней на границе позднемелового и палеогенового времени произошли значительные излияния лавы.

На шельфах, расположенных вдоль юго-восточных берегов Индостана в это время в условиях низкой аллювиально-дельтовой и прибрежно-морской равнины накапливались маломощные песчано-глинистые и карбонатные отложения. В благоприятных условиях формировались постройки коралловых рифов, ракушечниковые банки, биогенные осадки. На границе позднемелового и палеогенового времени произошло

http://jurassic.ru/

еще большее обмеление юго-восточного побережья и прилегающего шельфа Индостана. В результате отдельные блоки вышли из-под уровня моря и подверглись эрозионному расчленению.

Бенгальский и Иравадийский шельфы, как и прилегающие с севера современная Бенгальская равнина, хребты Аракан-Йома, Чин, Нага, а также Иравадийская низменность в конце позднемелового времени представляли собой северную часть крупного морского мелководного бассейна, располагавшегося в пределах современного Бенгальского залива.

В пределах Бенгальского шельфа и Бенгальской равнины в конце позднемелового времени накапливались типично платформенные осадки: тонкие известковистые илы, глины, мелкозернистые пески мощностью до 250-500 м.

Область современных хребтов Аракан-Йома, Чин, Нага в конце позднемелового времени отличалась формированием флишевой толщи, представленной тонким переслаиванием глин, слабо известковистых плохо отсортированных граувакковых песков и песчанистых слюдистых глин, характерных для литоральной части мелкого моря. Процесс накопления нормальных осадочных отложений сопровождался значительными интрузиями средних, основных и ультраосновных магм, которые образовали в толще осадочных пород согласно залегающие межпластовые интрузии офиолитов. На границе с палеогеновым временем значительно активизировалась и эффузивная деятельность. В результате подводных извержений образовались базальтовые и перидотитовые подушечные лавы, туффиты и агломераты. Такая резкая смена фаций указывает на то, что в конце позднемелового времени тектонические движения значительно активизировались. В результате их дифференциации резко обособились области поднятий и прогибаний. Тектоническая активизация в зоне крупного разлома, расположенного вдоль восточного края современного мегантиклинория Аракан-Йома-Нага, привела к формированию очень узкого и протяженного шовного поднятия, в пределах которого отдельные участки были выведены из-под уровня моря и подверглись интенсивному разрушению. Основными источниками сноса были области современных Восточных Гималаев, Шиллонгского массива, Ассама и массива Шань.

Иравадийский шельф Андаманского моря и прилегающая к нему с севера Иравадийская низменность в позднемеловое время представляли собой, по-видимому, аллювиально-дельтовую и прибрежно-морскую равнину с накоплением преимущественно терригенных отложений.

Общее поднятие суши и крупная регрессия моря, начавшиеся на рубеже мелового и палеогенового времени значительно усилились и расширились в дат-палеоцене. Суша расширилась за счет осушения большей части Индской, Белуджистанской и Макранской областей, частичного сокращения морского бассейна в пределах Бенгальской равнины. Однако, самые южные районы этих областей, в том числе и современные шельфы, а также шельфы на юго-востоке Индостана продолжали оставаться окраиной морских мелководных бассейнов, расположенных в пределах Аравийского моря и Бенгальского залива. Юго-западный Конкан-Кералский шельф оставался приподнятым. Поднятие суши и усиление процессов эрозии и денудации обусловили резкое увеличение роли грубого обломочного материала в составе отложений. В областях аккумуляции формировались аллювиально-дельтовые озерные, прибрежно-морские и мелководно-морские отложения, представленные гравийными, песчаными, алевритовыми и алеврито-глинистыми разностями. Их мощности обычно незначительны и резко изменчивы.

Во второй половине палеоценового времени наметилась снова тенденция к прогибанию и развитию морской трансгрессии. В пределах современного Индостанского плато началось формирование обширной поверхности выравнивания с латеритной корой выветривания. Речные долины, существовавшие на более раннем этапе развития, по-видимому, сохранились, но снос по ним сократился. В мелководном морском бассейне, который значительно расширился за счет Индской, Макранской, Белуджистанской и Бенгальской областей начал накапливаться преимущественно глинистый, песчано-глинистый и карбонатный материал.

Макранский шельф как и прилегающая с севера область современных Макранских гор и южной части Белуджистанского массива представляли собой мелководный морской бассейн, который являлся северной окраиной Аравийского палеоморя. В бассейне накапливались глинисто-карбонатные осадки.

В пределах Индского шельфа как и в области современной Индской равнины в палеоценовое время в условиях также мелководного моря накапливались песчано-глинистые и алевритовые отложения, местами с прослоями тонких карбонатных разностей (Shuaib S. M., 1982). В результате продолжавшихся периодических излияний лав, одновременно формировались трапповые прослои различной мощности. Мощности палеоценовых отложений на шельфе изменчивы, но максимальные достигают 1300 м.

На шельфе Качском и Бомбейском в начале палеоцена накапливались преимущественно гравелистые, и песчаные отложения, которые затем сменились песчано-глинистыми и карбонатно-глинистыми осадками. Они вскрываются единичными скважинами и не на полную мощность, поэтому о их мощности, очень изменчивой на всей площади развития, судить трудно, но по-видимому, максимальные в опущенных блоках достигают 1000 и более м. В направлении к суше мелководно-морские условия сменялись лагунными и карбонатные разности замещались глинистыми с прослоями углей и гипсов. Основным источником сноса были выветрелые траппы, покрывавшие сушу, расположенную восточнее, а также кристаллические и метаморфические породы

http://jurassic.ru/

Аравалийского складчатого пояса и Нагар-Паркарского выступа. Шельф Конкан-Керала, по-прежнему, оставался осушенным и подвергался эрозии и денудации.

В пределах Бенгальского шельфа и прилегающей с севера Бенгальской равнины в палеоценовое время границы морского бассейна расширились. Происходило накопление карбонатно-глинистых отложений, которые ближе к береговой линии сменялись песчано-глинистыми с прослоями углей и песчаными отложениями.

Юго-восточные шельфы Индостана продолжали оставаться окраиной морского бассейна. В их пределах в мелководно-морских, прибрежных, дельтовых и лагунных условиях происходило накопление глин, карбонатных песков, биогенных известняков.

Таким образом, за этап времени -- позднемеловой- палеоценовый, Индостанский шельф, как и прилегающая суша Индостана претерпели сложную историю развития. Опускание в позднемеловое время сменилось эпохой поднятия, резкого сокращения морского бассейна, интенсивным и широким распространением вулканической деятельности, после чего вновь морская трансгрессия охватила огромные площади. Шельф Индостана на большей протяженности за исключением западного и юго-западного на всем протяжении рассматриваемой эпохи являлся частью шельфового моря, которое заходило далеко в пределы современной суши. В отличие от них западный шельф - Бомбейский длительное время находился в условиях прибрежно-морских, дельтовых и лагунных. Юго-западный шельф - Конкан-Керала был частью Индостанской суши, которая на рубеже позднемелового и палеогенового времени поднялась и расширилась. В ее пределах была широко развита речная сеть. Климат был жарким и влажным.

2. Эоцен

Эоценовый этап развития Индостана характеризовался продолжающимся расширением морских бассейнов (и соответственно областей аккумуляции), которое началось уже в позднепалеоценовое время и максимум которого достиг в раннем эоцене. Морской бассейн расширился в пределах Белуджистана, Индской, Бенгальской современных равнин. На северо-западе Индостанского субконтинента он соединился с морским бассейном, существовавшим в районе южного Тибета (карта 7.2). Современные Западные и часть Центральных Гималаев были покрыты морем. Однако с морским бассейном, расположенным к северо-востоку от Индостанской суши, соединения, по-видимому, не было. На суше формировалась обширная поверхность выравнивания с латеритной корой выветривания, а в областях аккумуляции накапливались преимущественно тонкие карбонатные и глинистые осадки. Особенно характерно для этого периода времени было широкое распространение рифов. Прогибание в областях аккумуляции достигло значительных размеров.

В средне- и позднеэоценовое время морские бассейны вновь значительно сократились по площади, Индостанская суша поднялась, и в ее пределах сформировался уступ от палеоцен-раннеэоценовой поверхности выравнивания к более молодой олигоценовой. Индостанская суша расширилась за счет причленения к ней низких равнин. Ведушую роль стали играть эрозионные процессы. В древних гондванских грабенах продолжали формироваться долины палеорек: Пра-Кавери, Пра-Паньяр, Пра-Палар, Пра-Нарбада и другце. Осевые поднятия Сулейман-Киртарской и Араканской геосинклиналей в своих осевых частях превратились в узкие полоски эрозионно-денудационной равнины, в то время как их южные части по-прежнему представляли собой островные дуги в открытом море. Накапливался тонкий глинистый, хемогенный и песчаный материал.

Макранский шельф, как и прилегающая с севера современная суша Белуджистана в эоценовое время представляли собой единый морской бассейн с накоплением сначала глинисто-карбонатного, а позже глинистого и песчаного материала. Судя по фаунистическим остаткам и литологической характеристике отложений, их формирование происходило в открытом морском бассейне с изменением условий от мелководных до умеренно глубоководных. В это время уже, по-видимому, существовали прогибы Морджава-Раскохский, Кундарский, Северо-Макранский и Южно-Макранский с более глубоководными условиями осадконакопления. Разделяющие их зоны отличались более мелководными условиями, которые в конце этапа сменились лагунными. Основные источники сноса обломочного материала по-прежнему располагались на севере.

На Индском шельфе в условиях мелкого моря в раннеэоценовое время формировались глины местами с прослоями карбонатных осадков, в позднеэоценовое время накапливались преимущественно карбонатные толщи. Наблюдается резкое увеличение мощности к западу от современного устья р. Инд, где она изменяется от 170 м до 1720 м (скв. Каранги-Криик). Это указывает на активное прогибание Карачинского прогиба, расположенного в районе г. Карачи, а в палеоценовое и, особенно, эоценовое время. Аналогичные палеогеографические условия были и в пределах современной Индской равнины, где преобладало накопление карбонатного и глинистого материала. Соотношение между этими осадками по площади менялось в существенных пределах. Широкое развитие получили рифы. В прибрежной нестабильной зоне формировались пестроцветные глины и песчаники с прослоями мергелей, углей, гипсов. В конце этапа преобладающая часть рассматриваемой области вышла из-под уровня моря. Седиментация продолжалась лишь в зоне, примыкающей к осевым поднятиям.

На шельфе Кач-Катиавара существовали преимущественно литоральные и сублиторальные условия, в

http://jurassic.ru/

которых формировались карбонатные и карбонатно-глинистые осадки, широко развивались коралловые постройки, ракушечниковые банки. Ближе к современной береговой линии они сменялись прибрежно-морскими и лагунными условиями. Здесь в обстаноьке частого перемещения береговой палеолинии накапливаись сильно изменчивые по площади отложеиия: гипсоносные коричневые глины с красными и охровыми конкрециями, мергели, черные глины с тонкими прослоями лигнитов. К концу эоцена часть шельфа была временно выведена из-под уровня моря, что привело к формированию слоя латеритов.

На Бомбейском шельфе в условиях мелкого моря в прогибах Суратском и Агрияновском накапливались глинисто-карбонатные осадки. На Бомбейском своде и в пределах Бассейновской антиклинальной зоны они были преимущественно карбонатные. Ближе к береговой палеолинии, которая примерно совпадала с современной береговой линией, осадки карбонатные и карбонатно-глинистые сменялись глинами с прослоями углей. Мощности очень изменчивы - максимальные достигают в Суратском прогибе до 1500 м, в то время как на Бомбейском своде осадки присутствуют только на его склонах, где их мощность сокращается до 400-300 м. Это указывает на то, что в эоценовое время в рельефе палеошельфа уже существовал Бомбейский свод и палеопрогибы, окаймляющие его с севера и юга. Севернее Бомбейского шельфа - в Камбейском грабене в эоценовое время накапливались сначала преимущественно глины, в условиях лагун и мелководья, а затем пески и глины с прослоями углей и реже органогенно-детритусовые известняки в дельтовых и прибрежно-морских условиях. Их литология и мощности сильно изменчивы.

Юго-западный шельф Конкан-Керала продолжал оставаться частью прилегающей суши. В пределах Лаккадивских островов в мелководных условиях накапливались глинисто-карбонатные осадки, среди которых получили развитие органогенные постройки.

В Аравийском море южнее современного континентального уступа в более глубоководных условиях, чем на современном шельфе, в эоценовое время сначала накапливались пелагические осадки, которые в позднеэоценовое время сменились алевролито-глинистыми осадками глубоководного конуса выноса.

Юго-восточные шельфы Индостана как и пролегающая узкая полоса прибрежной суши в начале эоценового времени испытали трансгрессию и несколько большее погружение, чем в палеоценовое время. Существовавшие ранее дельты частично были затоплены. Снизилась роль песчаного материала. В условиях прибрежного и мелководного моря происходило формирование глин, карбонатных песков и биокластических осадков. Судя по разрезу скважин, пробуренных в Манарском заливе и на шельфе Годавари эти отложения в более глубоководной части бассейна замещались преимущественно глинами и карбонатными илами. Мощности сохранившихся отложений 200-300 м.

Бенгальский шельф и прилегающая Бенгальская равнина в эоцене представляли собой единую обширную морскую равнину, с накоплением сначала преимущественно карбонатных осадков с развитием рифов, а затем в лагунных условиях глинистых осадков с обилием соли и пирита. Прослои песчаников и алевролитов отмечаются только в верхних горизонтах вблизи Индостанской суши. Мощность отложений- максимальная до 4 км - характерна для района к западу от осевых поднятий Аракан-Йома. К востоку от них в пределах современной Иравадийской низменности существенных изменений в палеогеографической обстановке по сравнению с палеоценовым этапом не произошло. На Иравадийском шельфе в условиях мелководного моря формировались песчано-глинистые осадки, севернее уже на суше Иравадийской низменности -- паралические угленосные и дельтовые, а в северной части Иравадийской низменности -- континениальные песчаные и галечниковые отложения.

Во внешней части современного Бенгальского залива в конце палеоцена-начале эоцена был, по-видимому, перерыв в осадконакоплении, который фиксируется прослоями кремней. Затем началось накопление преимущественно алеврито-глинистых отложений средне- и позднеэоценового возраста. Они формировались в условиях глубоководного конуса выноса рек Пра-Ганга и Пра-Брахмапутры. В пределах Восточно-Индийского хребта повсеместно, помимо глинистых отложений формировались биогенные карбонатные илы, местами конгломераты. Мощность эоценовых отложений в зоне хребта достигает 0,3-0,4 км. Мощности за пределами хребта увеличиваются до 1 км. По-видимому, в рельефе уже существовал Восточно-Индийский палеохребет и впадины в центральной и западной частях залива. Это предположение основывается на изменениях мощностей, которые хорошо прослеживаются по сейсмопрофилям, пересекающих Бенгальский залив (Carray J. R., Emmal и др., 1982), а также изменению литологии эоценовых отложений.

3. Олигоцен.

Олигоценовое время характеризовалось относительной тектонической стабильностью, сопровождавшейся пенепленизацией рельефа палеосуши Индостана, формированием в ее пределах олигоценовой поверхности выравнивания и коры выветривания. В седиментационных бассейнах, которые резко сократились к олигоценовому времени заметную роль начал играть песчаный материал, увеличилась площадь развития континентальных осадков за счет морских. Шельфы Южной Азии на большем протяжении развивались в условиях прибрежного и мелкого моря. Их границы приближались к современным, но все же они оставались более широкими (карта 7.3).

http://jurassic.ru/

Современный Макранский шельф и прилегающая с севера суша представляли собой мелководный морской бассейн, где накапливались алеврито-глинистые отложения. Севернее в условиях полуобособленного внутреннего морского залива и частично дельт формировались песчаники и глины.

Индский шельф и Индская равнина продолжали оставаться в условиях мелкого моря. Здесь накапливались глины и карбонатные осадки, местами с небольшими прослоями песка. Общая мощность отложений резко колеблется с востока на запад от 500 м до максимальных 1200-1700 м в районе скв. Карачи-2 (на прибрежной суше) и Карачи-Южная (на шельфе). По-видимому, здесь в конце эоцена и на рубеже эоценового и олигоценового времени сформировался глубокий каньон, через который осадки выносились в более глубоководную часть моря, формируя нижние горизонты глубоководного Индского конуса. В дальнейшем каньон был заполнен карбонатно-глинистыми осадками. Индский палеоканьон имел тектоническую природу и располагался в пределах Карачинского прогиба, который в это время уже отделился от расположенного севернее Предкиртарского прогиба. В северном направлении мелководно-морские условия постепенно сменялись аллювиально-дельтовыми и озерными, в которых формировались осадочные толщи, представленные чередованием песчаников, часто косослоистых и пестроцветных, серых и красноцветных глин. Соответственно с юга на север менялась и мощность отложений от более 1000 м на юге до 700-400 м на севере Индской равнины. Продолжалось расширение Киртарского мегантиклинория, более четко обособились Предсулейманский, Предкиртарский и Карачинский прогибы. Раздел между Макран-Белуджистанской и Индской областями был уже четко выражен и сам являлся источником сноса обломочного материала.

Северо-западные шельфы Индостана продолжали развиваться в условиях близких к эоценовым. На Кач-Катиаварском шельфе накапливались карбонатно-глинистые отложения, на Бомбейском шельфе -- в Суратском и Агрияновском прогибах -- карбонатно-глинистые, а на Бомбейском своде и в зоне Бассейн-Ратнагири -- преимущественно карбонатные (микриты и биомикриты) с прослоями глин, иногда пиритизированных. Среди карбонатных отложений, по-видимому, получили развитие рифы, т.к. для их формирования в это время были благоприятные условия. По сейсмическим данным рифовые постройки выделяются на структуре Диу. Мощность отложений очень изменчива от 300 до 1000 и более м. В Суратском прогибе, который сформировался на западном продолжении грабена Нарбада, по-видимому, существовал подводный каньон, по которому осадки поступали в более глубоководную часть моря. Севернее, в пределах прилегающей к современному шельфу суши, в Кач-Катиаварском и Камбейском районах накапливались в континентальных условиях глины и илы с прослоями песков, углей, сидеритовых оолитов.

Шельф Конкан-Керала оставался осушенным, и олигоценовый палеошельф располагался западнее современного. По-видимому, Лаккадивские острова, на которых в это время формировались карбонатно-глинистые отложения, были уже выражены в рельефе.

Юго-восточный шельф Индостана (Полк-Манарский, Кавери, Годавари-Кришна) в олигоценовое время находился в условиях прибрежно-морских и дельтовых. В его пределах откладывались песчаные и глинистые осадки. В сторону Бенгальского залива песчанистость осадков постепенно уменьшалась. Осадки приносились с Индостанской палеосуши палеореками Кавери, Палар, Годавари, Маханади, которые использовали понижения древних грабенов.

Бенгальский шельф вместе с Бенгальской равниной характеризовался дельтовыми прибрежно-морскими и мелководно-морскими условиями, в которых формировались песчаные и глинистые осадки. В северной и северо-западной части Бенгальской равнины в отложениях отмечаются прослои и отдельные горизонты углей. Мелководное море стабильно охватывало только восточную, наиболее погруженную часть Бенгальской равнины.

На Иравадийской низменности в олигоценовое время продолжалось медленное отступание морского залива в южном направлении и погрубение обломочного материала. Современный Иравадийский шельф и южная часть Иравадийской низменности, по-прежнему, представляли собой морской залив, где происходило формирование песчано-глинистых осадков с отдельными карбонатными линзами и прослоями. Севернее морские отложения сменялись паралическими, а затем типично континентальными фациями, сформировавшимися в условиях дельты и долин рек Прачиндвин и Праиравади.

В Бенгальском заливе формировался олигоценовый комплекс глубоководного конуса выноса мощностью 0,5-1 км. На Восточно-Индийском хребте его мощность несколько сокращена, что указывает на его продолжавшийся рост.

4. Ранний-средний миоцен.

Ранне-среднемиоценовый этап ознаменовался дальнейшим расширением Индостанской высокой эрозионно-денудационной равнины, формированием платообразных поднятий -- Западных и Восточных Гат и низких гор на юге полуострова. В пределах Индской, Бенгальской и Иравадийской низменных равнин в условиях озерно-аллювиальных, дельтовых и прибрежно-морских накапливались мощные 500-5000 м песчано-глинистые отложения. Снос материала происходил с Индостанской высокой равнины, и с Гималаев, которые в результате горообразовательных процессов в раннемиоценовое время, уже были выражены в рельефе в виде низких гор.

http://jurassic.ru/

Нижнемиоценовая трансгрессия, захватившая лишь южные районы Индостана, в среднемиоценовое время сменилась вновь регрессией (карта 7.4).

Макранский шельф и южная часть Западного Белуджистана представляли собой мелководный морской бассейн, в котором формировались песчано-глинистые отложения. В северном направлении в них постепенно увеличивалось содержание песчаного материала, а морские условия сменялись дельтовыми. В среднемиоценовое время произошло обмеление бассейна, в осадках стал преобладать песчаный материал.

Индский шельф и прилегающие южные районы Индской равнины являлись частью мелководного моря, где преобладали карбонатно-глинистые фации, мощность которых резко увеличивалась от нескольких метров до 375 м в сторону Карачинского и Предмеррейского прогибов. В пределах последних литологический состав резко отличался: карбонатные горизонты заместились алеврито-глинистыми толщами с небольшим количеством песчаных и карбонатных горизонтов, а мощность возросла до более 3200 м. Такие фации и мощности прослеживаются на узком участке. Это указывает на то, что по-видимому, существовал подводный каньон, сформировавшийся в предмиоценовое время и интенсивно заполнявшийся в ранне-среднемиоценовое время. По своему положению он соответствовал Карачинскому и Предмеррейскому прогибам, но располагался западнее предолигоценового каньона.

Шельф Кач-Катиавара и Бомбейский вместе с прилегающими районами суши формировались в условиях мелкого моря. В сторону суши мелководные осадки сменялись дельтовыми. Здесь накапливались сначала карбонатные и карбонатно-глинистые, а в конце этапа -- преимущественно глинистые осадки мощностью 300-600 м. В сторону суши возрастает роль песчаного материала, глины приобрегают пестроцветную и коричневато-красную окраску, местами загипсованы, включают прослои углей. Это указывает на прибрежно-морские, лагунные и дельтовые условия, которые существовали на современной прибрежной суше.

Шельф Конкан-Керала в это врема впервые был погружен ниже уровня моря. В прибрежно-морских условиях формировались пески и глины, с прослоями углей мощностью до 250 м. На Лаккадивских островах накапливались алеврито-глинистые осадки с прослоями карбонатного материала.

На юго-восточных шельфах Индостана в условиях мелкого моря формировались глины, алевриты с прослоями песков и карбонатов. На прибрежной суше преобладал грубый обломочный материал -- галька и песок с прослоями глины. Мощность отложеиий достигает 250 м.

На Бенгальском шельфе и прилегающей Бенгальской равнине в мелководных условиях накапливались мощные до 3-5 км песчано-глинистые отложения с небольшим количеством карбонатных осадков. В сторону палеосуши осадки становились преимущественно песчаными; присутствие в них растительных остатков и косая слоистость указывают на прибрежные и аллювиально-дельтовые условия осадконакопления.

Иравадийский шельф и южная часть прилегающей с севера Иравадийской низменности представляли мелководный бассейн, в котором накапливались песчано-глинистые отложения мощностью до 3-4 км. В них присутствуют горизонты паралических, а иногда и пресноводных образований. В северном направлении условия мелководного залива постепенно сменились дельтовыми, а затем континентальными, с накоплением преимущественно гравийно-песчаного материала.

В Бенгальском заливе накапливались алеврито-глинистые осадки с карбонатными прослоями глубоководного конуса выноса мощностью 1,5-2 км. Пра-Брахмапутра выносила с севера из области Гималаев, а Пра-Дамодар, Пра-Маханади и другие палеореки Индостана приносили обломочный материал с запада. Область Аракан-Йома-Нага представляла собой низкогорную область и также являлась источником обломочного материала.

5. Поздний миоцен - плиоцен.

Позднемиоценовый-плиоценовый этап характеризовался продолжавшейся активизацией и дифференциацией тектонических движений на фоне общего поднятия. Формировались горные системы Гималаев, Аракан-Йома-Нага, Киртар-Сулеймана, сокращались области седиментации, еще большую роль стали играть аллювиально-дельтовые, лагунные и прибрежно-морские фации, представленные алеврито-глинистым материалом с прослоями песчаного, иногда карбонатного. Внешние границы палеошельфа были близки к современным, внутренние местами заходили в пределы современной суши. Северный шельф Бенгальского залива включал и центральную часть Бенгальской равнины. В Аравийском море и Бенгальском заливе накапливались алеврито-глинистые отложения глубоководного конуса выноса (карта 7.5).

Построение палеогеографических карт шельфов и прилегающей суши имеет большое практическое значение для поисков нефти и газа. Их анализ дает возможность прогнозировать наиболее благоприятные осадочные комплексы для генерации и аккумуляции углеводородов, возможные типы ловушек, наиболее перспективные районы. Сравнивая историю развития шельфов и прилегающей суши и используя метод геологической аналогии, можно на основании имеющихся более обширных сведений по суше прогнозировать перспективы нефтегазоносности шельфов. В целом палеогеографическая обстановка в кайнозойское время оказалась

http://jurassic.ru/

благоприятной для формирования в пределах шельфов Индостана нефтематеринских и коллекторских пород. Нефтематеринские толщи формировались, главным образом, в условиях мелкого моря или продельты, благоприятных для накопления органического вещества. Периодическая смена трансгрессий и регрессий моря отразилась в чередовании нефтематеринских и коллекторских слоев, что также явилось определяющим фактором образоваиця месторождеиай углеводородов. В настоящее время на шельфах Индостана в кайнозойских отложениях открыто 46 месторождений, из которых 12 газовых, 34 нефтяных и газонефтяных. Большинство из них (30 месторождений) расположено на Бомбейском шельфе, в том числе крупные, такие как Бомбей Хай, Южный Бассейн, Северный Бассейн. Остальные в количествах от 1 до 5 приурочены к шельфам Полк-Манар, Кавери, Годавари-Кришна, Бенгальскому, Иравадийскому, Андаманскому.

На Бомбейском шельфе основными промышленно-нефтегазоносными комплексами являются эоценовый, олигоценовый и нижне- среднемиоценовый. Имеются залежи также в палеоценовом комплексе. Коллекторы известняковые и песчаные. Ловушки преимущественно структурные. Однако известны и комбинированные литологические, связанные с рифогенными известняками, древними руслами и т.д. На шельфах Годавари-Кришна и Кавери открыты 6 газонефтяных и 1 газовое месторождение. Продуктивные горизонты имеются в олигоценовых и миоценовых отложениях. На Иравадийском и Андаманском шельфе открыты 3 газовых месторождения, продуктивны горизонты нижнего-среднего миоцена.

На Индском шельфе в кайнозойских отложениях по скважинам наблюдались газопроявления в миоценовых отложениях. На прилегающей Индской равнине известны газовые месторождения, из которых два (Суи, Мари) крупные. Газоносные горизонты имеются в палеоценовых и эоценовых песчаниках и известняках. Палеогеографическая обстановка на Индском шельфе и прилегающей Индской равнине в кайнозойское время была близкой и поэтому кайнозойские комплексы осадочных пород шельфа можно рассматривать как перспективные для поисков углеводородов. При этом здесь можно ожидать не только газовые, но и нефтяные залежи, т.к. условия для формирования жидких углеводородов здесь были более благоприятны (преобладание морских фаций, большая скорость осадконакопления).

Кайнозойские отложения Бенгальского шельфа также перспективны. Здесь найдено одно газовое месторождение. Продуктивные горизонты относятся к нижне-среднемиоценовому комплексу. Миоценовые отложения регионально газоносны и в прилегающей Бенгальской равнине. Это дает основание рассматривать их в качестве перспекитвных и в области шельфа.

6. Четвертичныи этап

В.Н. Мысливец

Этот район включает шельфы, расположенные на различных тектонических структурах: окраинах Аравийской и Индостанской древних платформ и складчатого пояса Тетиса. Шельфы у побережий Аравии и Мекрана преимущественно узкие и глубокие; шельфы Персидского залива и полуострова Индостан широкие и дифференцируются на внутреннюю, центральную и внешнюю зоны.

Опубликованных геоморфологических и палеогеографических данных по этому региону крайне недостаточно. Оказалось возможным составить лишь карты для этапов позднеплейстоценовой регрессии и максимума голо ценовой трансгрессии. При выполнении работы были использованы следующие источники: "Геолого-геофизический атлас Индийского океана," 1975; советские морские карты, монографии В.Ф. Канаева, 1979; "Ocean basins...", 1982, и некоторые статьи.

На карте максимума позднеплейстоценовой регрессии показаны предполагаемое положение древней береговой линии на современных глубинах около 110-130 м, морские, аллювиальные и аллювиально-морские (дельты) равнины и предполагаемые затопленные речные долины. Наиболее крупные из этих долин являются продолжением современных рек бассейна Персидского залива, реки Инд и реки в Камбейском заливе, притоками которой были Нармада, Тапти и другие менее крупные реки. Дельта реки, располагавшейся в Персидском заливе (древний Шатт-эль-Араб?), показана по морфологическим данным. Напротив, древняя река Инд имела продолжение в виде крупного (ныне подводного) каньона и морфологически выраженной дельты не образовывала.

Поскольку береговая линия располагалась вблизи края шельфа, на континентальных окраинах накапливались более грубые осадки и формировались активные глубоководные конусы выноса.

Наиболее существенной особенностью среднего голоцена (4870-6170 лет назад) было высокое положение уровня моря -- около 1,4-8,5 м выше современного. (Katupotha, Fujiwara, 1988; Vita-Finzi, 1981; Bedi, Ramama Rao, 1984; Dikshit, 1976; Mathai, Nair, 1988; Rao, Vaidyanadham, 1979, et al.). Палеогеографические реконструкции для данного этапа были выполнены, исходя из этого обстоятельства. Распределение осадков и основные геоморфологические особенности конитнентальных окраин в это время уже напоминали современные обстановки.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Волков А.Р. Гагельганц А.А., Юнов А.Ю., Корсаков О.Д., Серебренников Г.П., Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М., Недра, 1981, стр.250.

Бабенко К.М., Панаев В.А., Свистунов Ю.И., и др. Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам. Геотектоника, 1981, N 2, стр.68-80.

Калинин Н.А., Кондакова Л.П., Калинин С.Н. Новые направления геологоразведочных работ на нефть и газ в странах Южной Азии. М., ВИЭМС, 1980, с.50.

Кондакова Л.П. Новые данные о геологическом строении континентальной окраины северной части Индийского океана в связи с его нефтегазоносностью. М., ВНИИЭГазпром, 1985, серия геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений, вып.1, стр.63.

Agrawal R.K., Singh V.B. Continental shelf off Kutch-Ratnagiri Coast -- a Regional Analysis of Seismic Data. Workshop on geological interpretation of geophysical data. Dehra Dun, India, 1981, pp.19-26.

Banerji R.K. Post-eocene biofacies, palaeoenvironments and palaeogeography of the Bengal basin, India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 45 (1984): 49-73.

Banerji R.K. Cretaceous-eocene sedimentaion, tectonism and biofacies in the Bengal basin, India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 34 (1981), pp.57-85.

Basu D.N. Facies distribution and petroleum geology of the Bombay offshore basin, India. Journal of Petroleum Geology, v.5, N 1, pp.51-75, 1982.

Basu D.N., Banerjee A., Tamhanei D.M. Source Areas and Migration Trends of Oil and Gas in Bombay offshore basin, India. Bull. AAPG, v. 64, N 2, 1980, pp.209-220.

Basu D.N., Banerjee A., Tamhane D.M. Facies distribution and petroleum geology of the Bombay offshore basin, India Journal of Petroleum Geology, 5, 1, pp.51-75, 1982.

Bhagwan Sahay. Geology of Bombay High and adjoining structures Offshore South East Conference 21-24 February 1978. Southeast Asia Petroleum Exploration Society Session.

Bhandari L.L., Jain S.K. Reservoir geology and its role in the development of the L-III reservoir. Bombay high field, India. Journal of Petroleum Geology, 7, 1, pp.27-46, 1984.

Biswas S.K. Western rift basins of India and hydrocarbon prospects.
Oil and Gas Journal, Apr. 19, 1982, N 16, pp.224-232.

Desikachar S.V. A delta model for the West Bengal basin based on the geological framework and interpretation of seismic facies, Workshop on geological interpretation of geophysical data. Dehra Dun, India, 1981, pp.140-144.

Eremenko N.A., Sastri V.V. On the petroleum geology of Andaman island. Bull. ONGC, v.17, N 2, 1980, pp.237-251.

Kolla V., Coumes F. Morphology, internal structure, seismic stratigraphy and sedimentation of Indus fan. Bull. AAPG, 1987, v.71, N 6 pp.650-677.

Mathur L.P. et al. Tectonic framework of Cambay basin, India. Bull. of the Oil and Natural Gas Commission, 1980, v.17, N 2, pp.203-222.

Mohan M. Geohictory analysis of Bombay High region. Marine and Petroleum Geology, 1985, v.2, pp.350-360.

Sahni A. The structure sedimentation and evolution of Indian continental margine. The ocean basins and margins. New York-London, 1982, v.6, pp.353-390.

Murphy R.W. Bangladesh enters the oil era 1988. Oil and Gas Journal, Feb. 29, N 9, pp.76-82.

Murti K.V.S., Kumar Suresh, Deb S. Correlation and regional analysis of onland and offshore seismic data of West Bengal basin -- its prospect evaluation., Bull. ONGC, 1977.

Murti K.V.S., Prasad B.N., Rawat G.S. Structure of Continental Margin off Bombay. In Workshop on Geological Interpretation of Geophysical Data. Dehra Dun, India, 1981, pp.41-48.

http://jurassic.ru/

Nyunt Than. Current status of stratigraphic correlation in Burma.
In book: Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. v.III u IY, series N 42, 1976.

Orasianu Th., Craig G. Offshore Burma: Exploration hydrocarbon habitat. Oil and Gas Journal, Jan. 19, 1987, pp.62-65.

Pande D.K., Misra K.N., Sharma S. History of source rock in Bombay offshore. 27-th International Geological Congress. Fields of Oil and Gas. Abstracts. v.XIII, Moscow, 1984, pp.89-109.

Paul D.C., Lian H.M. (1975). Offshore tertiary basins of Southeast Asia, bay of Bengal to South China sea. Proc. 9th World Petr. Congr., Tokyo, Panel Discussion 7(1).

Prasad B.N., Murti K.V.S. Basement Configuration of West Bengal Basin. In Workshop on Geological Interpretation of Geophysical Data. Institute of Petroleum exploration. Dehra Dun, India, 1981, pp.19-26, pp.151-157.

Quadri V.N., Shuaib S.M. 1987 Geology and hydrocarbon prospects of Pakistan's offshore Indus basin. Oil and Gas Journal. Aug 31, pp.65-67.

Ramanathan R., Das K. Palaeogeography of Cauvery basin. Bull. ONGC, v.17, N 1, June, 1980, pp.239-246.

Ramaswamy G., Rao L.N. Geology of the continental shelf of the west coast of India. Facts and principles of world petroleum occurrence, memoir 6, Conference, Calgary, June 26-28, 1980, pp.801-821.

Rao T.C.S., Rao V. Bh. Geophysical studies over the continental margins of the east coast of India. Marine Geology, v.67, 1985, pp.151-161.

Rao R.P., Strivastava D.C. Seismic stratigraphy of West Indian Offshore. In Workshop on Geological Interpretation of Geophysical Data. Institute of Petroleum Exploration. Dehra Dun, India, 1981, pp.49-57.

Rao R.P., Talukdar S.N. Petroleum geology of Bombay High field, India. Gigant oil and gas fields of the decade 1968-1978. Symposium of the 64-th annual meeting. American association petroleum geologists; April 1-4, 1979, pp.487-506.

Roonwal G.S. The Indian ocean: exploitable mineral and petroleum resources. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York London Paris Tokyo, 1986, pp.198.

Sastri V.V., Venkatachala B.S., Narajanan V. The evolution of the east coast of India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 36 (1981): 23-54.

Shrivastava D.C., Mathur R.K. 1989. Seismic interpretation of giant reef complex in bay of Bengal. Petroleum Asia Journal, p.114-119.

Shuaib S.M. Geology and Hydrocarbon Potential of Offshore Indus Basin, Pakistan. AAPG Bull., v.66, N 7, 1982, pp.940.

Soulsby A., Kemal A. 1988. A review of exploration activity in Pakistan. Oil and Gas Journal, Nov. 21, N 47, pp.56-58.

Structure, tectonics and Geological history of the north-eastern Indian Ocean. Curray J.R., Emmal F.I., Moore D.G., Raitt R.W. In Book: the Ocean Basin and Margins, v.6. The Indian Ocean. Edited by Nairn A.E.M. and Stehli. 1982, pp.126-147.

http://jurassic.ru/

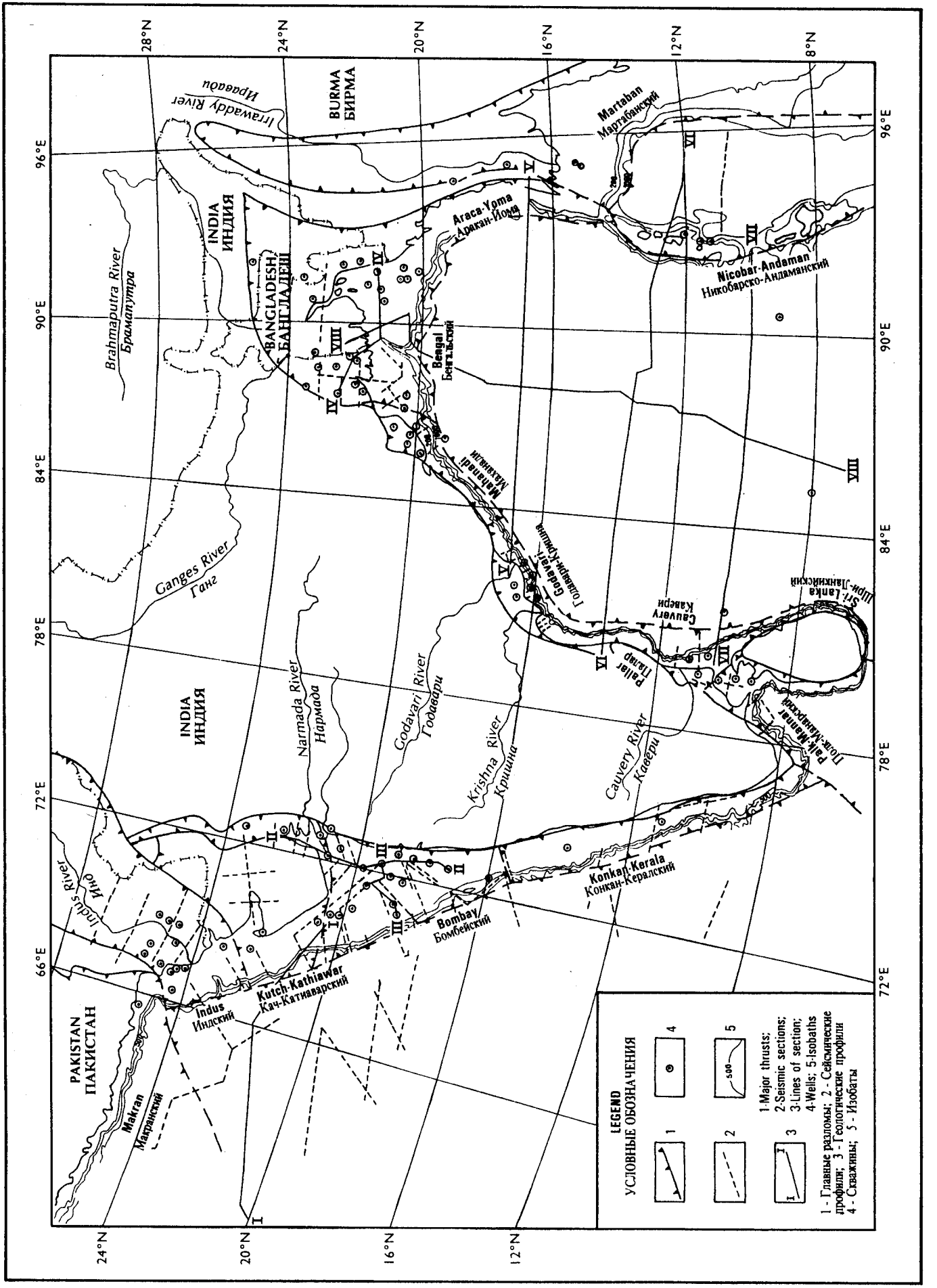


FIGURE 7.1 Location of wells, seismic lines and cross-sections used to construct map sheets of Indian Shelf

РИСУНОК 7.1 Расположение скважин, сейсмических профилей и разрезов, использованных для составления карт шельфа Индии

http://jurassic.ru/

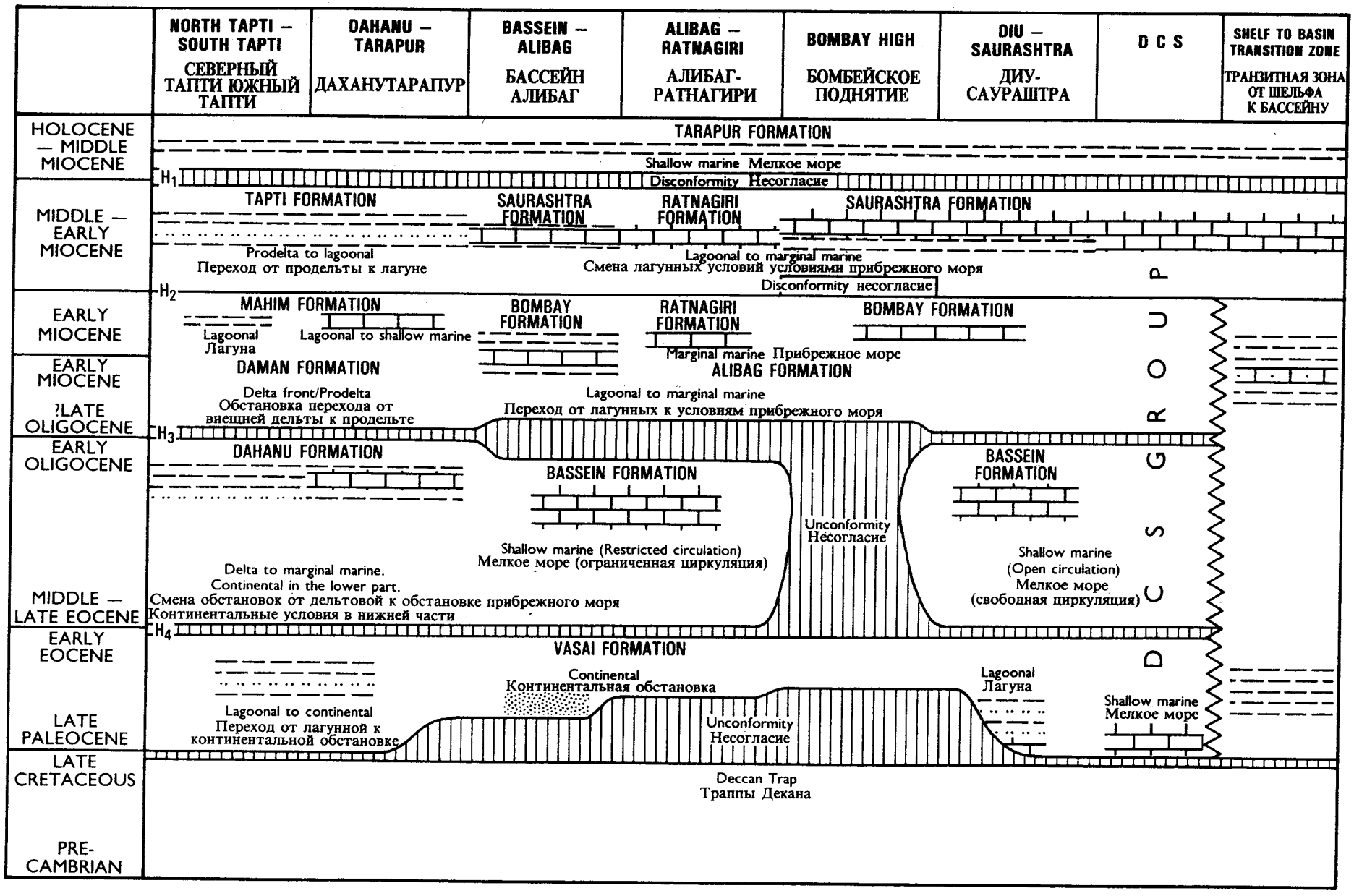


FIGURE 7.2 Stratigraphy of Bombay Offshore Basin *(Basu, Banerjee & Tamhanei, 1982)*

РИСУНОК 7.2 Стратиграфическая схема Бомбейского шельфа

http://jurassic.ru/

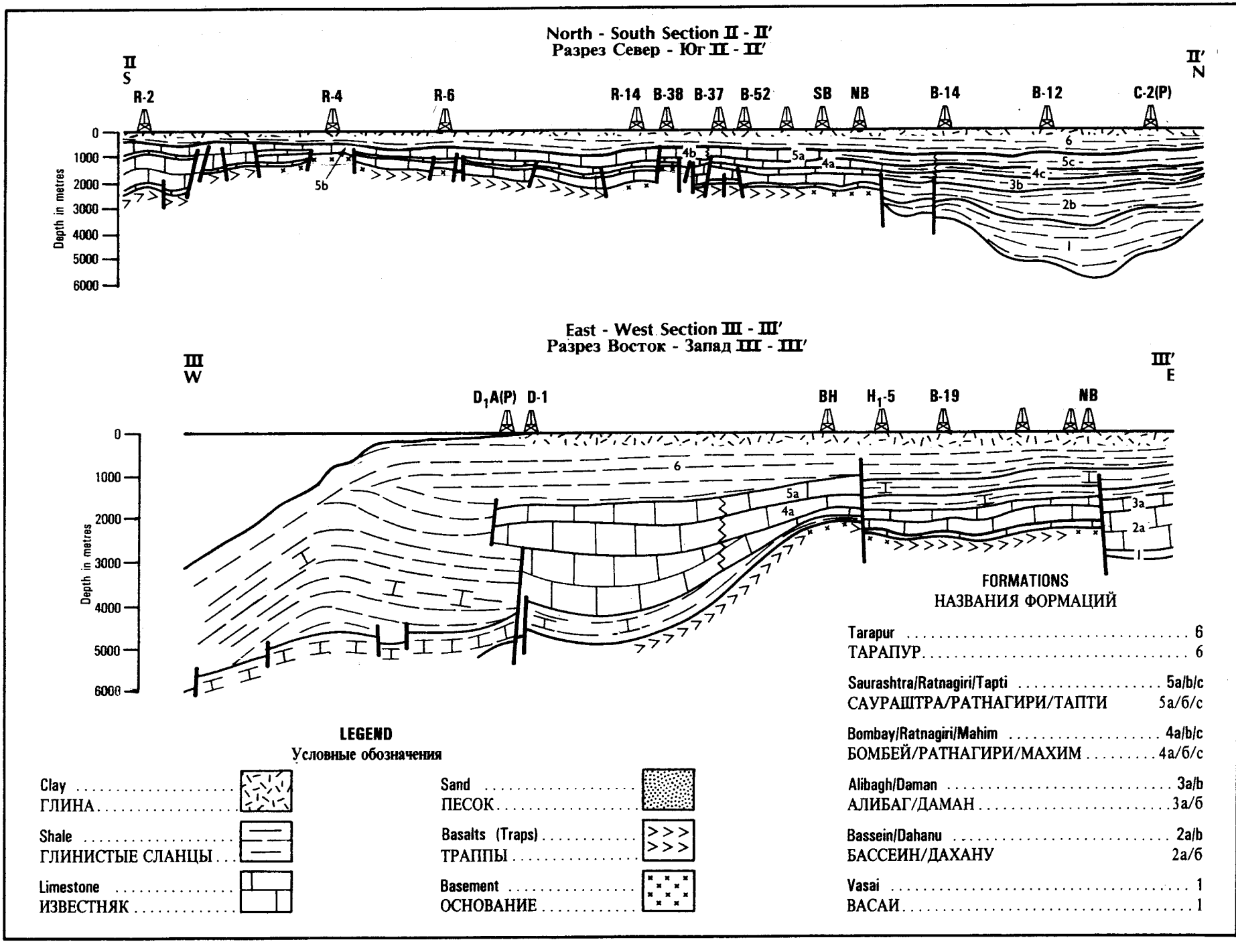


FIGURE 7.3 Geological sections across Bombay Offshore Basin (*Basu, Banerjee & Tamhanei, 1982*)

РИСУНОК 7.3 Геологические разрезы через Бомбейский шельфовый бассейн

http://jurassic.ru/

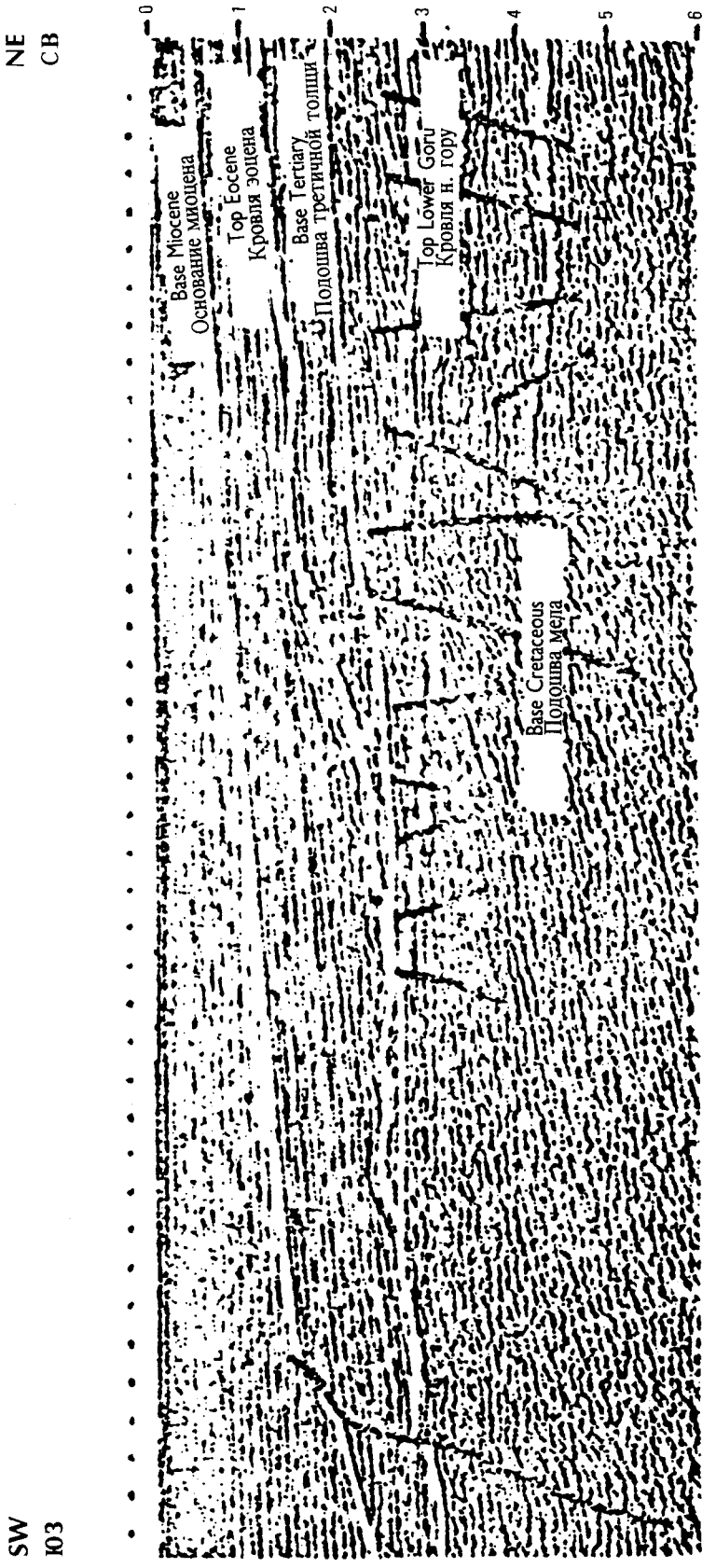


FIGURE 7.4 Offshore Indus Lead *(Soulsby & Kemal, 1988)*
РИСУНОК 7.4 Сейсмический профиль шельфа в районе устья р. Инд

http://jurassic.ru/

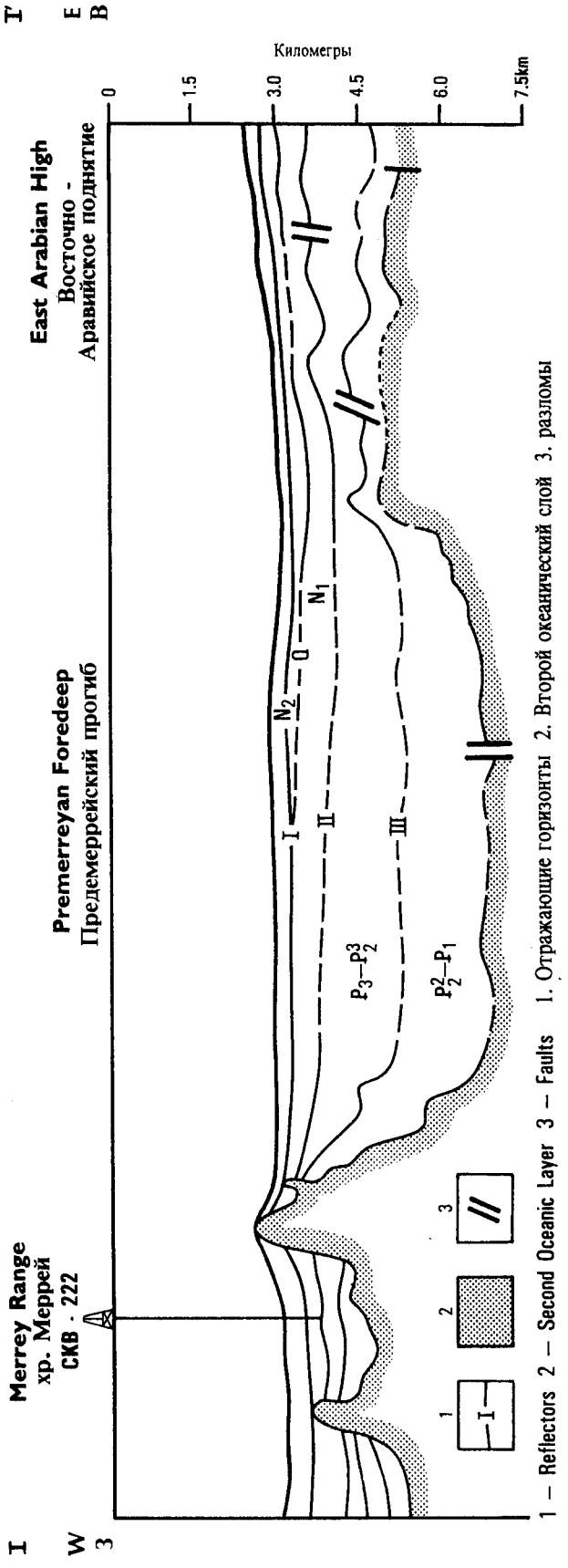


FIGURE 7.5 Geological and geophysical profile (I - I′) across the northwestern part of the Arabian Sea *(Babenko, Panajev, Svistunov, 1981)*

РИСУНОК 7.5 Геолого - геофизический профиль I-I′ через северную часть Аравийского моря *(Бабенко, Панаев, Свистунов, 1981)*

http://jurassic.ru/

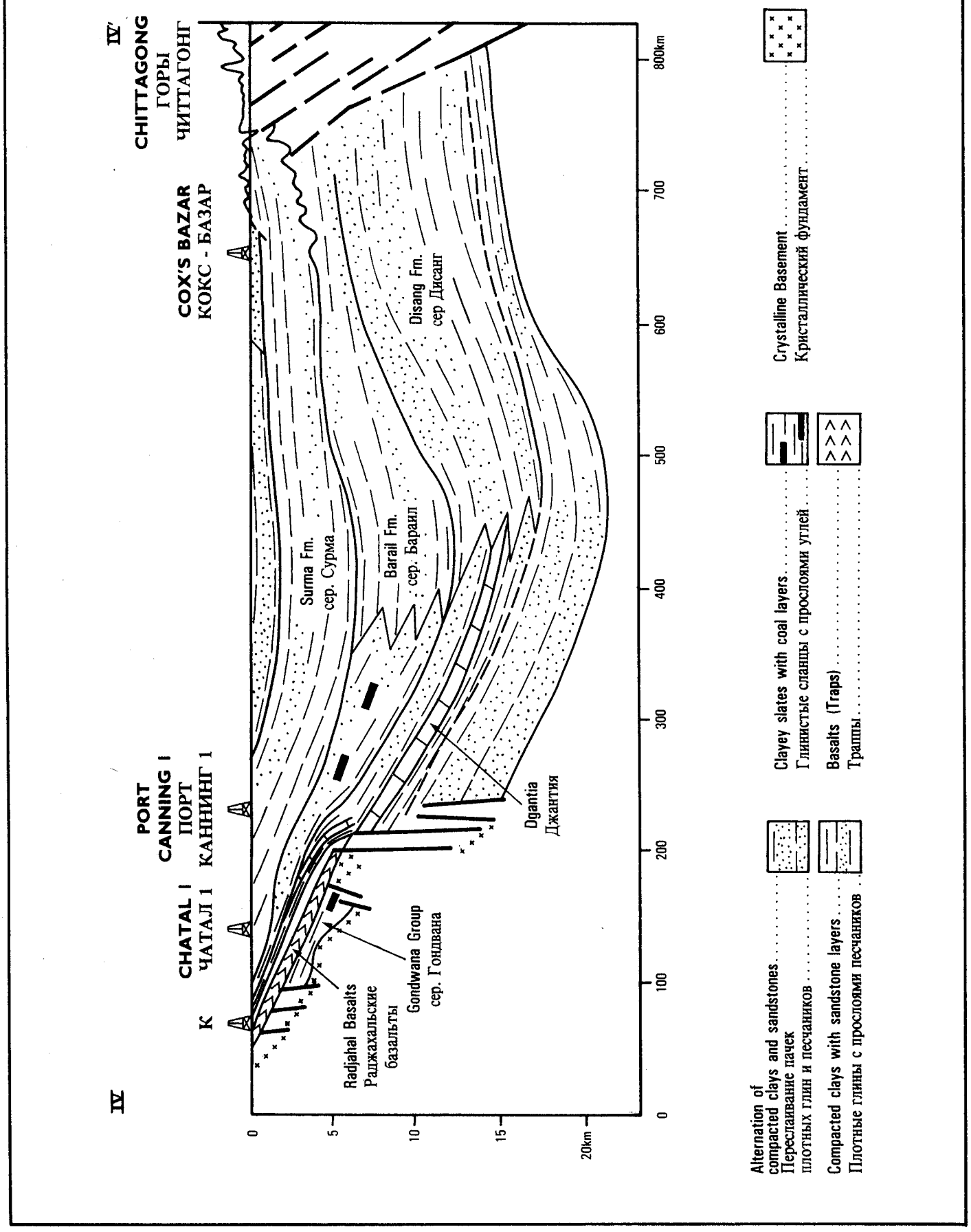


FIGURE 7.6 Geological Profile (IV - IV') across the Bengal Shelf *(Paul & Liam, 1975)*
РИСУНОК 7.6 Геологический профиль через Бенгальский шельф (IV - IV') *(Paul & Liam, 1975)*

http://jurassic.ru/

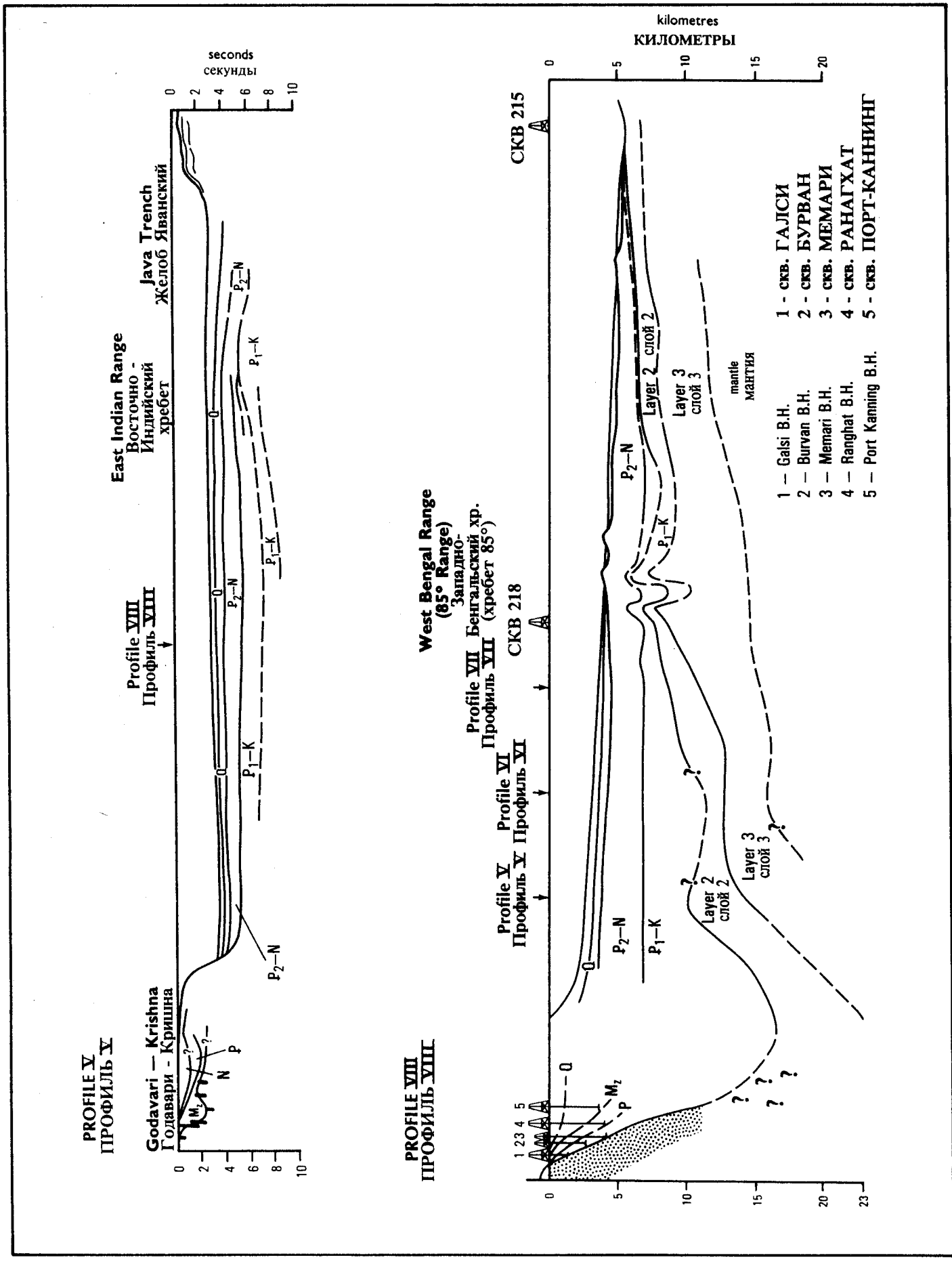


FIGURE 7.7 Geological and geophysical profiles of the Godavari - Krishna - Java Trench (Ⅴ - Ⅴ′) and the Bengal Shelf (VIII — VIII′) *(Curray, Emmal et al., 1982)*

РИСУНОК 7.7 Геолого - геофизический профиль по линии Годавари - Кришна - Яванский желоб (Ⅴ - Ⅴ′) - Бенгальский шельф (VIII-VIII′) *(Curray, Emmal et al, 1982)*

http://jurassic.ru/

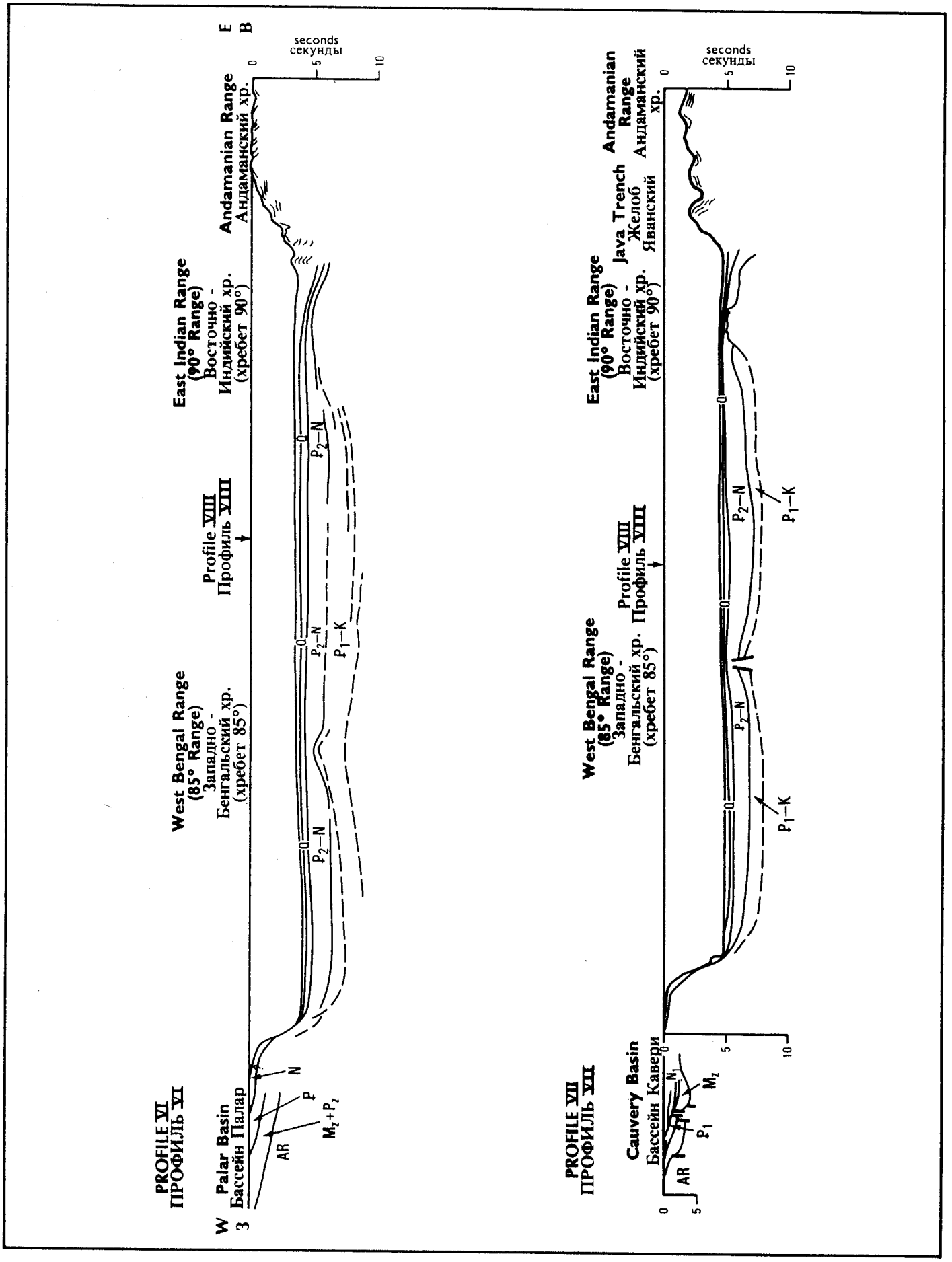


FIGURE 7.8 Geological and geophysical profiles of the Palar-Nicobar-Andaman Shelf (VI — VI') and the Cauvery-Nicobar-Andaman Shelf (VII — VII') *(Curray, Emmal et al., 1982)*

РИСУНОК 7.8 Геологический и геофизический профили Палар-Никобар - Андаманского шельфа (VI-VI') и Каувери-Никобар- Андаманского шельфа (VII-VII') *(Curry, Emmal et al, 1982)*

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 8

ШЕЛЬФ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА

Н. Дюксбури

Автором составлены четыре палеогеорафические карты для региона Персидского залива. Основная цель этих карт заключается в освещении палеогеографической эволюции рассматриваемой области и в показе наиболее важных временных отрезков, в течение которых существовали благоприятные условия для формирования месторождений углеводородов. Ближневосточная нефтеносная провинция является одной из самых богатых в мире. Она обрамляется с северо-востока Загросской зоной правосторонних надвигов позднетретичного - до современного возраста. Эта зона отделяет рассматриваемую провинцию от Хамадан-Сирханской зоны внутреннего Ирана. С юго-востока провинция ограничена другой зоной разломов (зона разломов Оуен), которая отделяет Аравийский блок от Индийского океана. С запада эта область граничит с Аравийско Нубийским щитом.

Начиная с позднего карбона и ранней юры эта территория представляла собой платформу, в пределах которой накапливались мелководные карбонатные осадки; причем в центральной депрессии формировались эвапориты, а к западу в виде отдельных полос - кластические отложения. В период между средней юрой и туроном неровный рисунок платформы становится еще более сложным. Появляются внутришельфовые бассейны, расчленяющие мелководную карбонатную платформу. Во время раннего и среднего альба поступление обломочного материала с Аравийско-Нубийского щита достигает своего максимума.

В период от позднего турона до коньяка тектонические процессы, относящиеся к Альпийской орогенной эпохе приводят к изменениям в режиме седиментации. Формируется открытый предгорный прогиб, который заполняется морскими глинистыми осадками, причем источником материала является находящаяся на востоке область распространения флиша. Начиная с позднего кампана и до раннего маастрихта происходило щирокомасштабное надвигообразование и формирование офиолитов в четырех глубоких бассейнах. В результате этих процессов сформировалась карбонатная платформа на западе и бассейн, заполненный глинистыми осадками, на востоке. Кластический материал приносился с изостатически поднимавшегося орогенного пояса, расположенного на восточной стороне бассейна.

В течение раннего и среднего олигоцена размеры седиментационного бассейна сократились, что, вероятно, было связано с падением уровня моря. В период поздней фазы Альпийского орогенеза вдоль краев плит, подвергшихся коллизии, поздне-среднеолигоценовые обломочные отложения, миоценовые карбонаты и эвапориты были перекрыты более молодыми миоценовыми и плиоценовыми кластическими осадками.

В атлас для этого региона включены карты четырех стратиграфических срезов.

I. Палеогеографические реконструкции.

1. Поздняя пермь

В течение среднепермского времени море трансгрессировало через.

Аравийский полуостров с северо-востока. Самые ранние кластические осадки, связанные с этой трансгрессией, отлагались в лагунных и литоральных условиях. В тоже время установлено, что обширная площадь платформенных карбонатов и асоциирующиеся с ними ангидриты были сформированы в морской обстановке, на внутреннем шельфе. Местами платформенные карбонаты встречаются вместе с осадками, представляющими чередование мелкообломочных кластитов и гипсоносных или ангидритовых глинистых осадков, а вдоль окраин бассейна - с флювиальными отложениями.

Позднепермская осадочная толща обладает хорошо выраженной цикличностью с многочисленными вертикальными и горизонтальными изменениями, обусловленными небольшими трансгрессиями и регрессиями и флуктуациями в притоке обломочного материала.
Смит и Брайден (1980) предполагают палеошироту 0-20° ю.ш. и теплый аридный климат.

2. Средняя юра (келловей)

С позднего келловея до начала баррема происходила обширная трансгрессия, захватившая большую часть Ближневосточной платформы. Это событие очень сильно повлияло на палеогеографию этой области и имело определяющее значение для образования залежей нефти, обнаруженных в центральной части провинции. Осадочный бассейн, занимаемый юрским платформенным карбонатным морем, достиг зрелости и стабильности в келловее. Калькарениты формировались в условиях пляжей, внешних береговых баров и мелководий. Известняки, как правило, накапливались в условиях открытого моря. Приток осадочного материала был минимальный из-за низкого рельефа окружающей море суши.

http://jurassic.ru/

В восточной части Персидского залива в пределах внутришельфового бассейна Пюрестан шло накопление карбонатных осадков. Начиная со средией и до поздней юры, периодически накапливались осадки, обогащенные органикой. К концу юрского времени широкое распространение приобрели процессы эвапоритизации; были сформированы экранирующие толщи, контролирующие аккумуляцию углеводородов.

3. Поздний мел.

Конец турона совпал с началом орогенной активности, связанной с Альпийским циклом, затронувшей фанерозойскую толщу Аравийского полуострова. В течение коньяка море медленно трансгрессировало через Ближневосточный бассейн. Первоначальное накопление мелкообломочного материала сосредотачивалось в палеопонижениях. Уплотненные толщи аккумулировались на бортах этих понижений до тех пор пока кампанская трансгрессия достигала своего западного предела, а мелководное карбонатное море распространялось на большую часть Аравийского полуострова. Около береговых линий близких к эрозионным зонам тыловых областей складчатости происходило накопление континентальных, дельтовых и литоральных песчаников, иногда фациально замещаемых известняками.

В северо-западной части области (рис. 8.1) свод Ха Иль действовал как палеогеографический барьер в период этой позднемеловой трансгрессии, отделяя сушу "Галфиан" на востоке от изрезанного заливами моря "Тетис" на северо-западе.

Во время позднего кампана мощные офиолитовые толщи, ассоциирующиеся с синорогенными морскими кластитами отлагались в передовом прогибе, развивавшимся вдоль зарождающегося орогенного пояса на северо-востоке и востоке. Осадконакопление в течение познего маастрихта, главным образом, контролировалось развитием форланда и определялось взаимоотношениями обстановок континентальной, карбонатной и морской кластической седиментации вдоль зон коллизии. В более стабильных, платформенных областях отлагались мелководные морские карбонаты.

4. Поздний олигоцен - ранний миоцен.

Отложения позднего эоцена-среднего олигоцена отсутствуют вследствие воздымания этой области и сопутствующей этому процессу эрозии. С конца олигоцена до раннего миоцена площадь Персидского залива резко сокращается. Развитые местами отложения паралического осадконакопления замещались на платформенные карбонаты на оставшейся части форланда Загрос, на восток -северо-востоке. Впоследствии эти толщи были постепенно перекрыты эвапоритами и глинистыми образованиями на большей части бассейна. В этот период на территории Ирана были распространены возвышенности и межгорные бассейны, в которых отлагались озерные, карбонатные плайевых озер, обломочные и редко морские осадки.

ЛИТЕРАТУРА

Alsharhan, A.S., 1989. Petroleum Geology of the United Arab Emirates. Jour. Pet. Geol, 12 (3), pp. 253-288.

Alsharhan, A.S. and Kendall, C.G.SE.C., 1986. Precambrian to Jurassic rocks of the Arabian Gulf and adjacent areas: Their facies, depositional setting and hydrocarbon habitat. AAPG Bull, 70(8), 977-1002.

Garfield, L 1985. Evolution of the Sedimentary Environments of the cover rocks on the Arabian Peninsula. Riofinex Open File Report RF-OF-05-5.

Harris, P.M., and Frost, S.H. 1984. Middle Cretaceous carbonate reservoirs. Fahud field and northwestern Oman AAPG Bull, 68, 649-658.

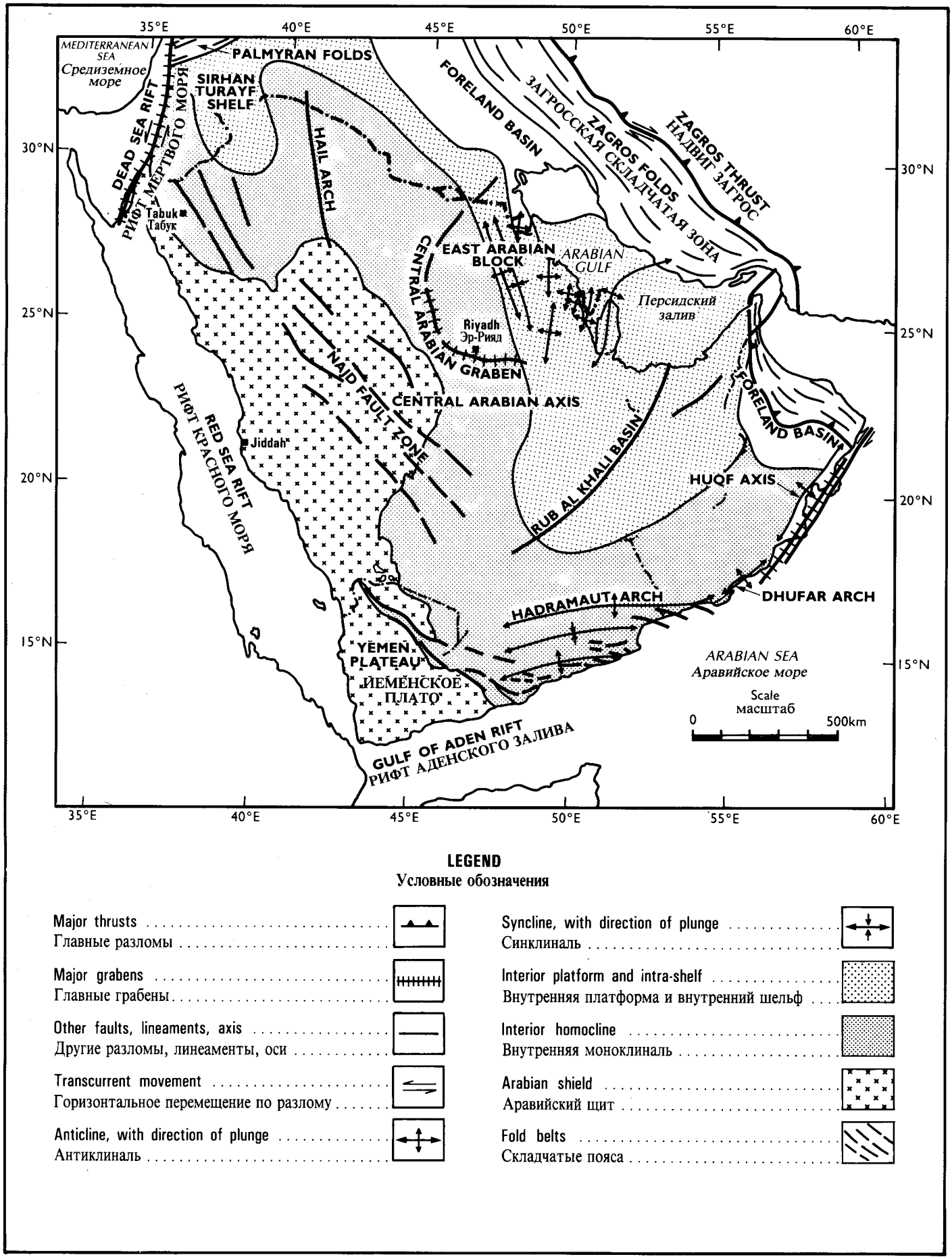
Lippard, S.J., Smewing, J.D. Rothery, D.A. and Browning, P. 1982. The geology of the Dibba Zone, northern Oman Mountain: a preliminary study. Journ. Geol. Soc. Lond, 139, 59-66.

Murris, R.J., 1981. Middle-East: Stratigraphic evolution and oil habitat. Geol. Mijn, 60, 467-486.

Powers, R.W., Ramirez, L.F., Redmond , C.D. and Elberg, E.L. 1966. Geology of the Arabian Peninsula: Sedimentary Geology of Saudi Arabia U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 560-D, 147p.

Sherief, F.A., 1982 Lithofacies distribution of the Permian-Triassic rocks in the Middle East. Journ. Petrol. Geol. 4, 299-310.

http://jurassic.ru/



LEGEND
Условные обозначения

Major thrusts
Главные разломы

Major grabens
Главные грабены

Other faults, lineaments, axis
Другие разломы, линеаменты, оси

Transcurrent movement
Горизонтальное перемещение по разлому

Anticline, with direction of plunge
Антиклиналь

Syncline, with direction of plunge
Синклиналь

Interior platform and intra-shelf
Внутренняя платформа и внутренний шельф

Interior homocline
Внутренняя моноклиналь

Arabian shield
Аравийский щит

Fold belts
Складчатые пояса

FIGURE 8.1 Major structural features of the Middle East Basin *(from Garfield, 1985)*
РИСУНОК 8.1 Основные структурные элементы бассейна Ближнего Востока *(Гарфилд, 1985)*

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 9

КАСПИЙСКОЕ И ЧЕРНОЕ МОРЯ

К.А. Ушко

Каспийско-Черноморская область (или регион Восточного Паратетиса), расположенная на стыке докембрийской древней Русской и эпигерцинской Скифско-Туранской платформы и Средиземноморского Альпийского геосинклинального пояса, претерпела длительную геологическую историю в догерцинский тектонический этап (поздний докембрий-ранний палеозой), герцинский цикл (силур-триас) и альпийский цикл (юра-плейстоцен) тектонического развития.

Геологическое развитие Каспийского и Черного морей в мезозое и кайнозое -- в Альпийский цикл -- в юре, мелу, палеогене было тесно связано с океаном Тетис и образовавшимся позже -- в олигоцене, на его северной окраине крупным внутриконтинентальным морем -- Паратетисом. Образование и развитие морей Северного Тетиса и Паратетиса происходило в результате тектонических движений Альпийского пояса, древней и молодой платформ, глобальных колебаний океана и изменения климата.

В конце раннего миоцена море Паратетиса подразделяется на Западный и Восточный. При этом Восточный Паратетис, включавший Каспийский и Эвксинский (Черноморский) бассейны, значительно превосходил Западный (Паннонский) Паратетис. Позже, в начале плиоцена, произошла дальнейшая дифференциация и Каспийский бассейн отделился от Эвксинского, а в плиоценово-четвертичное время соединение этих бассейнов происходило только периодически.

Геологическая история развития шельфа Каспийского моря, следовательно, тесно связана с развитием шельфа Черного моря. Оба бассейна имеют ряд общих черт геологического строения и развития: гетерогенность строения, наличие глубоководных впадин, неразрывная связь с историей альпийского геосинклинального пояса и платформ, длительные и широкие (в мезозое и палеогене) или периодические, порой кратковременные соединения между собой (в неогене и плейстоцене), а также соединения с бассейнами океана Тетис и Атлантики, а в юрское, меловое и в палеогеновое время с бассейнами Арктики.

Имеются и черты различия в строении и развитии этих бассейнов Восточного Паратетиса. К ним относятся: особенности геологического строения и мозаики дна морей, индивидуальные черты тектонического и палеогеографического развития в мезозое и особенно в кайнозое, когда они стали полуизолированными и изолированными, широтная протяженность структуры Черного моря и меридиональная, наряду с субширотной Кавказской, направленностью Каспийской области прогибания, обширные шельфовые области в древние эпохи и в настоящее время, характерные для Каспийского моря и в то же время неширокие (кроме с.-з. части) шельфы Черного моря в прежние эпохи и ныне.

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

К.А. Ушко, А.В. Мамедов, И.С. Гасанов, А.Д. Гурова,
С.Б. Кочарьянц, В.И. Курлаев, В.В. Липатова,
В.М. Седайкин, И.Э. Сорокина, Н.Я. Жидовинов, П.В. Федоров

Введение

Каспийское море и прилегающая суша являются одним из наиболее хорошо геологически изученных регионов СССР. На акватории Каспийского моря и его обрамлении на протяжении более 50 лет ведутся геологические, геоморфологические, буровые, геохимические, геофизические и другие поисково-разведочные работы на нефть и газ на шельфе и склоне, которые отличаются огромной мощностью (до 20 км) осадочного чехла.

Особенно большой объем падает на долю геофизических методов гравиметрических, электрозаведочных, аэромагнитных, сейсморазведочных, из которых наиболее эффективной является сейсморазведка методом общей глубинной точки (МОГТ). Данные структурного и глубокого бурения скважин моря неравномерны и недостаточны, но на площадях детальных сейсмических исследований пробурены многие скважины на шельфе Южного Каспия, но совсем немного в Среднем Каспии. Сейсмические профили, использованные нами, привязаны к этим скважинам и, по мере возможности, стратифицированы. Использованы также при стратифицировании сейсмопрофилей и данные по скважинам на прилегающей обширной суше.

Суша, обрамляющая современное Каспийское море, бывшая в древние эпохи мезозоя и кайнозоя шельфовыми и глубоководными областями бассейна, относится по геологической и геофизической изученности к числу наиболее детально исследованных территорий. В области стратиграфии, тектоники, литологии, нефтегазоносности это один из наиболее хорошо изученных опорных регионов.

http://jurassic.ru/

Литература по геологии и геофизике Каспийского моря и его обрамлении обширна. По Каспийскому морю наибольший интерес представляют работы, посвященные вопросам глубинного строения, тектонического районирования, связи глубинной структуры со складчатостью молодых образований, геологической природы геофизических полей, истории геологического развития, геологии и нефтегазоносности.

К числу использованных работ по геологии и геофизике Каспийского моря можно отнести труды: А.Л. Путкарадзе (1958), В.Е. Хаина (1958), Я.П. Маловицкого (1968), Ю.А. Година (1969), Э.Н. Алиханова (1977, 1978), А.Н. Гаджиева, Рагимханова (1984), К.А. Исмайлова, И.С. Гасанова (1984), Л.П. Лебедева и др. (1978, 1987), И.С. Гасанова и др. (1983), Э.Ш. Шихалибейли, А.В. Мамедова (1984), Х.Б. Юсуфзаде (1981), П.З. Мамедова (1988) и других исследователей.

По древнему шельфу-суше, обрамляющей Каспийское море использованы работы: А.А.Ализаде и др. (1985а; 1985б), М.М. Алиева и др. (1983, 1985, 1986), И.О.Брода (1964, 1965), М.С. Бурштара и др. (1969), А.А.Геодекяна, В.В. Денисевича и др. (1960, 1962), Е.А. Гофман, И.Э. Сорокиной и др. (1988), Н.Я. Жидовинова, В.И. Курлаева (1971), Н.Я. Кунина (1989), В.В. Липатовой и др. (1984), А.П. Лисицына (1980), А.В. Мамедова (1977), Е.Е. Милановского (1968), Л.А. Польстер и др. (1962), И.И. Потапова (1954), Обяъснительные записки к схемам стратиграфии триаса (1973) и юры (1973), Постановления Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) СССР (1976, 1981), Региональная стратиграфическая схема Казахского Регионального МСК (1986), Решения МСК СССР (1973, 1979), Н.Г. Сазоновой, И.Т. Сазонова (1967), Справочник по стратиграфии... (1987), М.Ш. Ташлиева и др. (1985), К.А. Ушко и др. (1962, 1987), П.В. Федорова (1957), Хабаровой Т.М. и др. (1978), В.Е. Хаина (1973, 1984), И. Штёклина (1977), А.Л. Яншина и др. (1961), Н.А. Ясаманова (1978), M. Berberian and G.C. King (1981) и многие другие.

Схематические палинспастические реконструкции представлены в работах: M. Berberian and G.C. King (1981), Атласе литолого-палео-географических карт мира (1989) по Гахагону Л., Скотизу Х.Р. и Ларсену Р.Л, Истории океана Тетис (1987) и других.

В основу настоящей работы положены новые материалы структурного, и глубокого и сверхглубокого бурения, геологической съемки, геологических и геофизических исследований, многолетние и новейшие исследования авторов, обширные литературные данные. Особое значение имели обобщающие крупные труды: "Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления", часть II (1961) и "Атлас литолого-палеогеографических карт СССР", т. Ш, IУ (1967, 1968). В составлении, а также редактировании карт этих Атласов участвовали по Каспийскому региону многие ученые -- авторы настоящего раздела Атласа по шельфу.

В заключительной фазе был также использован недавно изданный в СССР Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, А.М. Балуховский (1989).

Раздел и карты по региону Каспийского моря Атласа палеогеографических карт "Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое" представляют собой первый труд по истории развития шельфов региона Каспия в мезозое и кайнозое. В разделе рассмотрены 24 в основном поярусных карт масштаба 1:5.000.000: по триасу -- раннему, среднему, позднему; по юре -- тоару, байосу, бату, оксфорду; по мелу -- апту, альбу, турону, кампану; по палеогену -- дату и палеоцену, среднему эоцену и позднему олигоцену; по неогену -- чокраку, среднему сармату, понту, балахану, акчагылу, апшерону; по плейстоцену -- баку, раннему хазару, хвалыни, новокаспию.

Представлены карты, следовательно, от раннего триаса по плейстоцен включтиельно, т.е. от 248(250) млн лет до 5-6 тыс лет радиометрической шкалы.

Авторы искренне благодарны академику В.Е. Хаину за консультации и рецензирование палеогеографических карт региона Каспийского моря.

I. Особенности геоморфологии

Каспийское море представляет собой уникальный внутриконтинентальный бессточный водоем, крупнейшее в мире озеро-море и образовавшегося на месте длительного развития существовавших ранее ряда морских бассейнов Тетиса и Восточного Паратетиса, в течение мезозойского и кайнозойского времени. Каспийское море характеризуется своеобразными геотектоническими и литофациальными особенностями и связанными с ними большими перспективами нефтегазоностности.

Орографически Каспийское море с юго-запада и юга обрамляется горными системами Кавказа, Талыша и Эльбурса, а с востока возвышенными плато Красноводским, Устюрт и Мангышлак, на юго-западе и юго-востоке Куринской и Зап.-Туркменской впадинами; с севера, северо-запада -- обширной Прикаспийской низменностью, а с запада -- низменностями Восточного Предкавказья.

Каспийское море пересекают в широтном и субширотном направлениях крупные разнородные геоструктурные зоны, которые продолжаясь в море, принимают участие в формировании морфологии дна. Это, с севера на юг докембрийская платформа, эпигерцинская платформа и альпийские складчатые сооружения.

http://jurassic.ru/

По морфологическим особенностям дна в Каспийском море отчетливо выделяются пять крупных структурно-геоморфологических элементов: (с севера на юг): Северо-Каспийская впадина, Мангышлакский порог, Средне-Каспийская впадина, Апшеронский порог и Южно-Каспийская впадина.

В Северном Каспии выделяется аккумулятивный шельф. В Средне-Каспийской впадине выделяются шельф, материковый склон и глубоководная впадина (с глубиной 500 м, макс. 788 м). В рельефе дна Южного Каспия выделяются аккумулятивный шельф, материковый склон, подводные хребты и дно глубоководной котловины (глубины до 800-1000 м). Глубоководные котловины Южного и Среднего Каспия приурочены к наиболее структурно опущенным частям земной коры. Мангышлакский и Апшеронский пороги соответствуют крупным зонам тектонических поднятий. Широко развитые на дне Каспийского моря шельфовые области также отражают структурно-тектонические особенности и имеют свои специфические особенности для платформенной и геосинклинальной областей моря.

Очертания береговой линии также находятся в тесной связи с тектоникой, отражая в сглаженном виде простирания прилегающих структурных элементов. Мысы и полуострова соответствуют поднятиям, заливы -- прогибам. В то же время некоторые тектонические элементы в платформенной области не находят отражения в рельефе или даже наблюдается обратные соотношения. Так, значительная часть Карабогазского свода и Северо-Каспийское поднятие заняты в настоящее время мелководными понижениями залива Кара-Богаз-гол и Уральской бороздины.

II. Основные черты тектоники

Область прогибания Каспийского бассейна характеризуется гетерогенностью геологического строения и включает на севере Прикаспийскую впадину докембрийской Русской платформы, в Среднем Каспии -- эпигерцинскую Скифско-Туранскую платформу и Терско-Каспийский краевой прогиб и на юге -- его синклинальную Южно-Каспийскую мегавпадину (включающую Куринскую и Западно-Туркменскую впадины) и обрамляющий ее мегаантиклинорий Большого и Малого Кавказа, Копет-Дага и Эльбурса.

В пределах указанных крупных геоструктурных элементов Каспийского моря выделяются структурные элементы среднего порядка.

В Северном Каспии -- части древней Русской платформы выделяются известные на суше зона соляно-купольных поднятий, а также зона Южно-Эмбенского поднятия.

В пределах Среднего Каспия -- морской части Скифско-Туранской эпигерцинской платформы выделяются Бузачинский свод, Восточно-Манычский прогиб, вал Карпинского, Тюб-Караганский вал, Беке-Башкудукский вал, Сегендыкская депрессия, Центральная Каспийская моноклиналь, Песчано-Ракушечная зона поднятий, прогиб Казахского залива, Карабогазский свод, морская часть Кубадаг-Большебалханского мегаантиклинория, Терско-Каспийский прогиб с Северо-Апшеронской и Терско-Сулакской впадинами и Самурским выступом между ними.

В Южном Каспии -- морской части альпийской складчатой области, выделяются Апшероно-Прибалханская складчатая зона с Апшеронской и Прибалханской подзонами, складчатая зона Бакинского архипелага, Абиховская (поперечная) складчатая зона, складчатая зона области Южно-Каспийского срединного массива, Сара-Чикишлярская (широтная) складчатая зона и Предэльбурский прогиб. (Рис.9.1).

По геолого-геофизическим данным осадочное выполнение Каспийского моря в различных его частях имеет различный стратиграфический диапазон. В Северном и Южном Каспии, сформировавшихся соответственно на докембрийском и байкальском основаниях, осадочный чехол включает весь комплекс фанерозойских отложений, а в Среднем Каспии, возникшем на герцинском складчатом основании, он охватывает лишь мезозой и кайнозой. Максимальная мощность осадочного чехла фиксируется в Южном Каспии, где она достигает 20-22 км. В Среднем и Северном Каспии его мощность не превышает 8-10 км.

Несмотря на детальные геологические и геофизические исследования, строение впадин Каспийского моря изучено недостаточно. На происхождение глубоководной впадины Южного Каспия существуют различные взгляды и гипотезы, из которых основными являются следующие: 1) образование как реликтовой впадины с первичной океанической корой; 2) как структура, возникшая в результате растяжения и раздвигания верхнего сиалического слоя земной коры; 3) возникновение впадины аналогично механизму образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса из глубинных процессов преобразования континентальной коры в океаническую.

Проведенными исследованиями установлено, что впадины Южного и Среднего Каспия возникли на различном в структурном и возрастном отношении фундаменте. В современных условиях обе впадины возможно являются наложенными структурами. Выявлено также блоковое блоковое строение доальпийского и альпийского комплексов Каспийского моря, сопровождаемое глубинными разломами различного возраста, морфологии и глубины.

http://jurassic.ru/

Южно-Каспийскую впадину, по новейшим геолого-геофизическим данным можно отнести к новообразованной и возникшей на континентальной коре; она отличается от впадины Среднего Каспия сокращенной мощностью консолидированной коры и максимальной мощностью осадочного чехла. Максимальное прогибание Южно-Каспийской впадины произошло в среднем плиоцене - балаханском веке (мощность продуктивной и красноцветной толщ до 4000-5000м), а Средне-Каспийской впадины-в позднем плиоцене - в акчагыльский век (мощность до 500-550 м). И апшеронский век (до 700-1000м).

Каспийская область прогибания земной коры включает Южно-Каспийский, Средне-Каспийский и Северо-Каспийский нефтегазоносные осадочные бассейны. Сопредельными с ними с востока являются Каракумский и Северо-Устюртский бассейны (И.О. Брод, 1962, 1965).

Данная область (регион), расположенная на стыке древней и молодой платформ и альпийского геосинклинального пояса, претерпела длительную геологическую историю в догерцинскую тектоническую эпоху (поздний докембрий -- низы палеозоя), герцинский цикл (силур-триас), альпийский цикл (юра-плейстоцен).

III. Палеогеографические реконструкции

1. Герцинский цикл (эпоха)

О догерцинской эпохе области Каспийского моря известно очень мало. О ней можно судить лишь в самых общих чертах и на основании данных по континентальному обрамлению моря (Большой Кавказ, Эльбурс).

Герцинский тектонический цикл для Каспийского региона известен несколько лучше. В герцинском цикле отчетливо (особенно для Большого Кавказа) различаются: ранне-герцинский, геосинклинальный этап (силур-ранний карбон) и поздне-герцинский-орогенный этап (средний карбон -- средний, поздний триас).

В течение ранне-герцинского этапа на значительной части региона континентальные условия, существовавшие в раннем палеозое (верхний кембрий, ордовик) сменяются морскими (силур-нижний карбон). Вся северная часть области, лежащая между Русской платформой и Апшеронским порогом, становится составной частью обширного субширотного эвгеосинклинального прогиба -- Предкавказско-Кавказско-Закаспийского, где отлагались сланцевые и вулканогенные формации и осадочные толщи. Геосинклинальные погружения и существование морского бассейна продолжалось здесь и в позднегерцинский этап вплоть до ранней перми. Геоантиклинальный режим сохранялся лишь в полосе Средне-Каспийского-Карабогазского сводов, что подтверждается отсутствием здесь палеозойских отложений.

История развития Южного Каспия в течение среднего и позднего палеозоя неизвестна. По аналогии с Куринской впадиной, генетически связанной с Южным Каспием, можно предполагать, что эта область, консолидировавшаяся в раннем палеозое, входила в герцинском цикле в состав Западно-Туркменского срединного массива. Южнее, на прилегающей территории Сев.Ирана, располагался Эльбурский прогиб, в котором шло накопление карбонатных толщ.

В поздне-герцинском этапе выделяются две стадии: раннеорогенная (средний, поздний карбон), которая отличается некоторым преобладанием продолжающихся погружений и позднеорогенная (пермь-средний триас) -- преобладанием поднятий на большей территории области.

Ранне-пермская регрессия в Северном Прикаспии и Среднем Каспии сменилась поздне-пермскими опусканиями, которые привели к накоплению пермо-триасового, преимущественно красноцветного комплекса отложений, начинающего разрез эпигерцинского платформенного чехла.

В этом районе поздне-пермско-триасовый период являлся переходным от геосинклинального режима к типично платформенному. Район Южного Каспия по-прежнему проявлял себя, как зона срединного массива, и поднятий и сноса.

Конкретные сведения о распространении триасовых отложений под дном Каспийского моря немногочисленны-только на восточном шельфе Среднего Каспия, на разведочных площадях Западно-Ракушечное море, Ракушечное-море, где вскрытая мощность песчано-глинистых пород триаса равна 328 м. Во всех этих районах триас связан с подстилающими пермскими отложениями, постепенным переходом и нередко выделяется как пермо-триасовый комплекс.

По данным сейсморазведки методом ОГТ важной региональной поверхностью структурного несогласия в разрезе Среднего Каспия является поверхность пермо-триасового промежуточного комплекса. Пермо-триасовые, преимущественно терригенные породы, распространены спорадически в восточных прибрежных зонах (Сегендыкский прогиб и депрессия Казахского залива, юго-западные периферии Песчаномысско-Ракушечной зоны поднятий). В центральной части Среднего Каспия, судя по временным разрезам, мощность триасовых отложений ничтожна, либо они вообще отсутсувуют. Сейсмостратиграфический анализ показывает, что мощность осадков промежуточного комплекса была обусловлена тектонической приуроченностью триасового бассейна к отдельным опущенным блокам, либо врезам кристаллического фундамента.

http://jurassic.ru/

Поверхность несогласия срезает разновозрастные отложения верхнего палеозоя и переходного пермско-триасового комплекса и фиксирует начало ортоплатформенного развития региона. Выше комплекса залегают с размывом нижне-юрские отложения.

Для преобладающей территории Северного и Среднего Каспия, пермо-триасовый период следовательно являлся переходным этапом развития от геосинклинального режима к типичному платформенному. Для этого времени характерно формирование вдоль зон глубинных разломов узких грабен прогибов, наиболее крупным из которых был Манычско-Мангышлакский. В позднепермско-триасовое время происходило формирование почти всех основных структурных элементов Северного и Среднего Каспия, определивших план альпийского цикла.

МЕЗОЗОЙ

1.1. Триасовый период

В триасовую эпоху начало трансгрессии падает на раннетриасовое время, а максимум ее -- на позднеоленекское. В среднетриасовое время произошла изоляция шельфовой части бассейна от океана Тетис. Большую роль играл вулканизм. В позднем триасе вновь происходит регрессия в области шельфа.

1.1.1. Ранний триас.

Основным направлением в тектоническом развитии Каспийского региона в оленекский век являлась общая тенденция к погружению. Однако интенсивность движений была неравномерной, что и нашло отражение в резко дифференцированном распределении мощности.

В оленекский век из области океана Тетис море проникло в Палеокаспий. Центральная часть оленекского внутреннего моря располагалась в пределах современного Каспийского моря с заливами в Прикаспийской впадине, в Восточном Предкавказье, на Мангышлаке и Зап.Туркмении. Рельеф шельфа оленекского бассейна представлял собой низменную равнину в Северном Прикаспии, прогиб в Центрально-Мангышлакской зоне, прогиб с рифами в Восточно-Манычском прогибе (карта 9.1).

Согласно схеме МСК СССР по Сев.Прикаспию (1979 г.) нижний отдел триаса подразделен на ершовский и баскунчакский горизонты, соответствующие по фауне аммоноидей, остракод индскому и оленекскому ярусам. На карте отражен баскунчакский горизонт (мощность 300-1000 м). На Сев.Устюрте и п-ве Бузачи, по схеме Казахского РМСК (1986 г.), оленекскому ярусу сответствует баскунчакский горизонт (до 2000 м). На Мангышлаке отражены сведения по тюрурпинскому горизонту, отвечающему по фауне верхнему подъярусу оленекского яруса (схема 1986 г.). Максимальная мощность этих отложений -- 1500-2000 м, установлена в (перикратонном, по В.Е. Хаину) прогибе (рифте?) Южного Мангышлака.

В Восточном Предкавказье по схеме (1979 г.) и по работе Гофман, Е.Н. Сорокиной И.Э. и др. (1988 г.) к нижнему отделу триаса в основном к оленекскому ярусу по фауне аммоноидей, фораминифер, конодонт, относятся свиты (снизу вверх): куманская (30-250 м), нефтекумская (100-1000 м), култайская (60-100 м), демьяновская (до 460 м). В трех послединих свитах установлено два комплекса оленекских цератитов. Все свиты отвечают трансгрессивной части крупного трансгрессивно-регрессивного этапа осадконакопления, (а регрессивной части соответствуют отложения среднего и позднего триаса).

Морской мелководный бассейн с нормальным солевым режимом и теплыми водами существовал на Мангышлаке, Сев.Прикаспии, где преобладали терригенные, песчано-глинистые осадки шельфа и в Восточном Предкавказье, Западной Туркмении, Сев.Иране, а также Малом Кавказе, где преобладала карбонатная седиментация. В Восточном Предкавказье, отложения оленекского яруса (нефтекумская свита) относятся к рифогенным образованиям и представлены биогермными известняками и доломитами. В районе Южно-Мангышлакского прогиба простиралась шельфовая лагуна с ограниченным водообменом.

Южнее Карабогазского свода, в пределах современной Апшеронско-Прибалханской зоны, располагалась шельфовая область, где отлагались карбонатные осадки Западной Туркмении. К югу от этой зоны в пределах Южного Каспия, Куринской и Западно-Туркменской впадин, выделялась (существовавшая и ранее, в пермский период) область крупного срединного массива, являющимся областью сноса. К югу от Южного Каспия, территория Эльбурса и Северного Ирана являлась шельфовой частью моря, где накоплялись известняки и доломиты формации Елика. В конце оленекского века произошли восходящие движения, которые в отдельных случаях привели к перерыву в осадконакоплении. Климат в раннетриасовую эпоху был аридным, о чем свидетельствует красноцветность пород, полимиктовый состав терригенных разностей, преобладание механической дезинтеграции и т.д.

1.1.2. Средний триас

В среднетриасовую эпоху, по-видимому, за счет подъема уровня океана Тетис, морской бассейн существенно расширил свои границы. По сравнению с оленекским, шельфовая часть стала мелководнее. Судя по встреченным здесь органическим остаткам, море отличалось от оленекского ненормальным солевым

http://jurassic.ru/

режимом. Оно расширило свои границы до северного борта Прикаспийской впадины. Значительно сократился в объеме, а возможно и полностью стал областью аккумуляции Песчаномысский свод (Южный Мангышлак). Судя по характеру седиментации, к северо-западу от залива Карабогазгол образовалась перемычка, препятствующая проникновению вод с нормалльной соленостью в рассматриваемую шельфовую зону, т.е. образовалось внутреннее море, близкое к современному Каспийскому. Рельеф дна среднетриасового бассейна, по сравнению с оленекским, был менее расчлененным, и в целом -- унаследован от последнего (карта 9.2).

В среднем триасе Сев.Прикаспия по схеме МСК СССР (1976, 1981) в составе анизийского и ладийского ярусов выделяется три горизонта (снизу вверх): эльтонский (90-270 м), индерский (140-350 м), мастексайский (70-440 м), которые охарактеризованы остракодовыми зонами и харофитами.

На Бузачинском своде по схеме (1986 г.) к среднему триасу отнесена каламкасская свита, а в Северо-Устюртской впадине -- арыстановская и жайалганская (50-450 м) остракодами, харофитами, двустворками. На Горном Мангышлаке (схема, 1986 г.) к среднему триасу относится хозбулакская свита (1300 м) с двустворками, остракодами, харофитами. На Южном Мангышлаке (схема 1986 г.) в среднем триасе выделяются три горизонта (снизу вверх): актасский, тенгинский и тасбулакский (общая мощность 600 м) с остракодами, двустворками, харофитами.

В Восточном Предкавказье среднему триасу по схеме (Решение... 1979; 1987, 1988 гг.) соответствуют свиты (снизу вверх): кизлярская (160-500 м), новоколодезная (60-170 м), закумская (150-300 м). Закумская и новоколодезная относятся по комплексам двустворок, остракод, харофитов, спорам и пыльце -- к ладинскому ярусу (1987 г.). Обе свиты входят в вишневскую серию. Кизлярская свита относится к анизийскому ярусу.

Темпы осадконакопления, по сравнению с раннетриасовыми, существенно сократились. Принципиально изменился тип седиментации. Если в раннетриасовую эпоху преобладал терригенный тип, то в среднетриасовую -- карбонатный. Климат стал более влажным, свидетельством чего является увеличение растительности, серая окраска пород, появление, наряду с механической дезинтеграцией, продуктов химического выветривания. Большую роль в среднетриасовую эпоху играли вулканические процессы. Активный вулканический пояс располагался, по-видимому, где-то южнее Мангышлака. В пределах последнего отмечаются наличие прослоев туфов, туффиты, широко развита гидротермальная деятельность.

Южнее перемычки Самурского выступа -- Карабогазского свода предположительно располагался шельф, который, как и в раннем триасе, ограничивался на юге сушей срединного Южно-Каспийского массива. Южнее массива, в районе Эльбурса, продолжал существовать шельф морского бассейна, где накоплялись известняково-доломитовые формации Елика. Но в конце среднего триаса, в результате начавшихся орогенных движений, в этом районе море отступило и начали отлагаться континентальные угленосные отложения серии Шемшек.

В конце среднетриасовой эпохи наблюдаются восходящие движения, море постепенно отступает.

1.1.3. Поздний триас.

В начале позднего триаса отмечалось поднятие на юге Русской платформы.

Произошла крупная регрессия в области шельфа. Размеры бассейна резко сократились. Море занимало лишь Средний Каспий с Центрально-Мангышлакским и Казгурлинским заливами, а также Б.Кавказско-Копетдагскую геосинклинальную зону, продолжение которой в Западном Кавказе четко выражено в виде шельфа и зарождающегося флишевого прогиба. Рельеф шельфа позднетриасового бассейна представлял собой низменную аккумулятивную равнину с депрессионными впадинами, подводными склонами и, возможно, долинами (карта 9.3).

Согласно региональной схемы Мангышлака (1986), в верхнем отделе выделены карнийский и норийский ярусы. На Горном Мангышлаке им соответствуют шаирская серия (свита) и аусарская свита. На Южном Мангышлаке -- темирбабинская серия, вопрос о возрасте которой пока дискуссионен. Шаирская серия представлена преимущественно терригенными породами (мощность 570 м) с двустворками, фораминиферами, спорово-пыльцевыми комплексами верхнего триаса. На Южном Мангышлаке к морским отложениям могут быть отнесены породы, слагающие жазгурлинскую свиту, представленной аргиллитами и доломитами. Проникновение в эту часть Южного Мангышлака морского бассейна происходило южнее Песчаномысского свода по унаследованному с раннетриасовой эпохи Аксу-Кендырлинскому прогибу. В отличие от среднетриасовых карбонатных пород, жазгурлинские карбонаты не содержат туфогенного материала, отсутствуют и гидротермальные изменения. В Восточном Предкавказье в позднем триасе отмечался комплекс вулканогенно-осадочных пород ногайской свиты мощностью до 1200 м.

Южнее предполагавшегося шельфа Больше-Кавказско-Копет-дагской геосинклинали находилась суша Южно-Каспийского массива. Для Эльбурса в позднетриасовое время наступило общее поднятие, на котором продолжалось образование континентальных угленосных отложений серии Шемшек. К северу, в направлении к Южному Каспию, мощность триасовых отложений сокращается и почти полностью выклинивается. Максимальное прогибание испытывали Центрально-Мангышлакский прогиб, где мощности до 2000 м и Жазгурлинская депрессия (600 м).

http://jurassic.ru/

Климат гумидный, о чем свидетельствуют углистые прослои, мономинеральный (преимущественно кварцевый) состав терригенной ссставляющей, наличие каолинита, образование кор выветривания.

1.1.4. Нефтегазоносность триасовых отложений

С триасовыми отложениями шельфа Каспийского моря и его обрамления связаны промышленные скопления углеводородов (Справочник 1987 г.).

На равнинном Мангышлаке, в районе Жетыбай-Узень регионально промышленно-нефтегазоносные отложения среднего триаса. Коллекторами служат карбонатные породы с примесью терригенного и вулканогенного материала. Но мощность и коллекторские свойства пород по площади не выдержаны.

В Северном Прикаспии (Прикаспийской впадине) регионально нефтегазоносными являются следующие комплексы триаса: нижнетриасовый красноцветный терригенный, среднетриасовый терригенно-карбонатный (большого промышленного значения не имеет) и верхнетриасовый сероцветный, терригенный. Нижнетриасовый промышленно-нефтегазоносен в Астраханском районе, Приморском и Северо-Эмбенском. Нефтяные горизонты сложены песками и песчаниками. Верхнетриасовый комплекс промышленно нефтегазоносен в Приморском и Северо-Эмбенском районах. Продуктивные горизонты приурочены к толще глин и песков, к песчано-конгломератовой толще.

В Восточном Предкавказье промышленные залежи нефти связаны с известняками нефтекумской и кизлярской свит. Коллекторы -- трещинные кавернозные и трещиннопоровые.

2. Альпийский цикл

В Каспийской области ранний и средний триас (а местами и верхний) связан с герцинским комплексом отложений, а юрские отложения с угловым несогласием лежат на размытой поверхности пермо-триасового комплекса. Все это позволяет начинать рубеж герцинского и альпийского циклов в конце триаса и альпийский цикл с юрского периода. Главной отличительной чертой развития области Каспийского моря в течение альпийского цикла является устойчивое погружение ее, интенсивность которого резко усилилась в неоген-четвертичное время, во время сопряженного интенсивного роста окружающих море горных сооружений Большого Кавказа, Копет-Дага, Эльбурса и Талыша.

Альпийскую историю развития области Каспийского моря можно подразделить на четыре этапа тектонического развития: 1. ранне-геосинклинальная стадия (ранняя и средняя юра); 2. поздне-геосинклинальная стадия (1) поздняя юра, мел, 2) палеоцен, эоцен); 3. ранне-орогенная стадия (олигоцен, ранний, средний миоцен); 4. поздне-орогенная (поздний миоцен, плиоцен, плейстоцен).

2.1. Юрский период

В ранне- и средне-юрское время в Каспийской области начался новый этап -- альпийский цикл, его ранне-геосинклинальная стадия, которая отличается крупным эвстатическим повышением уровня океана, интенсивными погружениями в его геосинклинальной части, а также платформенной, значительным увеличением площади бассейнов, частыми трансгрессиями и регрессиями, возникновением островных дуг и вулканизмом. После регрессии в позднем триасе начался трансгрессивный цикл.

В акватории Каспийского моря характер распределения общих мощностей юрских отложений свидетельствует о довольно неравномерном прогибании дна моря в пределах этих областей. Крайняя северная часть Каспия, входящая в состав Русской платформы, характеризуется в целом как крупный прогиб, в котором мощность юры увеличена по сравнению с окружающими районами. На фоне этого прогиба отчетливо выделяется Северо-Каспийское поднятие, являющееся соединительным звеном между Южно-Эмбенским и Астраханским поднятиями (мощности 700-800 м). Южнее после узкой палеодепрессии отчетливо выделяются субширотные палеоподнятия, соответствующие морским продолжениям Бузачинского и Мангышлакского поднятий, разделенных неглубоким Южно-Бузачинским палеопрогибом. В пределах этих зон поднятий мощность юры не превышает 600-800 м. К югу от Мангышлакской зоны поднятия выделяется крупный Южно-Мангышлакский прогиб с мощностями юрских отложений 1800 м. Этот прогиб с юга ограничен Среднекаспийско-Карабогазской зоной поднятия, в наиболее повышенных участках которого (Карабогазский и Средне-Каспийский выступы) юрские отложения или полностью отсутствуют или имеют резко сокращенную мощность. Указанные выступы разделены в центральной части среднего Каспия поперечным прогибом, в котором мощность юры достигает 1600-1800 м.

Важным событием юрского периода является формирование глубокого миогеосинклинального прогиба на месте Апшеронского порога -- между эпигерцинской платформой и Южно-Каспийским срединным массивом. Он являлся восточным продолжением геосинклинали Большого Кавказа, и как с севера, так и с юга ограничивался глубинными разломами. Наиболее прогнутая часть прогиба располагалась в южной акватории Апшеронского порога между поперечными разломами, осложняющими строение южного борта его. По аналогии с соседними областями суши следует полагать, что в этом прогибе в юрском периоде накопились

http://jurassic.ru/

осадки мощностью несколько тысяч метров, по своему формационному ряду сходные с отложениями, развитыми по обоим берегам Каспийского моря. С юрского времени произошел также раскол Южно-Каспийского срединного массива на отдельные глыбы, которые последовательно вовлекались в погружение от бортов к центру впадины. Здесь в преобладающей части территории в течение юрского времени господствовал эвгеосинклинальный режим, приведший к накоплению мощной серии вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, аналогично тому как это имело место в Куринской впадине.

Имеющиеся данные гравиразведки и магниторазведки, а также изменения, наблюдаемые в степени дислоцированности складчатости в молодых отложениях, позволяют предполагать, что в Туркменском шельфе и северной части Бакинского архипелага в юрское время существовали неохваченные погружением блоки срединного массива.

2.1.1. Ранняя юра

В ранне-юрское время постепенно развивается морская трансгрессия более интенсивно в позднем плинсбахе и раннем тоаре.

Тоарский век.

По фауне аммонитов установлены нижний и верхний тоар. Полнота разреза не везде одинакова. В тоарский век в геосинклинальной части Каспийской области, в Больше-Кавказско-Апшеронско-Прибалханской зоне наступило общее быстрое погружение и интенсивное поступление обломочного материала флишевых терригенных осадков большой мощности от 500-2000 м -- 3000 м. Здесь образовался крупный флишевый прогиб (карта 9.4).

В платформенной части в Среднем Каспии и в Восточном Предкавказье располагался мелководный шельф, где отлагались песчано-глинистые осадки мощностью 50-350 см. Тоарское море, следовательно, имело небольшие размеры. Четко выделялись суша, область сноса Куринско-Южно-Каспийско- Западно-Туркменского массива, Карабогазского свода, Мангышлака, Восточного Предкавказья. В районе Малого Кавказа происходит накопление маломощных глинисто-песчаных пород мелководного шельфа. В Эльбурсе формируется крупная дельта и продолжается формирование терригенной угленосной формации шемшек (мощн. 2800 м).

2.1.2. Средняя юра

В средне-юрское время отмечается, с одной стороны, унаследованность от ранней юры, но главное происходят крупные палеотектонические преобразования геосинклинальной области, возрастает погружение Русской платформы, а также Туранско-Скифской платформы. Происходит нарастание трансгрессии, начиная с аалена и максимум ее в байосе. В аалене продолжается накопление флишоидных толщ в Б.Кавказско-Апшероно- Прибалханской геосинклинали.

Байосский век.

В байосский век произошла крупная трансгрессия, связанная с проникновением вод океана Тетис с юго-запада в пределы Каспийской области. По схеме стратиграфии юрских отложений Восточно-Европейской платформы (1982) байосский ярус подразделяется на два подъяруса: нижний в составе двух аммонитовых зон и верхний в составе трех зон. Нижний подъярус в Северном Каспии, как правило, отсутствует (карта 9.5а).

Согласно схеме (Постановление ... 1981, Справочник ... 1987) в Сев. Прикаспии к байосскому ярусу (верхнему подъярусу) относятся холдыбайская и кулсаринская свиты (мощн. 25-170 м).

На Мангышлаке и Устюрте, где располагалась аллювиальная морская равнина по схеме (1987 г.) к байосу относятся: континентальная карадиимерская свита и ее аналоги (230 м), верхняя часть топашинской свиты - континентально-морской и базарлинская морская свита (200 м) с фауной аммонитов и фораминифер.

В Восточном Предкавказье, по данным (1987, 1988), байосские отложения состоят из (снизу вверх): промысловской свиты (в.часть), джанайской (350 м) и артезианской (100-450 м) с аммонитами и фораминиферами; на сев. склоне Б.Кавказа -- кулухского горизонта (1700 м), охарактеризованного аммонитовыми зонами, фораминиферами. На М.Кавказе байос (и бат) представлен вулканогенными и осадочными породами (мощн. до 2000 м). В Саатлинской сверхглубокой скважине к нижней и средней юре отнесена мощная толща Мурадханчинской серии эффузивов (вскрытая мощн. 5000 м).

Шельфовая часть бассейна, где накапливались песчано-глинистые осадки, занимала лишь платформенную область зап. части Сев. Прикаспия, Восточного Предкавказья и Среднего Каспия (мощн. 100-300 м).

По байосским шельфовым отложениям выделяются крупные инверсионные прогибы в пределах Прикаспийской впадины -- Волгоградский (мощн. 300 м), Новоузенский, Джамбейтинский, Гурьевская система прогибов, унаследованное Астраханское поднятие; в Восточном Предкавказье вал Карпинского в байосский век

http://jurassic.ru/

был выражен прогнутой зоной, и существовал Манычский прогиб (400-500 м). Южнее, на фоне общего погружения от Главного и Бокового хребтов, к северу от них, выделяется ряд валообразных и сводовых поднятий и впадин.

На дне Среднего Каспия в его северной части, отмечается в байосе субширотный прогиб (мощн. 320-390 м), а в южной части западнее от Карабогазского свода -- поднятия (150-170 м), а в районе Южно-Мангышлакского прогиба (ныне залива) -- прогиб (мощн. 300-360 м).

Глубоководная часть бассейна располагалась в Б.Кавказско-Апшероно- Прибалханско-Копетдагской субширотной альпийской геосинклинали, где происходило образование мощной сланцевой толщи аспидовой формации (мощн. 1000-1500 м).

Южнее глубоководной части в Южном Каспии, предположительно располагался глубокий шельф, а в современном Предэльбурсском прогибе -- снова прогиб, образовавшийся в связи с постепенным воздыманием в средней юре -- Эльбурса.

Южно-Каспийский массив уменьшился. На Малом Кавказе и Куринской впадине, в образовавшемся прогибе шло образование вулканогенной геосинклинали -- вулканогенных пород большой мощности (1000-2000 м).

Батский век.

В батский век на юге Русской, Туранской платформ усилилось погружение, морская трансгрессия распространилась значительно шире, захватывая восточные районы Сев. Прикаспия и восточные районы Устюрта, западной и центральной Туркмении (карта 9.5в).

В геосинклинальной области усиливаются процессы складкообразования и возникновение в ней поднятий, сокращение мощности в геосинклинали Большого Кавказа.

В пределах Прикаспийской впадины в разрезе батского яруса выделена аммонитовая зона Pseudocosmoceras michalskii относящаяся к нижнему подъярусу и слои с фораминиферами Ammodiscus baticus -- среднего подъяруса. Батские отложения в южной части Вост.Предкавказья и области геосинклинали Большого Кавказа развиты неповсеместно (Цудахарский горизонт).

На Устюрте и Мангышлаке батские отложения представлены чередованием континентальных и морских глинисто-алевролитовых пород с прослоями угля с спорами и пыльцой и фораминиферами. В Туркмении принято двучленное деление батского яруса. Нижний подъярус в разрезах Большого Балхана представлен песчаниками и глинистыми сланцами, содержат фауну аммонитов. Верхнебатские глины и песчаники содержат характерные формы аммонитов. На Туаркыре к нижнему бату условно отнесена чаирлинская свита с микрофауной зоны Ammodiscus baticus, а к верхнебатским -- огрыдакская (песчаная с прослоями глин) и кафаклинская (глины) свиты с аммонитами.

В батском веке развитие основных тектонических элементов было в основном унаследованным от байосского века, но происходило и их новообразование. В это же время происходит общее погружение дна бассейна в северной и восточной частях территории. Фауна указывает на нормальную соленость вод. Биономическая обстановка здесь характеризовалась сравнительно спокойными мелководными условиями. На большей части шельфа существовали условия, переходные от континентальных к мелководным.

По батским шельфовым отложениям в этих обширных областях выделяются в Сев.Прикаспии -- Волгоградский, Гурьевский прогибы, поднятие Бузачинское; на Устюрте и Туркмении прогибы: Барса -- Гельмеский, Мангышлакско-Устюрский, Ассаке-Ауданский, Предкопетдагский; в Восточном Предкавказье -- Промысловский и Восточно-Манычский прогибы.

На дне Среднего Каспия отмечается несколько большее прогибание, чем в соседних районах суши. В северной части Среднего Каспия также выделяется субширотный прогиб (мощн. 300-380 м), а в южной его части поднятие Средне-Каспийского массива и Карабогазского свода и четко выделяется Южно-Мангышлакский прогиб (350-360 м).

Глубоководная часть батского бассейна располагалась, как и в байосе, в Б.Кавказско-Апшероно-Прибалханско-Копетдагской субширотной альпийской геосинклинали, где происходило образование мощной толщи терригенных отложений сланцев, песчаников, алевритов (мощн. до 1000-1500 м). В Б.Кавказской части произошло сокращение мощности и прогибания геосинклинали до 500-1000 м. Но в наиболее прогнутой части в средней части прогибание было также интенсивным (1000-1500 м). Заметное прогибание предполагается и в Предэльбрусском прогибе в связи с продолжающимся воздыманием Эльбруса на юге и Южно-Каспийского массива на севере, особенно на Туркменском шельфе.

http://jurassic.ru/

На Малом Кавказе и Куринском прогибе продолжались интенсивные магматические процессы островодужного вулканизма и образование мощных толщ андезитово-базальтовой и риолитовой формаций (1000-1600 м).

Источниками сноса в батском бассейне продолжали оставаться Карабогазский свод, Южно-Каспийский массив, а также суша южной части Б.Кавказа, Эльбрус, М.Кавказ, Талыш, а на севере -- Казылкумский массив и Южный Урал.

Сравнивая развитие морского бассейна в байосский и батский век, можно отметить, что западная и восточная части современного Каспийского моря испытывали как бы разнонаправленные движения. Если в байосский век наиболее погруженной оказывалась западная часть Сев.Прикаспия, то в батский наибольшее погружение испытывала его восточная часть и Туранская плита, при одновременном подъеме и сокращении бассейна в районах Предкавказья, вала Карпинского и частично в области Большого Кавказа.

2.1.3. Поздняя юра

Позднеюрская эпоха отличалась относительно спокойным тектоническим режимом. На платформенной области Каспийского региона преобладают погружения, которые обусловили расширение морских трансгрессий. С келловейского века началась крупная трансгрессия, продолжившаяся вплоть до конца оксфордского века, превращавшая лишь в позднем кимеридже. В позднеюрскую эпоху на Русской платформе по широкому проливу начинает осуществляться связь Каспийского палеобассейна и всего Тетиса с Арктическим, Баренцовым бассейнами. Кроме того, в келловее-оксфорде образуется пролив с Балтийским бассейном. Происходит накопление карбонатных осадков.

Продолжается развитие глубоководной части бассейна геосинклинальной Кавказско-Копетдагской области и Южного Каспия и его обрамления. Здесь широкое развитие получила келловейская трансгрессия с продолжающимся терригенным осадконакоплением и оксфордская, когда произошла смена на карбонатонакопление. Верхняя юра на платформе Среднего Каспия в основном развита, по данным сейсморазведки, в карбонатном комплексе.

Оксфордский век.

С оксфордского века начался новый этап развития, характеризующийся преобладанием аридного климата. По своему литологическому составу оксфордские отложения резко отличаются от подстилающих их келловейских (особенно нижне-среднекелловейских) пород. Но верхнекелловейские осадки во многих районах образуют единую толщу с образованиями оксфордского времени. Граница келловея и оксфорда устанавливается по палеонтологическим данным.

В Северном Прикаспии (1987) выделяются два подъяруса карбонатных и терригенных осадков (8-20 м). В Восточном Предкавказье (1987) выделяется таловая свита каверзных доломитов (80 м), а в Терско-Каспийском прогибе клонская свита (низы оксфорда) (10-60 м) и пронская свита (средний-верхний оксфорд, 170-600 м) рифовых известняков.

В Закаспии, в разрезах Туаркыра отмечаются только нижне-оксфордские отложения (40 м). В Западной Туркмении (Куба-даг, Копет-даг) в оксфордских отложениях выделяются несколько свит: майданхахская (120 м), кошимчакская (6 м) и каймарская (70 м), ходжапильская (до 117 м).

В позднеюрский этап морская трансгрессия достигла своего максимального уровня в оксфордский век. Морская трансгрессия охватила не только весь Каспий, но и значительные площади Мангышлака, Устюрта и всю Прикаспийскую впадину. Трансгрессия развивалась как в направлении с юга на север, так и с севера на юг. В условиях аридного климата в оксфордский век в условиях мелкого шельфа шло накопление карбонатов. Областями поступления незначительного количества терригенного материала в мелководный шельф оксфордского века являлись Предкавказская суша, Бузачинский и Карабогазский своды (карта 9.6).

Глубоководные осадки Западного и Восточного Больше-Кавказского геосинклинальных бассейнов накапливались на континентальном склоне. В Западном бассейне шло накопление терригенного флиша (до 1000 м). В Восточном бассейне карбонатный флиш (250-500 м) сменяется в сторону Каспия терригенным. На Малом Кавказе шло накопление карбонатных и вулканогенных пород (200-500 м).

В оксфордский век шло образование рифовых построек. Очертания зоны распространения баръерных рифов совпадает с конфигурацией позднеюрских геосинклинальных бассейнов, что обусловлено системой глубинных разломов, по которым происходило погружение бассейнов. Рифообразование происходило в районах Копет-Дага, в пределах восточной части Большого Кавказа, где развиваются островные поднятия Главного Кавказского хребта, южнее которых существует геосинклинальный трог. В Южном Каспии предположительно находился шельф, разделенный сушей Южно-Каспийского массива и островами района Эльбурса.

http://jurassic.ru/

2.1.4. Нефтегазоносность юрских отложений

Промышленно нефтегазоносными в Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне являются нижне- и среднеюрские отложения. Нижнеюрский нефтегазоносный горизонт приурочен к песчано-галечниковым отложениям Северо-Эмбенского района. Среднеюрские продуктивные горизонты установлены в основании алевритовой толщи ааленского яруса, также Северо-Эмбенском районе и в байос-батских отложениях в песчаных нефтеносных прослоях, разделенных глинами и промышленно-нефтеносных и Северо-Эмбенском и Приморском районах.

В Средне-Каспийском нефтегазоносном бассейне, в Восточном Предкавказье, нефтегазоносность приурочена к отложениям нижней и средней юры в которых содержатся от 7 до 11 продуктивных пластов. В Южном Мангышлаке основные разведанные запасы углеводородов относятся к отложениям юры. В Шахпахтинском районе продуктивными являются песчаниковые пачки келловея и оксфорда, а в жетыбай-Узенском районе -- песчаниковые горизонты прибрежных и русловых фаций нижней (тоар) и средней (аален, байос, нижний бат) юры и нижнего келловея, Региональным флюидоупором в Южном-Мангышлакском прогибе служит толща морских глин келловея-оксфорда.

В Устюрском нефтегазоносном бассейне к промышленным залежам относятся хорошо выдержанные песчано-алевритовые пачки келловея-оксфорда и русловые песчаники верхов тоара и аллена -- нижней томашинской подсвиты.

В Устюртском нефтегазоносном бассейне, на п-ве Бузачи промышленные залежи нефти и газа установлены в песчаниковых горизонтах байосских и нижнебатских отложениях, а на западном Устюрте -- в ааленских, байосских, верхне-байосского-батских и келловейских отложениях. На Восточном Устюрте нефтегазоносность приурочена к песчаникам нижней томашинской подсвиты аалена.

2.2. Меловой период

Меловая эпоха характеризуется более спокойным и стабильным тектоническим режимом дна бассейна, постепенным развитием трансгрессии, накоплением терригенных пород в раннемеловое время и карбонатных -- в позднемеловое. На юге бассейна постоянно происходило образование флишевых осадков. В аптский век помимо терригенных пород в восточных частях шельфа накапливались карбонатно-терригенные отложения. Альбский век характеризуется дальнейшим углублением бассейна и сокращением связи с Арктическим океаном. Наиболее постоянно связь Тетиса с Арктическим бассейном осуществляется в верхнемеловое время через Западно-Уральский прогиб вплоть до сантонского века, а начиная с кампанского времени только через Тургайский прогиб.

Меловой период характеризуется в общем в Каспийском море и его обрамлении продолжением развития тенденций, наметившихся в юрское время. Отличается этот период заметным усилением опускания в рассматриваемой области. В опускание вытягивается даже Карабогазский выступ, сохранявшего геоантиклинальную тенденцию развития в течение всего предшествующего раннемезозойского и палеозойского периодов. В то же время распределение мощностей меловых отложений свидетельствует, что повсюду опускание происходило дифференцированно. Тенденция к погружению ярче выражена в Северном Каспии, куда частично входит Северо-устюртский прогиб. Южнее, на Северо-Каспийском поднятии мощности мела несколько сокращены. Зонами сокращенных мощностей (до 800-1000 м) фиксируются также Бузачинская и Мангышлакская зона поднятий. Активно развивается в меловое время и Южно-Мангышлакский прогиб. По распределению мощностей меловых отложений отчетливо намечаются Средне-Каспийский и Карабогазский погребенные поднятия (400 м) и разделяющий их поперечный прогиб (2000-2400 м).

Судя по составу отложений в пределах рассматриваемой части Каспийского моря в меловое время господствовал субплатформенный режим с континентально-мелководными условиями осадконакопления. Континентальные условия, наступившие в крайне северной части Каспия в конце юры, продолжались в начале мела, однако альбская трансгрессия охватила всю территорию Северного и Среднего Каспия. В раннемеловое время здесь отлагались преимущественно терригенные, а в позднемеловое время преимущественно карбонатные осадки -- мергели, известняки.

В зоне Апшеронского порога по-прежнему располагался глубокий геосинклинальный прогиб. В своей западной Кавказской части он был разделен геоантиклинальным поднятием на два прогиба, располагавшиеся на северном и южном склонах Юго-Восточного Кавказа. В прогибе северного склона происходило накопление карбонатных и в меньшей степени терригенных формаций мощностью до 2000-2500 м, а в прогибе южного склона накапливались мощные (до 3000 м) флишевые отложения. Оба эти прогиба сливаясь в районе Апшеронского полуострова продолжались далее на восток через море к Большому Балхану. Активно развивался в меловое время и Предэльбурский прогиб в южной части Каспия, который представлял западное периклинальное погружение Копетдагского геосинклинального прогиба. Отделялся этот прогиб от прогиба Апшеронского порога поднятиями на месте Южно-Каспийского массива в северной части Бакинского архипелага и Туркменского шельфа.

http://jurassic.ru/

2.2.1. Ранний мел

После значительной регрессии в конце поздней юры, в раннемеловой этап, морские бассейны снова заметно расширяются, особенно в аптский и альбский века.

В начале меловой эпохи в берриас-валанжинский века началась меловая трансгрессия. Но значительная часть Предкавказья была сушей, служившей источником сноса обломочного материала. В готеривский и барремский века происходит дальнейшее развитие трансгрессии.

Аптский век.

Повсеместное присутствие аптских шельфовых отложений отмечается в платформенной области, в Прикаспийской впадине, в Северном и Среднем Каспии, Устюртской системе прогибов, на Мангышлаке, Центрально-Каракумском своде, в Амударьинской синеклизе и глубоководных флишевых отложений в Б.Кавказско-Копетдагской геосинклинали и М.Кавказа (карта 9.7).

На основании Решения Межведомственного стратиграфического комитета СССР аптский ярус подразделяется на три подъяруса: нижний (бедуль), средний (гаргаз) и верхний (клансей), в каждом из которых выделяется по 2 зоны. В аптский век продолжалась трансгрессия моря.

На юге Ставропольского свода накопление морских осадков сопровождалось подводными вулканическими извержениями. На значительний части Северного Прикаспия, Восточного Предкавказья и Закаспия существовал мелководный шельф, который в ряде мест был относительно глубоководным и где шло накопление 200-метровой толщи известковистых глин.

Осадконакопление на шельфе в аптский век в основном отражает крупные структурно-тектонические элементы районов Скифской и Туранской плит. Отсутствием осадков апта охарактеризован Ставропольский свод. Сокращенными мощностями апта до 54-109 м и намечается вал Карпинского, Каратаусская мегаантиклиналь, Карабогазский свод и другие поднятия. Увеличением мощностей апта до 240-275 м и более оконтуривается Восточно-Кубанская впадина, Северо-Устюртский прогиб. Менее ярко в мощностях апта отражены Прикумская зона поднятий и Центрально-Каракумский свод.

На дне Среднего Каспия, в его северной части, по шельфовым отложениям апта отмечается Сегендыкская депрессия (мощн. 300-400 м) и Песчано-Ракушечная зона поднятий (200 м), а в южной части - Самурский выступ (100-200 м), Карабогазский свод (100-200 м) и юго-восточная часть Северо-Апшеронской впадины (300-400 м).

На юге, в геосинклинальной области аптского бассейна, заметно сокращается по размерам и становится менее глубоким море Б.Кавказа. Уменьшается глубина прогиба (и моря) в районе Апшеронско-Прибалханской зоны (мощн. 300-400 м). Но в Копетдагском секторе и размеры прогиба и мощности толщи глинисто-алевритовых отложений флиша увеличиваются (800-1000 м).

Продолжается, возможно, развиваться Предэльбурский прогиб (110-200 м), и возникает узкий Нижнекуринский прогиб (200 м). Оба эти прогиба, на севере отделяются от Кавказско-Копетдагской геосинклинальной зоны поднятиями (блоками) Южно-Каспийского массива. На юге от прогибов в Центральном Эльбурсе происходят поднятия, а на северном его склоне - накопление морских осадков.

Климатические условия изменяются. Если в начале мела они продолжали быть жаркими и аридными, то в апте стали несколько влажными и умеренными.

Сообщение между южным эпиконтинентальным бассейном и арктическим бассейном Бореальной палеозоогеографической области продолжало расширяться с оксфорд-кимериджского времени до барремского включительно через Печорскую синеклизу. С аптского времени эта связь начинает постепенно нарушаться. В альбский век произошло резкое сужение западного пролива и связь южного Каспийского бассейна с Арктическим, Баренцевым бассейнами через Печорскую синеклизу нарушилась полностью. Но начиная с аптского века постепенно начинает развиваться связь с бореальным бассейном через Тургайскую область. Эта связь достигла своего максимума в маастрихтское время.

Альбский век.

В альбский век морская трансгрессия была также значительной, и охватывала обширные пространства юго-востока Русской платформы, Скифской и Туранской плит. Здесь располагалась шельфовая область, где накапливались в основном глинисто-песчанистые (мелкий шельф), а также глинистые (глубокий шельф) осадки. Характерно, что мощности шельфовых отложений значительно большие, чем в аптском бассейне (200-700 м) (карта 9.8).

В геосинклинальной области продолжал существовать бассейн Б.Кавказско-Апшеронско-Прибалханско-

http://jurassic.ru/

Копетдагского флишевого прогиба (с мощностями 400-600 м), в шельфовых районах Куринской и Предэльбурского прогибов, а также в вулканогенно-осадочном районе М.Кавказа. Альбский ярус подразделяется на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

В нижнем альбе выделяется две, в среднем -- три и в верхнем -- четыре аммонитовые зоны.

В альбский век, как и в аптский, с запада от Уральской суши существовала низменная равнина. В пределах значительной части территории, в условиях мелководного шельфа, шло накопление песчано-глинистых пород до 200-700 м мощностью. Относительно глубоководный шельф продолжад существовать в пределах Терско-Каспийского прогиба. Для него наряду с глинами (до 400 м) отмечается присутствие мергелей и глинистых известняков, характерных для позднеальбского возраста.

Максимума трансгрессия достигла в позднеальбское время. Эпиконтинентальный морской бассейн занимал весь Сев.Прикаспий, Предкавказье, Средний Каспий и Закаспий. Территория суши резко сократилась и основным поставщиком обломочного материала служили районы Донбасса, Воронежского кристаллического массива и Урала. Более резкое погружение шельфа в альбский век отмечается для вала Карпинского (мощн. до 580 м) и районов Туранской плиты. Здесь отмечается резкая дифференциация Северо-Устюртского прогиба (мощности альба 500-700 м). Прикумская зона поднятий и Центрально-Каракумский свод также испытывали погружение. Области Чернолесской впадины и Терско-Каспийского прогиба наоборот характеризуются относительными поднятиями. Здесь мощности альба не превышают 160-220 м.

На дне Среднего Каспия в увеличенных мощностях шельфовых глинистых отложений альба также отмечаются Сегендыкская депрессия (мощн. 500-600 м), Южно-Бузачинский прогиб (400 м), юго-восточная часть Северо-Апшеронской впадины (600-800 м), а в относительно пониженных мощностях -- Песчано-Ракушечная зона поднятий (200-300 м) и Карабогазский свод (200-300 м).

Геосинклинальная часть альбского бассейна претерпела относительно небольшие изменения по сравнению с аптом. Тот же узкий неглубокий флишевый прогиб в Кавказской части и относительно неглубокий -- в Апшеронско-Прибалханской зоне (мощн. 400-600 м). На Копет-Даге прогиб продолжает существовать, но меньших размеров, чем в апте (мощн. 600-800 м). Южнее флишевого прогиба по-прежнему располагается суша разбитого разломами на блоки Южно-Каспийского массива. Куринский и Предэльбурский прогибы испытывали очевидно небольшие опускания (мощн. 100-200 м) и относились к шельфу.

На Малом Кавказе в прогибе, в отличие от апта, отлагались вулканогенно-осадочные отложения шельфа (мощн. 200-400 м). На Центральном Эльбурсе продолжаются небольшие поднятия, а на сев.склоне накопление морских осадков.

Источниками сноса в альбском бассейне суша Русской равнины, Кызылкумского массива, а в геосинклинальной части -- Южный Каспийский массив, Эльбурс, острова Б. и М. Кавказе. Климатические условия в альбе изменились, стали более влажными и умеренныmн.

2.2.2. Поздний мел

Позднемеловая эпоха в Каспийской области характеризуется относительно спокойными тектоническим развитием, заметным постепенным прогибанием впадин докембрийской и эпигерцинских платформ, а в геосинклинальной части -- сокращением флишевого прогиба и продолжением вулканизма в Закавказье; развитием максимальных трансгрессий и широким распространением карбонатных, шельфовых и пелагических известково-мергельных формаций.

Туронский век

В туронский век трансгрессия охватила обширную платформенную часть Северного Прикаспия, Восточного Предкавказья, дна Сев. и Среднего Каспия, всего Закаспия, а также геосинклинальный пояс Большого и Малого Кавказа, Южного Каспия, Копетдага, Сев. Эльбурса, на мощности туронских отложений небольшие (карта 9.9). Отложения туронского яруса подразделяются на два подъяруса. Нижнетуронские образования отличаются от верхнетуронских, нередко полностью или частично выпадают из разреза. Объем верхнетуронского яруса также не всегда можно установить из-за его литологического сходства с вышележащими коньякскими образованиями.

В платформенной области туронского бассейна преобладает внутренний, глубоководный шельф, сложенный карбонатными породами.

В разрезах турона Восточного Предкавказья и большей части Прикаспийской впадины преобладают известняки, переслаивающиеся с глинистыми известняками и мергелями максимальной мощностью до 80 м. На востоке впадины они постепенно переходят в мергели, которые к Уральской суше сменяются маломощными (7-9 м) осадками глин с песчаниками. Опесчанивание карбонатных пород турона характерно также для районов Туранской плиты в зоне Мангышлакских дислокаций. Разрез турона представлен песчано-глинистыми отложениями в районе Центрально-Каракумского свода (40-57 м), Южного Приаралья (80-150 м) и Бухаро-

http://jurassic.ru/

Хивинского прогиба (150-250 м). По фауне туронские породы мощностью 28-89 м выделяются в известняково-мергельных верхнемеловых разрезах Туаркыра и Балхана. В геосинклинальной области, в пределах Южного склона Большого Кавказа в его прогнутом восточном окончании характерно развитие карбонатно-терригенного флиша до 100 м мощностью. Известняково-мергельные отложения характерны для Западно-Туркменской впадины (100-180 м) и Копет-Дага (30-40 м). Развитие вулканогенно-осадочных отложений до 700 м мощностью характерно для Малого Кавказа.

В раннетуронское время морской бассейн носил регрессивный характер. Трансгрессия моря, начавшаяся в позднетуронское время, охватила почти весь регион -- южную часть Русской платформы, Скифскую и Туранскую плиты, Большой Кавказ и Копет-Даг. Суша существовала в пределах Центрально-Кавказского поднятия, Карабогазского свода и Южно-Каспийского массива. Осадки в туронскую эпоху отлагались преимущественно в условиях относительно глубоководного шельфа, удаленного от источников сноса. Мелководный шельф имел место в Мангышлакской зоне поднятий, Юго-Западном Приаралье, Бухаро-Хивинском прогибе; Центрально-Каракумском своде, Малом Кавказе и предположительно в Южном Каспии. Незначительное поступление обломочного материала и влажный теплый климат способствовали накоплению карбонатных осадков.

В восточной части Большого Кавказа продолжала существовать глубоководная зона, соответствующая континентальному склону. Продолжает существовать связь с мировым океаном Тетиса, а также с бореальным бассейном через Тургайскую область.

Кампанский век.

Как и в туронский век, в кампанский век трансгрессия была обширной и захватывала значительную платформенную область, а также геосинклинальный пояс региона. Поэтому отмечается почти повсеместное развитие кампанских отложений. Их отсутствие на южном окончании Ставропольского свода, Каратаусского, Туаркырского валов, Карабогазского свода, Бузачинского поднятия связано с последующими размывами. Расширяется еще более область глубоководного внутреннего шельфа бассейна и карбонатообразования.

На значительной площади Восточного Предкавказья и Прикаспийской впадины, кампан представлен известняково-мергельной и мел-мергельной толщей мощностью 40-180 м. Восточнее, в сторону Уральской суши, мел-мергельная толща переходит в глинисто-мергельную до 226 м мощностью, которая сменяется маломощной глинисто-песчаной толщей 7-50 мощностью.

В Западном Туркменистане по комплексу фораминифер выделяются оба подъяруса кампана. Обычно они связаны постепенным переходом с сантонскими отложениями и представлены толщей мергелей с прослоями плитчатых известняков до 244 м мощностью.

В восточной части Большого Кавказа осадки кампана континентального склона в фации карбонатного флиша не превышают 150-300 м мощности. В пределах Малого Кавказа кампанские плитчатые известняки развиты в прогибах. Их мощность достигает 500-555 м.

Западная часть Скифской плиты была покрыта мелководным шельфом, который к югу и востоку от Ставропольского сводового поднятия переходил в относительно глубоководный открытый бассейн, удаленный от источников сноса. Относительно глубоководная часть внутреннего шельфа существовала на территории Прикаспийской впадины, восточной части Скифской плиты, на Туранской плите, а также в геосинклинальной области -- в Копет-Даге и Западно-Туркменской впадине. В кампанский век наиболее глубоководные условия продолжали существовать на Юго-Восточном Кавказе и Апшеронской зоне. Связь с Тетисом, а также с бореальным бассейном не прерывалась и осуществлялась через Тургайскую область.

2.2.3. Нефтегазоносность меловых отложений

В Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне промышленно нефтегазоносны нижнемеловые отложения (горизонты песчаников и песков гетерива, баррема и апта; Сев,Эмба и Южно-Прикаспийский район). Нефтегазопроявления установлены в верхнемеловых отложениях -- сеноманском, туронском и сантонском ярусах. В Средне-Каспийском нефтегазоносном бассейне, в его западной части -- Вост. Предкавказье основные залежи приурочены к трещино-каверновым карбонатным коллекторам сеномана, кампана и маастрихта (Грозненский район, Дагестан) и к трещинным и трещино-поровыми коллекторам в известняках кампана и маастрихта (Вост. Предкавказье). В восточной части бассейна -- Прикарабогазье газоносными являются горизонты песков, песчаников, алевролитов верхнего валанжина и готерива, альба и сеномана (район Жетыбая -- Узеня).

В Северо-Устюртском нефтегазоносном бассейне, на п-ве Бузачи, промышленные залежи нефти и газа приурочены к пластам песчаников берриаса-готерива, готерива-баррема и нижней части апта. Региональной покрышкой являются аптские глины.

http://jurassic.ru/

В Каракумском нефтегазоносном бассейне к газоносным относятся нижнемеловые отложения готерива, от неокома до альба, включительно. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, а также карбонатно-терригенные отложения (районы Центрально-Каракумского свода бортов Амударьинской синеклизы, Мургабский, Чарджоуский).

КАЙНОЗОИ

2.3. Палеогеновый период

В палеогене, если платформенные области Каспийского моря развивались унаследованно по отношению к предыдущим этапам альпийского цикла, то в альпийской геосинклинальной области палеогеографическая и геотектоническая обстановки резко изменились.

В раннем и среднем палеогене в результате усиления восходящих тектонический движений, сопровождавшихся складчатостью, резко расширились контуры геоантиклинали Большого Кавказа. На Юго-Восточном Кавказе она распадалась на несколько узких приразломных зон поднятий, одна из которых протягивалась далеко за пределы Каспийского моря, охватывая крайне северную ветвь складчатости Апшеронского архипелага. Морфологически она выражалась, то в виде подводной возвышенности или мели, то в виде временами выступающих островов. В связи с расширением контуров геоантиклинали Большого Кавказа сильно сузились рамки окаймляющих ее прогибов. Они вытеснялись соответственно в сторону эпигерцинской платформы (Терско-Каспийский передовой прогиб) и Закавказского срединного массива (Шемахино-Кобыстанский флишевый прогиб). Соединялись эти прогибы в центральной части Апшеронского порога.

В рассматриваемом отрезке времени четко обозначилось и Эльбурское геоантиклинальное обрамление Каспийского моря, а на западном погружении его обособился Талышский прогиб, являющийся продолжением Предэльбурского палеогенового прогиба. В нем происходили мощные извержения, преимущественно андезитовых лав и туфов. В Южно-Каспийской области существенных изменений в раннем и среднем палеогене не происходили. В южной части области попрежнему существовал Предэльбурский прогиб, ограниченный с севера островными поднятиями и подводными их продолжениями.

Палеогеновый период характеризовался равномерными восходящими и нисходящими тектоническими движениями, чередованием трансгрессивных и регрессивных фаз и формированием в бассейне преимущественно тонкообломочных пород нижней морской молассы. Бассейн продолжал оставаться окраинной частью океана Тетис, а в олигоцене в результате изоляции от океана образовался бассейн Паратетис. Максимум трансгрессии был в среднеэоценовое время, когда бассейн соединялся на севере через Тургайский прогиб с Арктическим океаном. В эоценовой и олигоценовой трансгрессиях наблюдалось проявление меридиональных движений.

2.3.1. Палеоцен.

В дат-палеоценовое время в начале наблюдалось продолжение позднемеловой регрессии, а со второй половины палеоцена -- трансгрессия, которая в самом конце сменилась регрессией. Платформенная область шельфа занимала большую акваторию Сев. Прикаспия, Восточного Предкавказья, Закаспия, Зап.Туркмении, где отлагались глины, мергели, алевриты, кремнистые пески, а также глинистые известняки. Наиболее глубокие части шельфа располагались в междуречье Волги-Урал и восточной части мегавала Карпинского, где осаждались преимущественно карбонатные глины и кремнисто-глинистые илы. В геосинклинальном поясе глубоководные части бассейна располагались в Южном Каспии в виде двух широтно вытянутых прогибов, разделенных сушей Южно-Каспийского поднятия и в районе Кусаро-дивичинского прогиба. Здесь отлагались глины с прослоями мергелей мощностью 400-600 м (карта 9.10).

2.3.2. Средний зоцен

В эоценовое время, после регрессии в позднем палеоцене, наступила трансгрессия, расширившая границы бассейна на западе, проникакшая с балтики через пролив (карта 9.11).

Обширный шельф располагался в пределах тех же районов и тектонических структур, что и палеоценовый бассейн. В среднем эоцене произошла обширная трансгрессия, приведшая к соединению по Тургайскому прогибу с Баренцевым бассейном Арктики. Шельф платформенной области располагался на обширной акватории на севере и средней части бассейна (100--200 м; в Сев.Прикаспии до 300 м и более) и сложен глинами, мергелями, алевритами, песками, местами известняками. Глубоководные участки моря увеличились по площади и четко проявились в Южном Каспии и Предкавказском районе: в Южном Каспии и Нижне-Куринской впадине (400м) в двух прогибах, широтного простирания и в Западном Копет-Даге (1000м).

В Среднем Каспии, глубоководные районы отметились в Кусаро-Дивичинском прогибе и его продолжений в море (400 м) и наметилась в районе Дербентской впадины (300--360 м). Здесь отлагались глины, а также мергели, пески.

http://jurassic.ru/

2.3.3. Олигоцен.

Олигоценовая эпоха составляет важный рубеж в истории геологического развития как области Каспийского моря, так и окружающих ее областей суши. В это время начинается резкое усиление воздыманий и разрастание по площади обширных зон поднятия, возникших на месте геосинклиналей Большого Кавказа, Эльбурса. Расширялись также зоны поднятия платформы, охватившие Мангышлак, Карабогазский свод и северное побережье Каспия (карта 9.12).

В Северном Каспии и в прилегающих районах Среднего Каспия в условиях мелкого моря происходило накопление (до 400-500 м) песчано-глинистых отложений. Активно развивался в юго-западной части Среднего Каспия Терско-Каспийский субплатформенный краевой прогиб, в пределах которого происходило накопление мощных песчано-глинистых толщ. Главную роль в его питании играл материал, приносимый с севера, с Русской платформы, значительно меньшая часть материала поступала с юга из Больше-Кавказской островной суши. Данные сейсморазведки и бурения показывают, что на продолжении Юго-Восточного Кавказа в море в позднем палеогене геосинклинальный прогиб распался на внутренние поднятия и опускания. Резко усиливается скорость погружения в Южном Каспии в зоне Предэльбурского прогиба, где также происходит накопление преимущественно терригенных отложений. Таким образом, в олигоценовое время, так же как и в предыдущих стадиях альпийского цикла область Каспийского моря в преобладающей части своей территории была занята морским бассейном, который Предкавказским и Закавказским проливами соединялся с Черноморским и Среднеземноморским бассейнами.

Олигоцен заметно отличается от палеоцена и эоцена. Это начало новой крупной тектоническо-орогенной эпохи. Началось общее воздымание Б. и М. Кавказа. И одновременно происходило формирование системы передовых и межгорных прогибов. В самом начале их обособления в олигоцене-раннем миоцене участки бассейнов этих прогибов были относительно глубоководными и осадконакопление (майкопская серия) еще не полностью компенсировало прогибание их осевых зон. В центральной части Куринской впадины вплоть до конца миоцена еще сохранялись поднятые над уровнем моря участки.

В олигоцене произошло образование крупного Терско-Каспийского прогиба и Южно-Мангышлакского прогиба. Здесь началось образование глубоководной части бассейна (мощн. 500-900 м). В геосинклинальной области -- резкое увеличение и углубление Куринской впадины, Южно-Каспийской и Западно-Туркменской впадин. Накопление в областях прогибания мощной толщи глин, мергелей, аргиллитов (1000-2000 м, до 3000 м, в центральной части Южно-Каспийской впадины). На шельфе также отлагались в основном тонко-обломочные осадки -- глины, аргиллиты, реже пески (мощн. 100--140 м). Увеличение областей суши и прогибание глубоководных областей в Южном, а также Среднем Каспии привело к регрессии моря на платформенных участках Северного Прикаспия и Закаспия (мощн. 100-140 м).

В начале олигоцена в результате изоляции произошло возникновение единого крупного бассейна Паратетиса, что отразилось на условиях осадконакопления (сероводородное заражение) и значительное обеднение фауны в майкопских отложениях.

2.3.4. Нефтегазоносность палеогеновых отложений

В Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне залежи нефти и газа не отмечены. В Средне-Каспийском бассейне, в Восточном Предкавказье нефтегазоносны отложения палеоцена, среднего и верхнего эоцена. В Чернолесской впадине - это алевролиты свиты Горячего ключа верхнего палеоцена, алевролиты черкесской свиты среднего-верхнего эоцена и мергели, глины, известняки белоглинского и кумского горизонтов верхнего эоцена. В Южно-Дагестанском районе залежи приурочены к отложениям хадума-фораминиферовой серии палеоцена-эоцена. В Кусаро-Дивичинском районе залежи относятся к песчано-алевритовым коллекторам коунской свиты эоцена. В Мангылшлакском районе в отложениях палеогена залежи нефти и газа неизвестны. В Северо-Устюрском нефтегазоносном бассейне в аккуловской и тасаранской свитах палеогена в песчано-алевритовых пачках содержатся промышленные залежи. В Южно-Каспийском нефтегазоносном бассейне, в Кабыстано-Куринском районе в майкопских отложениях олигоцена и нижнего содержатся промышленные залежи углеводородов, а в Апшеронском районе -- обильные нефтегазопроявления.

В Туркменской области в палеогеновых отложениях залежи нефти и газа неизвестны. В Каракумском нефтегазоносном бассейне газоносны палеоценовые известняки в Бадхыз-Карабильском районе.

2.4. Неогеновый период.

Неоген-четвертичный этап развития Каспийской области, как и олигоценовой эпохи, отличается динамичностью и одновременно контрастностью в проявлении тектонических движений. Он характеризуется перестройкой структурного плана, расширением геосинклинальной области и зон складкообразования, унаследованным развитием ряда структурных элементов наряду с возникновением многих крупных структурных элементов, существенным изменением палеогеографической обстановки неогеновых и четвертичных бассейнов Каспия, интенсивным погружением Южно-Каспийской впадины, проявлением вулканизма М. и Б.Кавказа и грязевых вулканов в Южно-Каспийской впадине, образованием Южно-

http://jurassic.ru/

Каспийского, Средне-Каспийского и Северо-Каспийского нефтегазоносных бассейнов. Пронсходнла постепенная изоляция бассейнов Восточного Паратетиса от Тетиса и Средиземноморья (в раннем и среднем миоцене), а затем и Каспийского бассейна от Черноморского в среднем плиоцене. Существование Каспийского бассейна в плиоцене и плейстоцене происходило как изолированного лишь с кратковременными соединениями с Западным Тетисом и Средиземным морем.

В неоген-четвертичном этапе выделяются четыре основных фазы геологического развития Каспийского бассейна: 1) ранний и средний миоцен (сакараул-средний сармат); 2) верхи среднего миоцена -- поздний миоцен (поздний сармат, мэотис); 3) нижний-средний плиоцен (понт, балахан); 4) верхний плиоцен-плейстоцен (акчагыл-новокаспий).

2.4.1. Ранний и средний миоцен

В ранний и средний миоцен в геосинклинальной части бассейна продолжалось накопление тонкообломочных пород морской молассы. В раннем миоцене отмечается слабая дифференциация на Восточный и Западный Паратетис, а в среднем миоцене уже четкая дифференциация между ними и постепенная изоляция от Тетиса. До среднего миоцена продолжали существовать специфические условия сероводородного заражения.

Чокракский век.

В чокраке Каспийский бассейн имел широкую связь с Тетисом и с Черноморским бассейном. Глубоководные области располагались в Прикавказском районе, в Южном Каспии (разделенные сушей), в Куринской впадине и Терско-Каспийском прогибе, где отлагались в основном глины и глины с прослоями песков (400-600 м;! 800-1000 м). Все остальное пространство занимал шельф, где отлагались в основном глинисто-песчанистые осадки небольшой мощности (20-50 м) (карта 9.13).

Сарматский век.

В средне-сарматское время трансгрессия занимала близкую к чокракскому бассейну. Продолжалось соединение и в Закавказье с Черноморским бассейном. Глубоководные области уменьшились и располагались в Южном Каспии, Куринской впадине, Терско-Каспийском прогибе, где отлагались в основном глины с прослоями песка (400-500 м, макс. 900 м), а в Предкопетдагском прогибе известняки (500-600 м). Все остальное просранство занимал шельф. В западной его части его отлагались глины, глины с прослоями песков и известняков (100-170 м; в Сев.Прикаспии -- 20 м), а в Закаспии в основном известняки (30-100 м) (карта 9.14).

2.4.2. Ранний, средний плиоцен

Понтический век.

Понтический бассейн являлся солоноватоводным, чем резко отличался от предшествующих бассейнов неогена. В раннепонтическое-новороссийское время он состоял из отдельных водоемов: Паннонского, Дакийского, Эвксинского, Каспийского и Эгейского. Связь со Средиземноморьем была затруднена в районе Греции и Турции. В Каспии он ненамного превзошел очертания современного бассейна (небольшие заливы в Западно-Туркменскую и Куринскую впадины, в Вост.Предкавказье, в район Эмбы и Южно-Мангышлакском прогибе). Прекратилось соединение с Черноморским бассейном в Закавказье. Осталось соединение лишь в Предкавказье. Глубоководная область располагалась лишь в Южном Каспии, сложенная глинами (400-600 м). Остальная территория -- шельф мелководный: в Куринской и Западно-Туркменской впадине представлен глинами (200-300 м), в Восточном Предкавказье -- глинами с прослоями известняков и песков (25-70 м), на Мангышлаке, Эмбе и Северо-Устюртском прогибе -- известняками (8-50 м) (карта 9.15).

Понтический век ознаменовался поднятием территории, активизацией денудационных процессов и развитием плиоценовой речной сети. В шельфовой части, прибрежно-мелководной зоне, накапливались терригенные (песчанистые и глинистые, глинисто-песчаные) и карбонатные (известняковые, ракушечные) осадки. В пределах суши в эрозионных долинах формировались аллювиальные и аллювиально-озерные образования: пески, галечники, глины (нижняя часть кинельской свиты, нижняя часть кушумской свиты, черноземельские слои, часть ергенинских песков).

В связи с активизацией тектонических движений в конце раннего понта и воздыманием Б. и М. Кавказа, Копет-Дага и Эльбурса происходит регрессия понтического моря и установление на рассматриваемой на большей части территории континентальных условий, которые сохранились в течение всего позднего понта и до конца среднебалаханского времени.

Усиление поднятия гор альпийского пояса Каспия во второй половине понтического века привели к сокращению понтического солеватоводного бассейна и к изоляции Каспийской его части от Черноморской, т.е. к образованию изолированного понтического моря-озера в Каспийской области.

http://jurassic.ru/

Балаханский век.

В начале балаханского века произошло резкое усиление тектонических поднятий Б. Кавказа, Копет-Дага, Эльбурса -- т.е. окружающих горных сооружений, последовавшее еще большее сокращение акватории моря-озера, которое привело к образованию также замкнутого пресноводного Балаханского моря-озера, сконцентрировавшемся в интенсивно-прогибавшейся центральной части Южно-Каспийской впадины. Очертания балаханского бассейна совпадали, следовательно, с наиболее погруженными впадинами и передовыми прогибами Альпийского геосинклинального пояса Каспийской области. В это время платформенная часть Каспийской области испытывала всеходящее тектоническое движение и являлась областью значительного размыва и денудации. Резкое понижение уровня Балаханского моря-озера при аридизации климата привело соответственно к крупному понижению базиса эрозии на окружающей суше и глубокому врезу гидрографической сети, особенно на территории Средерусской равнины и Предуралья (Палео-Волга, Палео-Урал, Палео-Амударья, Палео-Кура, с Карабогазского поднятия и др.) (карта 9.16).

В (среднеплиоценовую) балаханскую фазу позднеорогенной стадии продолжалось воздымание горных сооружений Б. Кавказа, М. Кавказа, Западного Копет-Дага, Эльбурса довольно значительно, но равномерное. Одновременно происходило интенсивное погружение всей Южно-Каспийской межгорной мегавпадины, в которой шло накопление осадков мощной более 4000-5000 метров продуктивной и красноцветной толщ, являющихся осадками единого бассейна -- верхней, лагунно-морской или морской молассой. Характерной чертой этой толщи является ритмичное, равномерное чередование пачек глин, алевритов и песков. Одновременно с интенсивным и дифференцированным прогибанием впадины и накопления мощной толщи осадков происходили и интенсивные конседиментационные складчатые движения и рост локальных поднятий, а также оживление и возникновение разломов и разрывных нарушений.

На Северном Прикаспии к отложениям балаханского возраста относятся: кинельская свита, кушумская свита, черноземельские слои, хоперская свита. Эти отложения являются аллювиальными и аллювиально-озерными образованиями и представлены песками, галечниками, чередованием песков и глин.

С развитием межгорной Куринской впадины, Западно-Туркменской впадины тесно было связано формирование Южно-Каспийской глубоководной впадины. Она возникла в плиоцене, но наиболее интенсивное погружение произошло в плиоцене-плейстоцене (10-12 км) и особенно в балаханское время. Лишь в плиоцене относительно узкие прогибы вдоль южных склонов Б.Кавказа и северных М.Кавказа слились в более широкие межгорные впадины; а разделявшие их поднятия превратились в погребенные структуры.

В балаханское время шельф был незначителен. В основном впадина -- Южно-Каспийская и Кусаро-Дивичинский прогиб, включая и его подводного продолжения -- все это глубоководная область, сложенная чередованием глин, песков, алевритов (мощн. 3000-4000 м -- в Ю.Каспийской впадине; 1000-2000 м -- в Кусаро-Дивичинской впадине). Шельф располагался по окраинным частям бассейна Южного Каспия (300-500 м), в Терско-Каспийском прогибе (200-300 и 500 м), где представлен также чередованием глин и песков.

По сейсмостратиграфическим данным на дне Среднего и Северного Каспия установлены очертания двух русел Палеоволги, впадавших в Южно-Каспийский Балаханский бассейн.

Верхний плиоцен.

В поздне-плиоценовую фазу позднеорогенной стадии продолжалось воздымание горных сооружений Кавказа, Западного Копет-Дага, Сев.Эльбурса и продолжалось интенсивное погружение и расширение впадин и прогибов, что привело к расширению глубоководных частей бассейнов.

Акчагыльский век.

Эта фаза обширной акчагыльской трансгрессии, меридионально вытянутой от гор Эльбурса на юге далеко на север вдавалась вглубь Русской платформы, образовав по затоплениям предакчагыльским долинам рек, ингрессионные заливы. Соединение, но кратковременное произошло и по Манычскому проливу в трансгрессивную фазу с Куяльницким б-ном Черного моря.

Глубоководные области акчагыльского бассейна занимали: впадину Южного Каспия, Куринскую впадину и Кизыл-Кумский прогиб, Предкопетдагский прогиб, Терско-Каспийский прогиб и Средне-Каспийскую впадину, имевшую очертания уже довольно близкие к современным. Сложены эти области глинами (400-600 м; 400-500 м). Всю остальную обширную область занимала шельфовая область, в которой выделяется глубоководный шельф, сложенный глинами (200-300 м), и мелководный шельф (сложенный песками, глинами, реже известняками, (50-100-150 м). В пределах шельфа существовали острова, подводные холмы, подводные долины. В пределах континентального склона развиты преимущественно глинистые породы.

Акчагыльский бассейн располагается в предедах крупиых тектонических структур: Прикаспийской впадины, Волго-Уральской антеклизы, Предуральского прогиба, впадин Южного и Среднего Каспия, Куринской, Западно-Туркменской, Каракумской впадин, Терской-Каспийского прогиба и др. Это крупная трансгрессия

http://jurassic.ru/

меридионального и субширотного простирания.

Распределение литофаций и мощностей акчагыльских отложений отражает прежде всего, как и очертания Каспийского бассейна, меридиональную вытянутость Каспийской области прогибания и одновременное субширотного Кавказско-Копетдагского направления прогибания впадин и прогибов Южного и Среднего Каспия и Каракумов, Предкопетдагского прогиба.

Все это указывает на интенсивное прогибание Каспийской области в акчагыльский век в меридиональном направлении наряду с продолжающимся субширотным прогибанием.

Сокращение мощностей акчагыльских отложений в Южном Каспии, а также в Среднем Каспии объясняется некомпенсированностью прогибания накоплением осадков акчагыла. Выявлены контуры и мощности отложений Южно-Каспийской (300-400; 600-700) и Средне-Каспийской (400-500 м) впадин в акчагыле.

В центральной части Южно-Каспийской области по данным геофизических и структурно-геологических исследований происходит образование и разрастание зон антиклинальных поднятий как со стороны Куринской впадины, так и Юго-Западной Туркмении.

Апшеронский век.

Апшеронский бассейн по своим размерам несколько уступал акчагыльскому, но также значительно превосходил современный Каспий. Он на севере распространялся до широты Саратова, на западе через Манычский пролив сообщался с Черным морем, образовал обширный протяженный залив в Куринской межгорной впадине и на востоке проник в пределы Западно-Туркменской впадины. На территории Ирана береговая линия апшеронского моря, вероятно проходила севернее современной, поскольку морские апшеронские отложения в пределах Гилян-Мазандаранской низменности отсутствуют. В апшероне значительно увеличились площади и высоты окружающих бассейн областей суши, что вызвало усиление процессов эрозии и денудации и поступления в бассейн осадконакопления терригенных материалов. В преобладающей части акватории апшеронского бассейна в мелководных условиях шельфа формировались песчано-известняково-глинистые отложения, в краевых частях содержащие детритусовые известняки, галечники и гравелиты. Лишь в глубоководных впадинах в центральных частях Среднего и Южного Каспия в условиях некомпенсированного прогибания отлагались преимущественно глинистые отложения.

Мощности отложений свидетельствуют о значительном усилении в апшероне темпов погружения области Каспийского моря по сравнению с акчагыльским веком. В восточной части Куринской впадины и в Южном Каспии мощности апшеронских отложений, зона максимального накопления осадков в Среднем Каспии по-прежнему приурочена к его центральной части, а в Южном Каспии она перемещается от восточной прибортовой зоны его в центральный район. По сокращенным мощностям апшеронских отложений четко выделяется Апшероно-Прибалханский порог и антиклинальные поднятия прибортового окаймления Южно-Каспийской впадины. Основные области питания апшеронского бассейна, как и раньше находились в районе Русской платформы, Туранской плиты, Большого и Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Копет-Дага.

2.4.3. Нефтегазоносность неогеновых отложений

В Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне в миоценовых отложениях залежей нефти и газа не обнаружено. Но верхнеплиоценовые песчано-алевритовые отложения обладают высокими пористостью и проницаемостью и являются регионально нефтегазоносными. К ним относятся песчано-алевритовые пачки основания акчагыла, нижнего и среднего апшерона.

В Средне-Каспийском нефтегазоносном бассейне, в его западной части -- Восточном Предкавказье -- залежи нефти и газа содержатся в средне-миоценовых, плиоценовых отложениях в районах Северо-Ставропольском, Грозненском, Дагестанского выступа, Южно-Дагестанском и Кусаро-Дивичинском. В Терско-Каспийском районе и в Чернолесской впадине продуктивными являются песчано-алевритовые горизонты чокрака, карагана, конки, сармата. В восточной части бассейна -- в Прикарабогазье -- продуктивных горизонтов в отложениях неогена не обнаружено. В Северо-Устюрском бассейне залежи нефти и газа в отложениях миоцена и плиоцена также неизвестны.

В Южно-Каспийском нефтегазоносном бассейне основные запасы нефти и газа содержатся в продуктивной толще Азербайджана, дна Южного Каспия и красноцветной толще Юго-Западной Туркмении среднего плиоцена. Акчагыльские и апшеронские отложения нефтегазоносны в Кировобадском, Нижне-Куринском, и в районе Апшеронского архипелага.

2.5. Четвертичный период

Следующий этап геологического развития бассейна и шельфа относится к четвертичному периоду, когда произошли крупные тектонические движения, приведшие к окончательному формированию как всей Каспийской области, так и отдельных ее структурных элементов и зон поднятий, содержащих крупные залежи нефти и

http://jurassic.ru/

газа. Граница между неогеном и четвертичным периодом в данной главе проведена по подошве тюркянской свиты.

Четвертичный этап ознаменовался трансгрессиями четвертичных, более опресненных чем плиоценовых морей (бакинской, хазарской, хвалынской и новокаспийской), развитием фауны моллюсков и остракод каспийского типа, новыми крупными изменениями структурного плана, интенсивным складкообразованием, расширением зон складчатости, особенно на дне Южного Каспия, дальнейшим погружением впадин и предгорных прогибов. Четвертичный этап включает два подэтапа и четыре века: бакинский, хазарский, хвалынский, новокаспийский (карты 9.17, 9.18, 9.19).

К рубежу плиоценового и четвертичного этапа геологической истории Каспийской области приурочена крупная регрессия и накопление относительно мощной толщи пресноводно-континентальной тюркянской свиты, фазой усиления восходящих тектонических движений и складчатых движений, охвативших все прибортовые районы Куринской и Западно-Туркменской впадин, Восточного Предкавказья.

В наиболее погруженных частях Каспийской области произошло накопление до 300 м осадков тюркянской свиты, а в зонах поднятий и особенно в прибортовых частях впадин и прогибов в результате положительных тектонических движений происходил размыв апшеронских отложений и накопление континентальных грубообломочных пород: галечников, конгломератов, песков. На участках, где присутствуют верхнеапшеронские отложения наблюдается резко угловое несогласие с залегающими на них отложениями бакинского яруса. После периода резкого сокращения размеров Каспийской области в послеапшеронское время (тюркянское), в начале бакинского века -- произошло новое крупное расширение ее размеров, однако, несколько меньшее, чем в предшествующий верхне-плиоценовую фазу.

В бакинский и хазарский века Каспийская область, ее впадины и прогибы испытали значительно более крупные унаследованные погружения (до 600-900 м), чем в хвалынский и новокаспийский века (до 50-150 м). Характерным для четвертичного этапа является унаследованное развитие Каспийской области как прежде всего крупного меридионального прогиба. Районы погружений в бакинский, хазарский и хвалынский века, по-прежнему охватывали центральную и южную части Северного Прикаспия; участки максимальных погружений еще больше приблизились к наиболее прогнутой части дна Южного Каспия и располагались восточнее Джейран-Кечмесского и Каргалинского прогибов (1000-1200 м), а также Нижне-Куринского, и восточнее Горгано-Атрекского и Кызыл-Кумского прогибов. Кроме меридионального прогибания Каспийской области в четвертичный этап продолжались унаследованные с плиоцена опускания широтного и субширотного направления, компенсированное накоплением четвертичных отложений.

В геосинклинальной части бассейна, в Западно-Туркменской впадине шло интенсивное прогибание, что способствовало накоплению мощной толщи (до 800-1000 м) четвертичных отложений. Наибольшее прогибание в бакинский век продолжалось в Кизылкумском прогибе и Западной части Прибалханской зоны (Котур-Тепе, Барса-Гельмес), а в хазарский век кроме этих районов происходило и на юге -- в Горгано-Атрекском прогибе, в то время сместившемся значительно к северу. Западно-Туркменская впадина прогибалась дифференцированно, так как происходили также и складчатые движения четвертичного этапа, приведшие к окончательному формированию Прибалханской, Гогрань-Даг-Окаремской и других зон поднятий. Складкообразование разрослось в сторону дна Каспийского моря, захватив прилегающую к западу шельфовую его часть.

В Куринской впадине погружения были еще более интенсивные, в центральной ее части, а также прилегающем дне Южного Каспия, где накопились четвертичные отложения до 2500-2600 м мощности. Окончательно сформировались зоны: Харамино-Сальянская, Алятская, образование складчатости Апшеронского полуострова, подводных антиклинальных зон поднятий в прилегающей части дна Южного Каспия, имеющих меридиональное и субмеридиональное простирание. Наиболее интенсивные фазы складчатости в четвертичный этап, как и в Западно-Туркменской впадине, были предбакинская, предхазарская и предхвалынская. Процессы складкооразования происходят и в современную эпоху.

В платформенной части бассейна -- в Среднм-Каспии, амплитуда погружения в четвертичный этап меньше, чем в Южно-Каспийской бассейне: в Терском прогибе до 250-300 м, а Кусаро-Дивичинском прогибе -- 100 м; на платформенной части Восточного Предкавказья опускания не превышали 50-150 м. По деформациям в бакинских и хазарских отложениях хорошо отражается сводовая часть восточной части вала Карпинского, антиклинальные зоны его южного склона и отдельные поднятия.

В Прикарабогазье четвертичный этап характеризуется унаследованным развитием и в основном положительными тектоническими движениями. Максимальные мощности бакинских отложений (до 100 м) приурочены к заливу Карабогаз-Гол. В хазарский век происходили слабые движения. Более интенсивно в четвертичный этап прогибалась Западно-Каракумская впадина.

В Северном Прикаспии продолжалось некоторое опускание территории, что привело к широкому распространению четвертичных трансгрессий. К средне-четвертичному времени происходит интенсивное поднятие территории всего Нижнего Поволжья и усиливается эрозионная деятельность рек, после чего последовала трансгрессия хазарского моря и относительно более спокойные тектонические условия хвалынского и новокаспийского веков.

http://jurassic.ru/

Окружающая четвертичные бассейны суша испытывала в основном поднятия. О масштабах максимальных поднятий в четвертичный этап, характерных для Большого и Малого Кавказа можно судить по высотным отметкам морских террас (П.В. Федоров, 1957). Для террас бакинского возраста Большого Кавказа эти отметки равны 200-300 м; Малого Кавказа - 150-200 м и т.д. Более подробно эти данные освещены в указанной работе.

Одной из особенностей четвертичного этапа в целом является постепенное сокращение размеров бассейнов и особенно позднехвалынского и новокаспийского.

ЧЕРНОЕ МОРЕ

МЕЗОЗОЙ

I. Палеогеографические реконструкции

А.Д. Гурова, А.Е. Шлезингер
К.А. Ушко

1. Юрский период

1.1. Тоарский век

С позднего лейаса начался новый этап морской трансгрессии в северном направлении. В условиях мелководного морского бассейна накапливаются маломощные (менее 100 м) морские песчано-глинистые осадки тоарского возраста в Преддобруджском и Каркинитском прогибах, Ейско-Березанской зоне поднятий, Тимашевской ступени и Восточно-Кубанской впадине. На основании детальных литологических исследований и единичных находок фауны Pseudogrammoreras cf. fallociosum Blyl., Pseudomonotis sp. В.П. Чаицкий (1986) выделяет толщу глин и аргиллитов с прослоями песчаников позднетоарского возраста в основании юрского разреза. Эта толща несогласно залегает на породах позднего и среднего триаса, а местами на позднепермских-раннетриасовых (карта 9.4).

В южном направлении, в сторону центральных частей Восточно-Кубанской впадины и Лабино-Малкинского палеопрогиба отмечается увеличение количества глин в разрезах тоара, а также его мощностей до 500 м во впадине и более 1000 м в прогибе. Здесь тоар условно выделен из единой литологически однородной тоар-ааленской толщи.

В Горном Крыму породы тоарского возраста, по-видимому, входят в состав терригенного флиша верхнетаврической свиты. В восточном направлении в районах Новороссийско-Лазаревской и Абино-Гунайской зон Северо-Западного Большого Кавказа к тоару на основании фауны аммонитов относится верхняя часть свиты хахопсе, представленной аргиллитами с конкрециями и прослоями песчаников, мощностью до 760-900 м, развитой в верховьях Пшехи. В Аджаро-Триалетской зоне Западной Грузии юрские отложения, в том числе и тоарские, не установлены.

В хребтах южного побережья Черного моря отложения раннеюрского возраста имеют широкое распространение и трансгрессивно залегают на пермских, а иногда на метаморфических породах. Породы тоара входят составной частью в породы лейаса, представленного моргелисто-песчанистыми известняками, аргиллитами, мергелями и песчаниками до 350 м мощностью.

С позднего лейаса на Мизийской и Скифской плитах начинается новый этап тектонического развития. В Крыму в позднетоарское время формируется Качинско-Черноморский горст субмеридионального простирания, который отделяется от Зуйского горста Битакским межгорным прогибом (В.И. Славин, 1989). Качинско-Черноморский горст с юго-запада ограничивал геосинклинальный трог Северо-Западного Большого Кавказа, где шло накопление терригенного флиша до 900 м и более мощностью.

В пределах платформенной части Скифской плиты проявляется Восточно-Кубанская впадина. Глинистая толща тоара здесь достигает 500 м мощности. Индоло-Кубанский краевой прогиб также прослеживается в своем восточном окончании как Лабино-Малкинский палеопрогиб, где глинисто-алевролитово-песчанистая толща тоара имеет мощность примерно 1000 м.

Тоарский морской мелководный бассейн располагался в пределах Преддобруджского и Каркинитского прогибов, Ейско-Березанской зоны поднятий, Тимашевской ступени, которые не имели четких границ и очертаний в тоарское время. С южной стороны Украинской и Предкавказской суши в условиях прибрежной части мелководного шельфа отлагались наиболее грубые осадки, представленные разнозернистыми

http://jurassic.ru/

песчаниками с микроконгломератами и прослоями глин. По мере углубления морского бассейна в южном направлении преимущественно песчаные осадки сменяются глинистыми. Прослои песчаников играют подчиненную роль. В ряде мест Горного Крыма, на северном склоне Тимашевской ступени, южного окончания Ставропольского свода в связи с деятельностью подводных вулканов происходит накопление вулканогенно-осадочных пород. В юго-восточной части Горного Крыма и западной части Большого Кавказа унаследованно с триасовой эпохи продолжают развиваться геосинклинальные условия. Здесь на континентальном склоне накапливался терригенный флиш мощностью до 1000 и более метров.

1.2. Оксфордский век

С оксфордского века начался новый этап развития, характеризующийся преобладанием аридного климата и существенным изменением структурного плана. В позднеюрскую эпоху, начиная с оксфордского века на рассматриваемой территории формировалось несколько характерных типов осадков, замещающих друг друга во времени и в пространстве. Среди них наиболее распространены рифовые органогенные известняки, пелитоморфные и брекчированные известняки, первичные и метасоматические доломиты, пестроцветные глины, песчаники и алевролиты, галогенные и сульфатные осадки, а также флишоидные образования (карта 9.6).

По фауне породы оксфордского возраста выделяются в западной части Преддобруджского прогиба, где к нижнему оксфорду относятся глинистые и глинисто-алевролитовые известняки до 130 м мощностью. Средне-позднеоксфордские шоколадные глины с прослоями обломочных известняков превышают 300 м мощности. В Равнинном Крыму породы позднеюрского и оксфордского возраста отсутствуют. В позднеюрскую эпоху эта часть Крыма и прилегающие районы Черного моря представляли собой поднятые над уровнем моря сушу Равнинного Крыма и Черноморский ороген. На северном склоне Черноморского орогена и суши Равнинного Крыма в позднем келловее -- зарождается глубокий прогиб (В.И. Славин, 1989), где шло интенсивное осадконакопление. В оксфордский век в западной части прогиба шло накопление карбонатных осадков, среди которых существенную роль играют орогенные рифогенные постройки.

В пределах восточной части Индоло-Кубанского краевого прогиба в Западно-Кубанском прогибе к отложениям оксфордского яруса относится часть герпегемской свиты, возраст которой индексируется как верхний келловей- нижний кимеридж. Слоистые пелитоморфные известняки с прослоями доломитов и мергелей нижней части герпегемской свиты, по-видимому, имеют позднекелловейский-нижнеоксфордский возраст. Выше залегающие однородные массивные кристаллические трещиноватые известняки герпегемской свиты до 400 м мощностью на ряде площадей (Дагестанская, Самурская и др.) являются продолжением биогермных тел Лагонакского рифового комплекса Северо-Западного Кавказа. На северном склоне Западно-Кубанского прогиба оксфорд представлен толщей темносерых слоистых глинистых известняков до 120 м мощностью.

На южном склоне Скифской плиты в Восточно-Кубанской впадине оксфордские трещиноватые известняки с прослоями глинистых доломитов, мергелей и темно-серых известковых аргиллитов, местами вверху переходят в брекчированные и комковатые известняки, слагающие небольшие органогенные постройки.

В западном геосинклинальном бассейне Большого Кавказа на континентальном склоне оксфордские отложения представлены верхами монашкинской свиты. В Абино-Гунайской зоне (бассейн р.Пшехи) в зоне перехода к Лагонакским рифам нижний оксфорд сложен известняковыми брекчиями (200 м), верхний -- флишоидной толщей (до 700 м). Возраст установлен по комплексу фораминифер.

Лагонакская зона барьерных рифов выделяется в междуречье рек Пшехи и Белой. На флишоидной толще на западе и песчаниках на востоке зоны залегают рифогенные органогенно-детритовые известняки до 850 м с комплексом фауны оксфордско-титонского возраста. В Западной Грузии на южном склоне Большого Кавказа оксфордский ярус состоит из мощной толщи (до 1000 м) сланцевых мергелей с прослоями и пачками известняков, часто песчанистых, сменяющимися в верхней половине яруса органогенными известняками.

По южному берегу Черного моря песчанистые и доломитизированные известняки оксфордского возраста слагают хребты побережья Турции.

В фации известняков и доломитов до 200 м мощностью оксфорд вскрыт глубокими скважинами по болгарскому берегу Черного моря.

В оксфордский век Украинский массив и значительная часть Скифской плиты были сушей и являлись источниками сноса в расположенный южнее мелководный шельф незначительного количества терригенного материала. В условиях мелкого шельфа в позднеюрскую эпоху шло накопление карбонатов.

Значительными мощностями (до 493 м и более) охарактеризована западная часть Преддобруджского прогиба, который отделялся от южного бассейна Килийским поднятием. Последнее, по-видимому, а также территория Равнинного Крыма представляли собой часть суши Украинского массива. С позднекелловейского времени между сушей Украинского массива и Черноморским орогенном возник краевой прогиб, восточная часть которого, по-видимому, соответствует западному окончанию Индоло-Кубанского прогиба.

http://jurassic.ru/

Незначительными мощностями (до 190 м) прослеживается центральная часть Восточно-Кубанской впадины. Наибольшими мощностями (до 1000 м) характеризуется глубоководная часть оксфордского бассейна, приуроченная к западной геосинклинали Большого Кавказа, заполненная терригенным флишем. Для оксфордского века характерно образование рифовых построек. Границы распространения рифов совпадают с конфигурацией геосинклинального бассейна и обусловлено системой глубинных разломов.

2. Меловой период

2.1. Аптский век

На раннем меловом этапе развития Азово-Черноморского и Кавказского регионов существовал морской бассейн субширотного простирания, границы которого менялись. От берриасского века до конца альбского происходило последовательное расширение трансгрессии. Последнее было закономерным и просходило в Крыму и Предкавказье с юга на север, в Турции с севера на юг, на Закавказском массиве с запада на восток, в Румынии и Болгарии от Нижнекамчийского прогиба к Южной Добрудже (карта 9.7).

Возраст пород аптского яруса в рассматриваемых регионах обоснован фауной аммонитов. Они подразделяются на нижний, средний и верхний подъярусы.

Отложения аптского века в предгорьях Крыма и Северо-Западного Кавказа тесно связаны с позднебарремскими. В Равнинном Крыму и Предкавказье в пределах Скифской плиты они перекрывают их в северном направлении и залегают на всех нижележащих вплоть до докембрийского основания. На юге Крыма, на Керченском полуострове и на северном склоне Северо-Западного Большого Кавказа развиты глины с прослоями алевролитов, с конкрециями сидеритов. Севернее, в сторону суши Украинского массива возрастает роль алевролитов и глины на северном борту Преддобруджского прогиба, Тимашевской ступени и Восточно-Кубанской впадины замещаются песчаниками и алевролитами от 8 до 274 м мощности.

Аптская трансгрессия, развиваясь, достигла Северного Крыма, а в Предкавказье -- Ейско-Березанской зоны поднятий. Севернее в условиях аккумулятивной равнины происходило накопление континентальных каолизированных, обогащенных мелким растительным материалом, глин с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников, а также продуктов вулканической деятельности.

Морской мелководный эпиконтинентальный бассейн существовал южнее г.Тихорецка. Здесь с прибрежными условиями шельфа связано образование плохо отсортированных песчаников до 70-80 м мощностью. Прибрежные осадки отлагались и вдоль восточного склона Ставропольского свода. На юге последнего накопление морских осадков сопровождалось подводными вулканическими извержениями.

Глинистые осадки относительно глубоководного шельфа на Северо-Западном Кавказе сменялись накоплением флишевых глубоководных сидеритовых глин до 1150 м мощностью. В Западной Грузии отмечается накопление глинистых известняков, мергелей и известковистых глин. Последние в районе Дзирульского массива сменяются переслаиванием с более мелководными глауконитовыми песчаниками и глинами. В позднеаптский век здесь происходит интенсивная вулканическая деятельность, охватывающая и Восточные Понтиды. В западной части Восточных Понтид, в Нижнекамчийском прогибе, по периферии Мизийской плиты, на северном побережье Каркинитского залива накапливаются органогенные известняки.

В аптский век по максимальным мощностям (200 и более метров) проявляется Каркинитско-Северо-Крымский платформенный прогиб и Восточно-Кубанская впадина (241-274 метров). Отсутствием аптских осадков фиксируется Ставропольский свод.

Месторождения газоконденсата, приуроченные к базальным песчаникам апта, приурочены к Ейско-Березанской зоне поднятий и склонам Восточно-Кубанской впадины, а также Ростовского свода.

2.2. Альбский век

В позднеальбское время трансгрессия достигает максимума. Но началась она в Азовско-Черноморском и Предкавказском регионах не одновременно и сопровождалась в ряде мест кратковременными регрессиями. Ряд приподнятых участков суши исчезает или сокращается в размерах -- Ейско-Березанская зона поднятий, Ставропольский свод, Дзирульский массив. В альбский век происходит интенсивное погружение Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, где накапливаются вулканогенно-осадочные породы альба до 2300 м мощностью, опускание Тимашевской ступени, Ейско-Березанского вала снивелировали границы этих тектонических элементов и Восточно-Кубанской впадины (карта 9.8).

Наиболее широкое распространение имеют альбские отложения. Всеми тремя подъярусами альбские глины с прослоями алевролитов мощностью 700-800 метров представлены на Керченском полуострове, в восточном и центральном Крыму. Полные разрезы альба, представленного глинами с песчаным горизонтом в основании, но с меньшими мощностями (до 350 м), развиты на Западном Предкавказье. В Западном и Северо-Западном Крыму и на севере Западного Предкавказья наблюдаются перерывы. Здесь отложения нижнего и среднего

http://jurassic.ru/

альба представлены алевролитами и песчаниками. На Тарханкутском полуострове среди них появляются вулканогенные образования. В этом районе отложения позднеальбского возраста представлены глинами, алевролитами и мергелями в верхней части разреза с мощными пластами вулканогенных пород общей мощностью до 2300 м. Указанные породы слагают Северо-Крымский прогиб.

В Северном Причерноморье в разрезах альба, не превышающих 200м существенную роль играют опоки, спонголиты и песчаники, которые местами трансгрессивно залегают на докембрии. Трансгрессивное налегание песчаников альба на граниты докембрия отмечается также в районе Ростовского свода, а на аргиллиты юры и триаса в районе Ейско-Березанской зоны поднятий. На остальных территориях они согласно ложатся на песчаники апта.

На Северо-Западном Кавказе относительно глубоководные глины альба мощностью до 300 м также согласно перекрывают глины апта. По сравнению с неокомом и аптом геосинклинальный бассейн западной части Большого Кавказа сокращается в размерах.

В Западной Грузии мергели и известковистые глины нижне-средне-альбского возраста сменяются вулканогенно-осадочными породами позднего альба до 50 м мощности. В Аджаро-Триалетской зоне мощность вулканогенно-осадочных пород альба возрастает и достигает 400 метров.

В Восточный Понтидах аналогично разрезам Западной Грузии прилегающая часть шельфа, по-видимому, сложена вулканогенно-осадочными образованиями. В западных Понтидах развиты песчано-глинистые отложения альба, которые трансгрессивно залегают на мергелях апта. На значительной части западного побережья Черного моря в пределах Румынии и Болгарии альбские отложения отсутствуют.

Песчаники альба газоносны в Каркинитско-Северо-Крымском прогибе, на Ростовском своде и Адыгейском выступе. Базальные песчаники раннего альба Азовско-Ейского мегавала и Усть-Лабинской седловине содержат газоконденсат.

2.3. Нефтегазоносность.

Нижнемеловые отложения северо-западного шельфа Черного моря явияются основной нефтегазогенерирующей серией в разрезе Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции. На основании закномерностей, установленных в результате геохимических исследований и анализа геолого-геофизических материалов, были выявлены 11 районов аккумуляции нефти и газа, которые приурочены к более чем 100 локальным структурам (Окуловский, 1990). Основной тип зон нефтегазонакопления Причерноморско-Крымской области-антиклинальный, имеет распространение практически на всех крупных структурно-тектонических элементах северо-западного шельфа. На большей их можно ожидать тектонически и литологически экранированные зоны нефтегазонакопления.

На северо-западном шельфе выделяются следующие временные взаимоотношения между очагами нефтеобразования и зонами нефтегазонакопления в нижнемеловых отложениях. Зоны нефтегазонакопления сформировались: до начала генерации углеводородов (генерационные) - Каркинитская, Михайловская; одновременно с генерацией (сингенерационные) - Гамбурцевско - Тарханкутская; постгенерационные - образовавшиеся после прохождения нефтематеринской толщей главную фаху нефтеобразоваания. Наибольший интерес представляют обычно зоны первого типа.

Зоны аккумуляции уплеводородов подразделяются на газовые, газо-конденсатные, нефтяные и смешанные в зависимости от глубины их залегания и трех-размерного плана их положения по отношению к источникам нефтеобразования.

2.4. Туронский век

В позднемеловой этап развития Азово-Черноморского региона существовал обширный морской бассейн, имеющий связь с бореальным, занимающий всю южную часть Восточно-Европейской платформы. Для эпохи в целом характерно неравномерное развитие во времени отдельных структурных форм на фоне общей постепенной регрессии, проявившейся с коньякского века, а также широкое распространение карбонатных и вулканогенно-карбонатных образований, заметная тенденция к постепенному сокращению границ распространения отложений от нижних ярусов к верхним (карта 9.9).

По фауне иноцерамов отложения туронского яруса подразделяются на два подъяруса. Нижнетуронские образования отличаются от верхнетуронских, нередко полностью или частично выпадают из разреза. Объем верхнетуронского яруса также не всегда можно установить из-за его литологического сходства с вышележащими коньякскими образованиями.

В пределах северного борта Западно-Кубанского прогиба и Восточно-Кубанской впадины в основании туронского разреза выделяются маломощные мергели с прослоями мергелевидных глин, которые составляют верхнюю часть джинальской свиты сеноман-раннетуронского возраста. Вышележащие массивные белые

http://jurassic.ru/

известняки позднетуронского возраста по зональному виду Inoceramus lamarcki выделяются в низах джегутинской свиты. Их мощность в пределах Скифской плиты не превышает 5-64 м. Для внутриплатформенного Тузлово-Манычского прогиба характерно увеличение мощности туронских осадков до 108-165м. Отмечается расслаивание известняков мергелями и глинами.

В западном заливе Преддобруджского прогиба турон распространен также в относительно глубоководной фации писчего мела. Мощность его здесь не превышает 100 м. В северном направлении, опесчаниваясь по направлению к Украинской суше, писчий мел сменяется мелководными песчанистыми известняками, мощность которых не превышает 30 м. Максимальных мощностей (748 м и более) туронские, относительно глубоководные известняки, достигают в Каркинитско-Северо-Крымском прогибе. Отсутствие туронских отложений на ряде поднятий Крымского свода, Адыгейского выступа Южно-Ставропольской зоны поднятий связано, по-видимому, с последующими размывами.

Терригенно-карбонатный флиш западного континентального склона Большого Кавказа, мощность которого достигает 300 м сменяется в районах Западной Грузии маломощными известняками и вулканогенными породами. Как и в апт-сеноманское время в раннетуронское время источниками поступления вулканогенного материала в морской туронский бассейн являлась Черноморская суша (В.И. Чаицкий, П.И.Шелкопляс, 1986).

В Аджаро-Триалетской зоне и Восточных Понтидах продолжали накапливаться вулканогенно-осадочные образования. В южной части Восточных Понтид с туронского века заложился геосинклинальный трог, в котором накапливался терригенно-вулканогенный флиш. Почти повсеместное карбонатное осадконакопление в относительно узкой Бургасской впадине, окруженной активно растущими поднятиями, сменилось песчаниками и конгломератами до 500 и более метров мощностью.

В туронский век наиболее четко проявились нисходящие движения в пределах Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, где мощность туронских отложений превышает 740 метров, а также в Тузлово-Манычском прогибе (до 165 м). Наиболее приподнятыми участками были некоторые поднятия Крымского свода, Адыгейский выступ и Южно-Ставропольская зона поднятий.

В раннетуронское время морской бассейн носил регрессивный характер. Трансгрессия моря, начавшаяся в позднетуронское время, охватила почти весь регион -- южную часть Восточно-Русской платформы, Скифскую и Туранскую плиты, Большой Кавказ и Копет-Даг. Суша существовала только в пределах Центрально-Кавказского поднятия. Осадки в туронскую эпоху отлагались преимущественно в условиях относительно глубоководного шельфа, удаленного от источников сноса. Мелководный шельф имел место в восточных районах Донбасса. Незначительное поступление обломочного материала и влажный теплый климат способствовали накоплению карбонатных осадков.

В западной и восточной частях Большого Кавказа продолжала существовать глубоководная зона, соответствующая континентальному склону. Продолжает существовать связь с Мировым океаном Тетиса, а также с Бореальным бассейном через Тургайскую область.

2.5. Кампанский век.

Отмечается почти повсеместное развитие кампанских отложений. Их отсутствие в сводовых частях поднятий Ростовского свода, на южном окончании Ставропольского сводового поднятия и Адыгейском выступе Скифской плиты связано с последующими размывами. В западной части Скифской плиты отложения кампанского возраста представлены известковистыми глинами с прослоями мергелей и алевролитов. В глинах найдены Inoceramus balticus Boehm., Bacutites anceps. В северной части Сальского поднятия они переходят в песчано-глинистые отложения с мощностью, не превышающей 93 м. Максимальных мощностей 345 м кампан достигает в Тузлово-Манычском прогибе. К югу от Ейско-Березанской зоны поднятий и к востоку от Ставропольского поднятия карбонатность пород возрастает и известковистые глины переходят в переслаивание известняков, глинистых известняков и мергелей мощностью 75-225 м.

Карбонатное осадконакопление в кампанский век характерно для западного залива Преддобруджского прогиба, где кампанские осадки представлены писчим мелом до 100 м мощностью, накапившимся в относительно глубоководной части шельфа. Аналогичные условия накопления известняков и мела кампанского возраста существовали в пределах Каркинитско-Северо-Крымского прогиба. Глубоководный шельф Индоло-Кубанского прогиба в районе Северо-Западного Кавказа сменился континентальным склоном. Здесь, во вновь возникшем геосинклинальном троге шло накопление карбонатно-терригенного флиша до 150 м мощностью. Значительных мощностей (более 1150 метров) карбонатно-терригенный флиш достигает в геосинклинальном троге южного склона Северо-Западного Кавказа. В Западной Грузии кампанские осадки представлены карбонатами. В отличие от пород туронского возраста они не содержат вулканогенный материал. Отсутствие вулканогенных пород жарактерно и для Аджаро-Триалетской зоны. Но в Восточный Понтидах вплоть до г.Самсуна по южному побережью Черного моря развиты вулканогенно-осадочные породы кампанского возраста. Севернее г.Самсуна кампан представлен известняками, глинистыми известняками и мергелями до 100 м мощностью. Южнее, вдоль южного побережья Черного моря в Анатолии, как и в туронский век существовал флишевый трог. Вулканогенно-осадочные породы кампанского возраста вновь отмечаются по побережью

http://jurassic.ru/

Черного моря в районе г.Зонгулдак. В Западный Понтидах (район Босфора) море трансгрессивно перекрывало палеозойские отложения. Севернее, на площадях Болгарии и Румынии в небольших заливах мелкой части шельфа шло накопление терригенных пород небольшой мощности.

В кампанский век происходит изменение структурных планов Скифской платформы. Несмотря на продолжение формирования Каркинитско-Северо-Крымского и Тузлово-Манычского прогибов, происходит расформирование Восточно-Кубанской впадины. Ее северная часть присоединяется к Тузлово-Манычскому прогибу. Ростовский свод и Азово-Ейский мегавал испытали погружение и здесь накопилась 150-350-метровая толща известковистых глин с прослоями мергелей и песчаников.

Западная часть Скифской плиты была покрыта мелководным шельфом, который к югу и востоку от Ставропольского сводового поднятия переходил в относительно глубоководный открытый бассейн, удаленный от источников сноса.

В кампанский век наиболее глубоководные условия продолжали существовать на Северо-Западном Кавказе, но граница континентального склона передвинулась к северу и проходила, по-видимому, по южному склону Шапсуго-Апшеронского вала. Связь с Тетисом и бореальным бассейном не прерывалась и осуществлялась через Тургайскую область.

3. Глубоководая область

Акватория Черного моря покрыта сплошной сеткой региональных сейсмических профилей МОГТ. На значительных площадях его периферии проведены площадные детальные сейсмические исследования МОГТ. По всей акватории проведен значительный объем НСП. В пределах дна Черного моря пробурено три глубоководные скважины, вскрывшие неогеновые и четвертичные отложения. На континентальных склонах драгированием подняты различные породы мезозоя и кайнозоя. Донными трубками изучены четвертичные, преимущественно голоценовые образования. Основные сведения о геологическом строении дна акватории Черного моря содержатся в ряде обобщающих работ (Земная кора....., 1975; Строение и эволюция....., 1989; Тектоника мезокайнозойских....., 1985; и других)

В настоящее время существуют три основные точки зрения на происхождение впадины Черного моря, в соответствии с которыми оно рассматривается как: 1) реликт первичной океанической коры; 2) рифтогенная структура, возникшая на земной коре континентального типа; 3) глубоко опущенный и переработанный блок (массив) континентальной земной коры.

Осадочный чехол Черного моря хорошо изучен сейсморазведкой. В нем выделяется несколько опорных отражающих горизонтов. Основание осадочного чехла Черноморского глубоководного бассейна определяет сейсмический горизонт Н. Выше него следятся отражающие горизонты Ш, П, I^a и I, соответственно приуроченные к верхнемеловым, эоценовым, нижнемиоценовым и плиоценовым образованиям. В плиоцен-четвертичной части разреза уверено выделяются отражающие горизонты В, Б, и А. В пределах сопряженных районах шельфа опорные отражающие горизонты освещают разрез юрско-кайнозойскх образований.

Тектоническое строение дна Черного моря гетерогенно. По его периферии распространен складчатый фундамент альпийских, киммерийских, палеозойских складчатых сооружений, олигоцен-миоценовые краевые и тыловые прогибы и чехлы молодых платформ. Центральные районы сложены верхнемел-кайнозойскими комплексами глубоководного бассейна и заняты современной глубоководной котловиной, ограниченные погребенными континентальными палеосклонами и современным континентальным склоном. Комплексы глубоководного бассейна по окраинам Черного моря наложены на комплексы складчатых геосинклинальных структур, краевых прогибов, чехлов молодых платформ, а в центральных районах на кристаллические породы утоненной кристаллической коры. По подошве осадочного чехла Черноморского глубоководного бассейна намечаются Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины, разделенные Центрально-Черноморским поднятием. В первой из них его мощность достигает 15-17 км. Слои осадочного чехла Черноморского глубоководного бассейна залегают полого местами горизонтально, прислоняясь к поверхностим, ограничивающих глубоководный бассейн палеосклонов. На отдельных участках их залегание осложнено глинистыми диапирами.

В допозднемеловое время внутренние области Черного моря представляли собой приподнятые участки земной коры, не испытывающие площадного прогибания. Возможно, они представляли сушу. В позднемеловую эпоху в западной части акватории Черного моря произошло первое кратковременное опускание, создавшее Черноморский глубоководный бассейн. Второй допалеогеновый импульс опускания (до 5-6 км) охватил всю акваторию Черного моря. Он создал допалеогеновый палеосклон. Доплиоценовое опускание на большой части акватории Черного моря вышло за пределы допалеогенового. Особенно далеко (несколько десятков километров) плиоцен-четвертичный глубоководный (до 2-3 км) бассейн продвинулся на северо-западе, северо-востоке и востоке Черного моря. В него были включены обширные пространства миоценового палеошельфа. Современное молодое скорее всего голоценовое опускание создала современную глубоководную котловину (до 2 км) Черного моря, ограниченную континентальным склоном. В областях сопряжения с платформами градиент погружения был невелик. Он привел к образованию некрутого широкого континентального склона. Напротив, в областях сопряженных с складчатыми горными сооружениями

http://jurassic.ru/

опускание характеризовалось большим градиентом. Оно сформировало крутой узкий континентальный склон, представляющий сложную флексурно-разрывную зону.

КАЙНОЗОЙ

I. Палеогеографические реконструкции.

1. Олигоцен-неоген

А.Ф. Лимонов.

1.1 Олигоцен

Значительные изменения стиля тектонических движений и палеогеографической обстановки в Черноморском регионе произошли приблизительно на границе эоценовой и олигоценовой эпох, с которой связано общее начало орогенного этапа в альпийском Средиземноморском поясе (Хаин, 1970). По сравнению с эоценовой эпохой в олигоцене контрастность вертикальных движений резко возрасла. При воздымании территорий Горного Крыма, Кавказа, Балканид, Понтид, а также Украинского кристаллического щита формируются новые межгорные и предгорные прогибы, ускоряются темпы опусканий существовавших в эоцене платформенных впадин. При этом бросающйся в глаза особенностью является то, что скорости опусканий в депрессионных участках существенно превышали скорости поднятия в формирующихся смежных горно-складчатых сооружениях.

Именно к этому времени относится заложение на месте эоценового относительно мелководного эпиконтинентального морского бассейна ряда сообщающихся между собой глубоких котловин, дальнейщее слияние которых привело к возникновению единой Черноморской впадины.

Форма и рельеф олигоценового Черноморского бассейна были очень сложными. Бурение в Керченско-Таманском секторе, а также сейсмоакустическая съемка и работы методом ОГТ (Лимонов, 1981; Мейснер, 1982; Туголесов и др., 1983; Лимонов, Куприн, 1984) показали, что морфология этого бассейна очень хорошо отражена в мощностях олигоцен-нижнемиоценовых отложений, составляющих единую, преимущественно глинистую майкопскую серию. Зоны максимальных мощностей майкопа соответствуют зонам наиболее глубокого палеоморя, а при приближении к древнему шельфу мощности обычно сокращаются. Вероятно, это связано с относительной узостью морфологическтх зон палеобассейна, за счет чего обломочный материал с окружающей суши имел возможность заполнять самые глубокие участки, постепенно выравнивая рельеф дна.

Такая же картина распределения мощностей в общем сохранялась на протяжении всех последующих этапов развития этого региона.

Генеральными структурами майкопского бассейна являлись Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины, прогибы Сорокина, Туапсинский и Керченско-Таманский (Туголесов и др., 1983). Первые две впадины разделялись между собой валом Андрусова, а Восточно-Черноморская впадина была разобщена с Туапсинским прогибом валом Шатского. Эти валы, вероятно, представлявшие собой ответвления Понтийского и Кавказского складчатых сооружений, были втянуты в интенсивные прогибания олигоценового времени. Данные структурные элементы с точки зрения морфологического положения, скорее всего, являлись абиссальными подводными горами, лишенными осадков вследствие значительной крутизны склонов.

Северо-западное окончание вала Андрусова отделяло Западно-Черноморскую впадину от прогиба Сорокина, соединявшегося к востоку с Керченско-Таманским, который еще дальше на восток сливался с Западно-Кубанским прогибом. Между Керченско-Таманским и Туапсинсим прогибами располагался Барьеный выступ фундамента - периклиналь северо-западного Кавказа (Андреев и др., 1981).

Удивительно выдержанный тонкообломочный состав майкопских отложений прослеживается через все морфологические зоны палеобассейна; лишь области сноса по своей периферии окружены более грубым материалом, вплоть до песчаников и конгломератов. Такую картину можно объяснить медленными темпами роста будущих горных сооружений, который в значительной мере компенсировался денудацией. Определенное влияние на формирование таких глинистых толщ мог также оказывать гумидный климат, приведший к появлению густой растительности в областях размыва. Несмотря на это, масштабы денудации были чрезвычайно большими, о чем говорят огромные мощности майкопских отложений, достигающие, вероятно, 8 км в Западно-Черноморской впадине (Мейснер, 1981).

Основным источником сноса обломочного материала для северной части рассматриваемого майкопского бассейна служили породы Украинского кристаллического щита и Приазовского выступа (Плахотный и др.,

http://jurassic.ru/

1971). Для более южных районов бассейна в качестве поставщика обломочного материала главную роль играли, вероятно, цепи Балканид, Понтид и Кавказа. При этом остается открытым вопрос о причине отсутствия в разрезах майкопа карбонатного материала. Маломощные прослои мергелей в олигоценовых отложениях по периферии Черноморской впадины наблюдаются лишь в пределах Мизийской плиты, на других участах иногда отмечается карбонатность глин, но разрез сохраняет терригенный характер. Это тем более странно, если учесть, что в альпийских горных цепях, служивших областями размыва, широко распространены верхнемеловые-эоценовые известняки и мергели.

На протяжении олигоцен-раннемиоценового времени наблюдалась постепенная регрессия моря. Представленная на рисунке карта 9.12 отражает начало олигоценовой эпохи, когда площадь бассейна была максимальной. Одновременно с регрессией повышалась степень сероводородного заражения, достигшая своего пика к концу майкопского времени (Невесская и др., 1984). В связи с этим майкопские отложения бедны ископаемой фауной. В начале олигоцена бассейн характеризовался нормальной соленостью, широкими связями с Атлантикой и несколько затрудненными с Тетисом. В конце раннего олигоцена произошло значительное опреснение, которое вновь сменилось нормально-морскими условиями в начале позднего олигоцена. Следующее замыкание и опреснение бассейна имело место в конце майкопского времени, когда отмечаются лишь эпизодические связи с Западным Паратетисом (Невесская и др., 1984). В самом конце майкопа уровень моря сильно понизился и огромные пространства раннемиоценовых шельфов были осушены.

1.2. Миоцен.

В среднемиоценовое время морфология рассматриваемого бассейна и характер седиментации претерпевают заметные изменения. Мощные и контрастные прогибания майкопского времени сменились более плавными и медленными опусканиями. Вероятно, уже в начале среднемиоценового времени неровный рельеф дна бассейна был почти полностью снивелирован осадконакоплением, и образовалась единая глубоководная котловина, границы которой существенно напоминали современные, но размер был меньше. По сравнению с майкопским временем темпы осадконакопления уменьшились на порядок, при этом важную роль в разрезе стали играть известняки и мергели. Напротив, скорость воздымания складчастых сооружений увеличилась, что отразилось в появлении по их периферии довольно значительных конгломератово-песчаных толщ. Часто эти когломераты имеют аллювиальную природу.

Глубоководная зона в районе Керченского пролива в начале среднемиоценового времени трансформировалась в глубокий шельф, просуществовавший до среднего сармата, а затем - в мелкий. Замыкание области глубоководного осадконакопления сопровождалось активной деятельностью грязевых вулканов, достигшей максимума в чокракское время (Грязевой вулканизм,.., 1971).

По данным Л.А. Невесской и др. (1984), в течение тарханского и чокракского времени соленость бассейна была близка к нормальной. Широкая связь с Тетисом, установившаяся с начала среднего миоцена, продолжалась до конца чокрака, после чего произошла изоляция бассейна и его сильное опреснение. С конкского времени связь с Тетисом возобновилась, хотя это мало повлияло на размеры бассейна. Такая связь могла осуществляться через Закаспий или восточную Турцию, где обнаружена наиболее богатая морская фауна беспозвоночных. Связь с Тетисом могла также установиться через территорию европейской Турции, поскольку на п-ве Пашаэли обнажаются среднемиоценовые отложения в шельфовых фациях (Brinkman, 1976). На представленной карте 9.13 показана обстановка, ближе всего отвечающая чокракскому времени.

Мэотический бассейн. С мэотического века наступает качественно новый этап развития рассматриваемого региона - неотектонический, который характеризовался усилением процесса горообразования, резким ослаблением складчатых деформаций, втягиванием в прогибания Черноморской впадины краевых участков шельфа и заложением гидрографической сети - праобраза современной.

Новый этап начался с трансгрессии в Черноморском регионе, размеры которой, однако, не достигли размеров сарматской. При максимальном развитии мэотической трансгрессии во второй половине раннего мэотиса и в позднем мэотисе море распространилось далеко на запад и Понтический бассейн через пролив соединился с Дакийским. По сравнению с сарматской мэотическую обстановку в целом можно рассматривать как регрессивную.

Значительная часть современного северо-западного шельфа была занята аллювиально-морской равниной, по которой прокладывал свой путь Палеоднестр. Была осушена вся прибрежная часть Мизийской плиты и шельф Турции. В районе южной Фракии, Стамбула и Измитского залива существовал мелководный, почти пресный водоем, который пересох к концу мэотиса (Brinkmann, 1976).

Седиментация в мэотическом веке носила преимущественно терригенный характер. Мелководные мэотические карбонаты распространены главным образом в северной части Азово-Черноморского региона, где речная сеть имела относительно слабое развитие.

В глубоководной котловине темпы осадконакопления почти не изменились, существенных морфологических изменений, за исключением расширения границ впадины, также не отмечается.

http://jurassic.ru/

Связь Черноморского бассейна с Тетисом в мэотисе была затрудненной и, скорее всего, осуществлялась через промежуточный бассейн (Стеванович, Ильина, 1982). По данным Л.Б. Ильиной (1980), такая связь могла существовать где-то на юго-востоке, на территории восточной Турции или Ирана, поскольку именно в районе Рионской впадины наблюдается наибольшее разнообразие полигалинных морских видов. Учитывая, однако, что в мэотисе вся территория восточной Турции была высоко приподнята над уровнем моря и морские отложения здесь полностью отсутствуют, мы предполагаем, что связь с Тетисом скорее имела место через районы Фракии и греческой Македонии. Полностью связь с Тетисом прекратилась в конце мэотиса. Обтановка этого времени отражена на карте 9.15.

1.3. Плиоцен (киммерийский бассейн).

Начало плиоценовой эпохи отмечено раннепонтической трансгрессией, которая не распространялась на прибрежные районы Болгарии и Турции. Большие пространства северо-западного шельфа, Степного Крыма и Керченского полуострова покрылись мелким опресненным морем, в котором в основном откладывались известняки-ракушечники и глинистые осадки. В глубоководной впадине, как и на протяжении предшествующих этапов, доминировала терригенная седиментация.

По мнению И.С. Чумакова (1984), понтическое море прекратило свое существование в результате резкого сброса вод в пересохший Восточно-Средиземноморский бассейн, где поверх слоя мессинских эвапоритов накопилась полупресноводная толща осадков стадии лаго-маре. В Черном море этот сброс привел к мощной киммерийской регрессии (см. карту 9.16).

Огромные пространства Западного и Северного Причерноморья, прилегающий современный шельф и большая часть Степного Крыма превратились в аллювиально-озерные равнины. Речная сеть в киммерийское время в значительной степени походила на сегодняшнюю. В связи со значительным падением уровня моря можно предположить резкую активизацию деятельности каньонов.

Керченско-Таманский район в киммерийское время представлял собой архипелаг островов (Юрк и др., 1972), вокруг которых в мелком море с пониженной соленостью накапливались песчано-глинистые ожелезненные осадки, формировавшиеся при выносе коллоидного железа во время размыва джеспелитов криворожской серии.

Границы глубоководной впадины сильно расширились в южном направлении. Районы скважин 380А и 38I "Гломара Челленджера", судя по литолого-палеонтологическим данным (Геологическая история..., 1980), в среднем-позднем плиоцене уже отвечали глубоководным условиям. Ширина шельфов, примыкающих к горно-складчастым сооружениям в это время сильно уменьшилась из-за одновременного действия разнонаправленных процессов - углубления впадины, расширения ее границ и роста горных цепей по ее обрамлению.

2. Четвертичный период

П.В. Федоров.
Ф.А. Щербаков (стратиграфический срез - 18 тыс.лет).

2.1. Чаудинский бассейн

На карте (9.17) схематически изображен чаудинский бассейн в самую раннюю фазу его развития. Скудость геологических данных позволяет еще весьма приближенно говорить об этой (болгарской) фазе, которая оставила свои следы в виде прибрежных отложений, образующих систему береговых валов на глубинах 80-100 м, развитых вдоль бровки шельфа Болгарии. Аналогичные отложения на близких глубинах имеются и на шельфе Кавказа и Турции.

Положение этой береговой линии несомненно нарушено тектоническими движениями, но можно уверенно говорить о низком уровне бассейна, на который, в частности, указывает эрозионный врез, выполненный нижнечаудинскими отложениями на м. Чауда. Дальнейшее развитие трансгрессии в первой половине чауды привело к затоплению эрозионных ложбин и выполнению их песчано-глинистыми осадками. По Манычской ложбине происходит сброс солоноватых вод из раннебакинского бассейна Каспия и проникновение солоноватоводных моллюсков в область Черного моря и далее через Босфор в Мраморное море.

Последующая регрессивная фаза, которая отмечена накоплением континентальных осадков на м. Чауда, разделяющих нижнюю и верхнюю чауду, вероятно не была глубокой и продолжительной. Во вторую половину чаудинского века произошла обширная трансгрессия каспийского типа, вызванная значительным поступлением каспийских вод из позднебакинского Каспия. В область Черного моря и далее в Мраморное море (возможно, и в северную часть Эгейского) происходит массовое проникновение солоноватоводных моллюсков бакинского типа. Положение чаудинской террасы на Кавказском побережье, юге Керченского полуострова, северном берегу Таманского полуострова, возможно, на болгарском побережье и берегах Мраморного моря и Дарданелл, свидетельствует о невысоком уровне моря, вряд ли превосходящем современный. Позднее во впадину Черного моря начали проникать соленые воды Средиземного моря и эвригалинные элементы морской

http://jurassic.ru/

фауны, что было связано с развитием глобальной межледниковой трансгрессии (кромер). Это вызвало образование эпичаудинского бассейна, уровень которого, вероятно, несколько повысился, но вряд ли он значительно превысил современное его положение. Эта морская фаза развития Черного моря в конце чаудинского века показана на карте в виде линии.

2.2. Древнеэвксинский-1 бассейн (максимум трансгрессии)

Древнеэвксинский солоноватоводный бассейн существовал на месте Черного моря в первой половине среднего плейстоцена. Такого типа бассейны были здесь и ранее (чауда) и позже (древнеэвксин поздний). Они возникали в результате переполнения впадины Черного моря слабосолеными водами Каспия, поступавшими по Манычской долине. Максимальное распространение ранней древнеэвксинской трансгрессии сопоставимо с концом окского оледенения (миндель) и началом межледниковья, а предшествовавшая регрессия должна отвечать максимуму окского оледенения.

Рассматриваемый бассейн является типичным для плейстоценовой истории Черного моря, где регрессии ледникового времени сменялись солоноватоводными трансгрессиями каспийского типа, а позднее - в межледниковье, здесь возникал морской водоем, заселенный средиземноморской термофильной и стеногалинной фауной.

Присутствие редких эвригалинных представителей морской фауны уже в ранних и поздних древнеэвксинских отложениях указывает на то, что их проникновение из Средиземного моря могло начаться только в условиях его трансгрессии. Именно это является веским основанием для сопоставления ранних древнеэвксинских отложений (как и поздних) с началом межледниковья. Возникновение раннего древнеэвксинского бассейна (как и позднего) связано со значительным сбросом избыточных солоноватых вод из Каспия, когда уровень последнего превышал уровень древнеэвксинского моря. Следовательно, трансгрессии каспийского типа в Черном море и в Каспии развивались в первой половине межледниковий, а не в эпохи оледенений. Преобладание аллювиальных осадков в составе древнеэвксинских отложений юга Украины, Приазовья и Кавказа указывает и на значительное увеличение речного стока во впадину Черного моря.

Во время максимального развития ранней древнеэвксинской трансгрессии происходила усиленная морская абразия берегов Кавказа, Крыма, Болгарии, Турции и в меньшей степени юга Украины и Приазовья, что приводило к накоплению в прибрежных мелководьях грубого терригенного материала (пески, реже галечники), а на шельфе песчано-глинистых осадков.

2.3. Карангатский бассейн

Это была самая обширная морская межледниковая трансгрессия, когда-либо развивавшаяся в Черном море. Она связана с межледниковой рисс-вюрмской тирренской трансгрессией Средиземного моря, сопровождашейся вселением в него наиболее теплолюбивой атлантической фауной моллюсков.

Для Черного моря карангатская трансгрессия представляла собой яркую страницу его геологической истории. Она характеризовалась не только проникновением в него и расселением наиболее солонолюбивой фауны, указывающей на повышение солености до 30‰, но и на весьма благоприятные климатические условия бассейна. Последнее подтверждается и палеоботаническими данными по окружающей его суше и осадками глубоководной впадины.

Карангатской трансгрессии предшествовала глубокая (послеузунларская) регрессия, которая развивалась во время предшествовавшего оледенения (московского?). Эта регрессия несомненно была связана с аналогичной гляциоэвстатической регрессией Средиземного моря и океана. Следами ее в Черном море являются переуглубленные речные долины (западная часть Манычской ложбины, низовья Днепра, Дона, ложбина Керченского пролива, ряд рек на Кавказе и т.д.), а также переуглубление Босфора до минус 100м.

Такие регрессии в Черном море происходили и ранее, в нижнем и среднем плейстоцене в связи с развитием глобальных регрессий в эпохи оледенений. Позднее здесь возникали солоноватоводные бассейны за счет сброса каспийских вод, речных вод с суши и подпруды со стороны Босфора.

Однако карангатскому бассейну не предшествовала каспийская солоноватоводная фаза. Вероятно, это связано со значительным переуглублением Босфора и отсутствием соответствующего подпора с юга.

Средиземноморская фауна почти сразу же начинает проникать во впадину Черного моря вслед за послеузунларской регрессией.

В развитии карангатской трансгрессии выделяются две основные фазы - раннекарангатская (нижний карангат), соответствующая дуире тиррена и позднекарангатская (верхний или главный карангат), отвечающая эвтиррену или реджише. Ранняя фаза (начало трансгрессии) характеризовалась постепенным осолонением, расселением преимущественно эвригалинной фауны моллюсков, затоплением эрозионных переуглублений, предшествующей эпохи, где отлагались глинистые осадки.

http://jurassic.ru/

Уровень моря в это время был близок к современному или несколько превосходил его, а соленость, вероятно, достигала 25‰. Затем произошла фаза регрессии, вероятно, не очень глубокая. Этому времени отвечает накопление наземных (эоловых) отложений на юго-востоке Керченского полуострова. Эта регрессивная фаза, вероятно, соответствовала похолоданию, которое отмечается в Западной Европе внутри последнего межледниковья.

Главная карангатская трансгрессия, максимальная по уровню, характеризовалась расселением самой богатой средиземноморской фауны моллюсков, когда-либо обитавшей в этом внутреннем море. Уровень моря на 5-7 м превысил современный уровень. Море затопило значительные площади и вторглось в эрозионные ложбины.

На побережье Кавказа, Крыма, Болгарии и Турции преобладала абразия берегов и накопление грубых прибрежных отложений, а на шельфе шло накопление песчаных, реже глинисто-песчаных осадков.

Соленость моря, вероятно, несколько превысила 30‰. В водообмене между карангатским и тирренском бассейнами преобладало нижнее течение, приносившее соленые морские воды.

Не исключено существование и верхнего течения, как в Босфоре, так и в Дарданеллах, а также в Керченском проливе, выносившего менее соленые воды Азово-Черноморского бассейна. Следовательно, можно допустить некоторое превышение уровня карангатского моря над тирренским.

2.4. Последняя плейстоценовая регрессия (около 18 т.л.)

Обстановка на шельфе и побережье на рубеже 18 тыс, лет назад (ранненовоэвксинское время) отмечена крупными событиями в истории Черного моря. Уровень моря в это время был на 90м ниже современного, и значительная часть шельфа Черного моря была осушена (карта 9.18).

Большая часть (особенно в пределах северо-западного сектора) этого шельфа в рассматриваемый период представляла собой аллювиальную равнину, которая, однако, была весьма разнородной по характеру и возрасту как форм рельефа, так и слагающих их отложений. Детальный анализ палеорельефа и отложений позволил с высокой степенью вероятности протрассировать русла тогдашних рек. Следует отметить, что этот анализ подтвердил существование на месте нынешней дельты Дуная водораздельного пространства с покровом лёссов, по-видимому синхронных рассматриваемому периоду времени. Основное русло Дуная шло тогда через румынский сектор черноморского шельфа на юг. Хорошо прослеживаются также палеорусла и других крупнейших рек Черноморья — Днепра, Днестра, Дона, Кубани. Палеодон, например, пересекал в субмеридиональном направлении осушенную акваторию Азовского моря. Устья рек открывались в море в пределах современного материкового склона.

Среди синхронной времени регрессии аллювиальной равнины, которой была в позднем плейстоцене большая часть шельфа Черного моря, обширные пространства занимали разной степени крутизны и террасированности склоны и водоразделы речных долин, сформированные, видимо, в среднем плейстоцене, т.е. в предшествующее время. Эти пространства были покрыты пестрыми по составу, разновозрастными отложениями, среди которых основную роль играл средне-и поздневюрмский аллювий, представленный алевритами и песками с ракушечным детритом. В состав ракушечного детрита входят остатки перемытой и переотложенной фауны морских и пресноводных моллюсков, обитавших на данной площади в различные трансгрессивные и регрессивные эпохи плейстоцена.

Междолинные пространства территории осушенного шельфа занимали также фрагменты морских террас, оставшиеся от более ранних трансгрессивных стадий развития региона. Кроме того, часть водораздельной суши была представлена лессовыми плато. Лессы и лессовидные суглинки отлагались на плато в различные этапы плейстоцена и синхронны в основном периодам оледенений.

В пределах современного шельфа отмечаются упомянутые останцы и более обширные участки древних водораздельных поверхностей и их склонов, сложенных дочетвертичными породами, которые широко распространены главным образом на шельфе Горного Крыма. На северо-западном шельфе такие останцы, по-видимому, в основном сложены глинами среднего или верхнего плиоцена и представляют собой, таким образом, скорее всего реликты древних, позднеплиоцен-раннечетвертичных водораздельных поверхностей. Выступы этих отложений на поверхности ранненовоэвксинской аллювиальной равнины структурно обусловлены и привязаны к выявленной по геофизическим данным системе поднятий, тянущихся широтной полосой в общем направлении отп-ва Тарханкут на востоке к о. Змеиному на западе.

Ранненовоэвксинская береговая эона, располагавшаяся на современной глубине 90 м, имела абразионные и аккумулятивные участки. Из-за общей приглубости побережья абразионные участки явно преобладали. Аккумулятивные берега тогдашнего Черноморского бассейна существенно отличались от современных. Современный аккумулятивный берег Черного моря представлен в основном различными лагунными и лиманными формами, что связано с трансгрессивным характером побережья в настоящее время. В периоды регрессий аккумулятивные участки побережья формировались скорее всего из примкнувших форм — низких террас, серий береговых валов и широких пляжей.

http://jurassic.ru/

Аккумулятивные формы рассматриваемого периода состояли из наносов волнового поля, в которых преобладали ракушечные пески. Раковинный материал в этих отложениях представлен почти исключительно раковинами новоэвксинских дрейссенид, что свидетельствует о чрезвычайно высокой биологической продуктивности этих моллюсков в наиболее оптимальных для них экологических условиях, и, прежде всего, при наиболее низкой солености ранненовоэвксинского бассейна.

При уровне ранненовоэвксинского бассейна, находившемся на 90 м ниже современного, на большей части рассматриваемого региона тогдашняя береговая линия находилась у начала перегиба континентального склона, т.е. практически не существовало шельфа. В связи с этим устья многих рек, например, Палеокубани и Палеоднестра, открывались прямо в верховья каньонов, что стимулировало активную деятельность в них высокоплотностных потоков осадков, так как это сейчас имеет место в основном лишь на Кавказском и Анатолийском материковых шельфах и склонах. В местах отсутствия шельфа все, даже самые мелкие, каньоны и долины начинались в описанный выше период регрессии практически в прибрежной волновой зоне, что также способствовало повышенной активности в них склоновых процессов. Да и вне каньонов интенсивная волновая деятельность у вершины континентального склона стимулировала оползневые подвижки по нему рыхлых осадков и рассеянного материала (галька, ракушечный детрит, растительные остатки и т.п.). Шельф в ранненовоэвксинское время существовал лишь на участках его неотектонического переуглубления, т.е. на юго-западном продолжении Крыма и на краю нынешнего придунайского шельфа. Вне пределов волнового подводного берегового склона, покрытого раковинными песками (а в Крыму и с галькой), на участках ранненовоэвксинского шельфа залегали алевритово-глинистые илы с раковинами дрейссенид, образующими небольшие прослои.

Среди литодинамических процессов в рассматриваемое время преобладали, как сказано выше, гравитационные процессы — мутьевые потоки, оползневые подвижки, подводные «лавины». Непосредственно в береговой зоне, видимо, происходило поперечное движение наносов к берегу, приводившее к формированию примкнувших аккумулятивных форм.

О вдольбереговых перемещениях наносов никаких данных у нас нет. Видимо, если они и существовали, то на ограниченных участках.

2.5. Новочерноморский бассейн

На карте (9.19) отражено максимальное развитие голоценовой черноморской трансгрессии, которое отвечает наивысшему уровню фландрской глобальной трансгрессии, имевшей место в термический оптимум послеледниковья - около 5 тыс.л.

Этой трансгрессии предшествовало длительное, скачкообразное повышение уровня Черного моря, которое началось еще в конце последнего оледенеия 15-17 т.л. от уровня около минус 85-90м.

Вначале повышение уровня моря привело к образованию изолированного от Средиземного моря проточного опресненного новоэвксинского бассейна с обедненной фауной моллюсков каспийского типа, позднее, после небольшой регрессивной фазы, вероятно, около 8 тыс.лет, во впадину Черного моря начали поступать соленые воды Средиземного моря и проникать эвригалинные элементы морской фауны моллюсков. Началась черноморская трансгрессия, связанная с развитием глобальной послеледниковой фландрской трансгрессии. В этом событии отчетливо выделяется две основные фазы - древнечерноморская и новочерноморская.

Древнечерноморская фаза - это начало трансгрессии. Проникают только весьма эвригальные средиземноморские элементы. Отлагаются преимущественно глинистые осадки, достигающие мощности 10-12м.

Новочерноморская фаза - максимум трансгрессии, отвечает термическому оптимуму голоцена (около 5 т.л. назад). Происходит массовая миграция средиземноморской фауны в Черное море. Новочерноморская трансгрессия напоминает межледниковую карангатскую трансгрессию, однако она была менее обширной, а фауна указывает на соленосность, лишь немного превосходяшую современную - около 19‰. Море покрыло прибрежные низменности, затопило пониженные части речных долин, которые во время вюрмской регрессии были переуглублены. Образование лиманов, характерное для северного Причерноморья, имело место и на Кавказском побережье, где целый ряд речных долин в своих низовьях был затоплен морем, а также на берегах Румынии и Болгарии. Это явлеение прежде всего было связано с эвстатическим поднятием уровня моря. Вертикальные движения здесь играли второстепенную роль. Развитие новочерноморской трансгрессии сопровождалось абразией берегов (Кавказ, Крым, берега Азовского моря, Болгария).

Новочерноморский максимум сменился регрессивной фанагорийской фазой, имевшей место около 3-2 тыс.лет назад и достигшей уровня около минус 6-8 м. Последующее повышение уровня моря (нимфейская трансгрессивная фаза) до 0,5-1,0 м произошло в конце 1 тысячелетия н.э. Донные осадки новочерноморского времени представлены на прибрежных мелководьях преимущественно песками, часто илистыми и ракушечниками, а в более глубоких частях шельфа илами и илистыми песками. Они залегают на древнечерноморских илах и алевритах.

http://jurassic.ru/

Самостоятельность нимфейской трансгрессивной фазы наблюдается в разрезах береговых террас и на мелководьях шельфа.

Водообмен между новочерноморским и фландрским бассейнами осуществлялся через проливы Босфор и Дарданеллы, где преобладало нижнее течение соленых вод с юга. Не исключено и верхнее течение менее соленых вод из впадины Азовского моря через Керченский пролив в Черное море и далее через Босфор во впадину Средиземного моря.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев М.М., Крылов Н.А., Генкина Р.З. и др. юра юга СССР. М.: Наука; 1983, 208 с.

Алиев М.М., Друщиц В.В., Крылов Н.А. и др. Нижний мел юга СССР. М.; Наука, 1985, 224 с.

Алиев М.М., Крылов Н.А., Павлова М.М. и др. Верхний мел юга СССР. М.; Наука, 1986, 232 с.

Ализаде А.А., Салаев С.Г., Алиев А.И. Научная оценка перспектив нефгегазоносности Азербайджана и Южного Каспия. Изд. "Элм". 1985а, с.248.

Ализаде А.А., Аширмамедов М., Хаджинуров Н. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений юго - западного Туркменистана. Ашхабад, Ылым, 1985б, с.356.

Алиханов Э.Н. Нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 1977, 270.с.

Алиханов А.И. Геология Каспийского моря. Изд. "Элм", Баку, 1978, 280.с.

Андреев В.М., Казанцев Р.А., Панаев В.А. и др. Тектоника области сочленения Кавказа и Крыма. В сб.: Тектоника и стратиграфия. Киев: Наукова думка, 1981, No 20, с.22-28.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть II. Мезозой и кайнозой. М.-Л. Госгеолиздат, 1961.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Том III. Триасовый, юрский и меловой периоды. М., 1968.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т.1У. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. М., 1967.

Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. А.Б.Ронов, В.Е.Хаин, А.И.Балуховский. Ленинград, 1989.

Бобылев В.В., Железняк В.Е., Шиманов Ю.В. и др. Геология и нефтегазоностность шельфов Черного и Азовского морей. М.; Недра, 1979, 280 с.

Брод И.О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М., Недра, 1964, 60с.

Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., Недра, 1965, 598с.

Бурштар М.С., Арбатов А.А., Банковский С.Ю., Банковская В.В. Безнигаев А.Д. Гурова А.Д. и др. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. Труды ВНИГНИ, вып. XX1, М.: Недра, 1969, 240с.

Гаджиев, А.Н., Рагимханов Ф.Г. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности Туркменского шельфа Каспия. Геология нефти и газа. №7, 1984, с. 13-17.

Гасанов, И.С., Андреев Л.И., Ганбаров И.Г. и др. Разломная тектоника Южного Каспия. В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. Изд. Наука, М., 1983 с.15-21.

Геодекян А.А., Денисевич В.В. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Прибалханской зоны поднятий. Изд. АН СССР. М., 1960, с.110.

Геодекян А.А., Денисевич В.В., Ушко К.А., Н.Ш.Хайрединов. Сопоставление разрезов среднеплиоценовых отложений Южно - Каспийской области прогибания в связи с перспективами нефтегазосносности. Геология нефти и газа. № 11. 1962, с.32-40.

http://jurassic.ru/

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. Под ред. Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1980.-202 с.

Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Отв.ред. Ю.В. Тесленко. Киев: Наукова Думка, 1984, 184 с.

Геология шельфа УССР. Литология. Отв.ред. В.И. Мельник. Киев: Наукова Думка, 1985, 190 с.

Годин Ю.А. Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М., Недра, 1969, 243с.

Гофман Е.А., Сорокина И.Э., Егоян В.Л. и др. Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья (строение и корреляция). М.: Наука, 1988, 94 с.

Грязевой вулканизм и рудообразование. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Киев: Наукова думка, 1971. - 332с.

Друщиц В.В., Михайлова И.А. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1966, 190 с.

Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И. Плиоценовые отложения Прикаспия. В кн.: Стратиграфия неогена юго-востока Европейской части СССР. Изд. Недра, 1971. с. 169-180.

Земная кора и история развития Черноморской впадины. М. Наука, 1975, 358с.

Ильина Л.Б. О связях мэотического моря с Восточным Тетисом.-Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, No 7, с. 138-142.

Исмайлов К.А., Гасанов И.С. Мощность четвертичных отложений и режим прогибания южной котловины Каспийского моря - В кн.: Очерки по геологии Азербайджана. Азернешр, 1984, с.270-278.

История океана Тетис. АН СССР. Институт океанологии им. П.П.Ширшова, отв.редакторы А.С.Монин, Л.П.Зоненшайн. Москва, 1987, 155с.

Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985, 240с.

Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Восточного Предкавказья. Литология и полезные ископаемые №6. 1989. с.54-68.

Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. Изд. Наука. М., 1978, 110с.

Лебедев Л.И., Алексина И.А., Кулакова Л.С. и др. Каспийское море. Геология и нефтегазоносность. М., Наука, 1987, 296с.

Лимонов А.Ф. Геологическое строение и история развития северной континентальной окраины Черного моря. Автореф. канд. дисс. М., 1981. - 18с.

Лимонов А.Ф., Куприн П.Н. Обстановка осадконакопления в Черноморской впадине в олигоцен-плейстоценовое время. - Первая всес. школа по стратиграфии и литологии мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Тез. докл., т. I, Стратиграфия. М.: ГИН, 1984, с. 165-166.

Липатова В.В. и др. Информативность методов и критерии расчленения триасовых отложений Мангышлака. Советская геология. № 9. 1984, с.49-55.

Лисицын А.П. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане. - В кн.: Геология океана. Отв.ред. А.С.Монин, А.П.Лисицын. Наука, Москва, 1980, с.407-427.

Луппов Н.П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна. Л.: Гостоптехиздат, 1952, 238 с. (Тр.ВНИГРИ, н.с.; вып.65).

Маловицкий Я.П. История тектонического развития впадины Каспийского моря. Изв.АН СССР, сер.геол. 1968, No 10, с.103-120.

Мамедов А.В. Палеогеография и история геологического развития Среднекуринской впадины в связи с нефтегазоносностью.
Баку, Изд-во "Элм", 1977, 212с.

http://jurassic.ru/

Мамедов, П.З. Строение Северо-Апшеронского прогиба на основе сейсмостратиграфического анализа. Нефть и газ, No 12, 1988, с.10-15.

Мейснер Л.Б. Значение олигоцен-миоценового прогибания в истории развития Черноморского региона. - Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1981, N 9, с. 23-27.

Мейснер Л.Б. Тектоника Керченско-Таманского олигоцен-миоценового прогиба в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М, 1982. - 20с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Москва, Недра, 1968, 483.с.

Найдин Д.П., Пихналайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. М. Наука, 1986, 286с.

Невесская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др. История Паратетиса. - 27-ой МГК. Палеоокеанология, доклады, коллоквиум ОЗ, т. 3. М.: Наука, 1984, с.91-101.

Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1973, 72с.

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. Москва, Недра, 1973, 192с.

Окуловский С.Н. Очаги нефтегазогенерации и зоны нефтегазонакопления нижнемеловых отложений северо-западного шельфа Черного моря. Геология нефти и газа. N1, 1990, с15-17.

Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. т.3, т.4. Москва, Недра, 1974, 1975. 233с., 254с.

Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986, 262 с.

Плахотный Л.Г., Григорьева В.А., Гайдук И.С. и др. Особенности распространения песчано-алевритовых пачек в майкопских отложениях юга Украины.-Геол. ж., 1971, вып. 4, с. 41-53.

Польстер Л.А., Голенкова Н.П. История геологического развития Прикарабогазья в верхнемеловое время. Труды КЮГЭ АН СССР, вып.8, 1962 с.152-166.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных стратиграфических комиссий по нижнему докембрию, верхнему докембрию, ордовику, силуру, девону, триасу, юре и мелу СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. Вып.7, 35 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1976, вып.16, 129с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1981, вып.19. 65с.

Потапов И.И. Апшеронская нефтеносная область (геологическая характеристика). Изд. АН Азерб.ССР, 1954, 539с.

Путкарадзе А.Л. Бакинский архипелаг (геологическое строение и перспективы нефтегазосности). Азернефтнешр, 1958, 336с.

Региональная стратиграфическая схема Казахского РМСК, (1986), 27с.

Решение по вопросу о границе между аптским и альбским ярусами и границе между нижним и средним подъярусами альбского яруса. В кн.: Постановление МСК и его постоянных комиссий. М.: 1973, вып.13, с.37-40.

Решение 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа: (триас). Ленинград, ВСЕГЕИ, 1979. 91с.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л., Недра, 1967, 362с., 93 табл.

Славин В.И. Геологическое развитие Крыма в мезозое. Вестник Москов. ун-та, сер.геол., N 6, 1989, с.24-36 с илл.

http://jurassic.ru/

Справочник по стратиграфии нефтегазоносных провинций СССР. Москва, Недра, 1987. Под ред. Н.В. Безносова и др., 335.с.

Стеванович П.М., Ильина Л.Б. Стратиграфия мэотиса Восточной Сербии и соседних регионов по моллюскам. - Bull. Acad. Serbe. Sci. et arts, Cl. Sci. natur. et math. 1982, t. 82 N 23 p. 105-136.

Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М. Наука, 1989, 208с.

Ташлиев М.Ш., Юферов Р.Ф., Товбина С.З., Давыдов А.Н. и др. Литостратиграфия нефтегазоносных отложений Туркменистана. Ашхабад, Ылым, 1985. 238с.

Туголесов Д.А, Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Геологическое строение Черноморской впадины. - Докл. АН СССР, геол., 1983, т. 269, до 2, с. 440-444.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985 215с.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника Черноморской впадины. Геотектоника, N 6, 1985, с.3-20.

Ушко К.А. История геологического развития Западно-Туркменской впадины в плиоценовое и четвертичное время. Труды КЮГЭ АН СССР, вып.7, 1962, с.123-154.

Ушко К.А., Мамедов А.В., Гасанов И.С., Гурова А.Д., Кочарьянц С.Б., Липатова В.В., Курлаев В.И. История геологическго развития Каспийского бассейна в мезозое и кайнозое. Ш Съезд Советских океанологов. Секция Геология, геофизика и геохимия океана. Тезисы докладов. Лениград, Гидрометеоиздат, 1987. С.218-220.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр.ГИН АН СССР, 1957, вып.10, 273с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып.310.167с.

Хабарова Т.Н. К вопросу о палеоэкологии фораминифер и палеогеография юрских и раннемеловых бассейнов некоторых районов юго-востока Русской платформы. М., Наука, 1975. Тр. ИГГ Сиб. отд. АН СССР. с.32-37.

Хаин В.Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурной связи между Кавказом и Закаспием - Геол. нефти и газа, 1958, № 9, с.11-19.

Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. - Вестник МГУ, сер. геол., 1970, N 2, с. 36-73.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. Москва, Недра, 1973, 510с.

Хаин В.Е. Региональная тектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М., Недра, 1984, 344с.

Чаицкий В.П., Шелкопляс П.А. Меловые субвулканические, вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы южного склона Западного Кавказа и Тамани. Изв. АН СССР, сер.геол., 1986, с.52-61.

Чаицкий В.П. Корреляция разрезов нижней и средней юры северо-западного шельфа Черного моря и прилегающей суши. Изв.АН СССР, сер. геол., 1986, N 8, с.55-60.

Чумаков И.С. О характере связей Средиземного моря и Восточного Паратетиса в позднем кайнозое. - Первая всес. школа по стратигр. и литол. мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Тез. докл. т. I, Стратиграфия. М.: ГИН, 1984, с. 183-184.

Шихалибейли З.Ш., Мамедов А.В., Алиев А.Д. и др. Геотектоническое развитие Куринской впадины. Баку, Изд = во "Элм", 1984.

Штёклин И. Северный Иран: горы Эльбурс. В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, том 1, М.: Мир, 1977, с.264-289.

Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия). Геотектоника, N 2, 1967, с.31-47.

Юрк Ю.Ю., Лебедев Ю.С., Кириченко О.М. Палеогеографични аспекти ридоносности викладив Азово-Чорноморського кимерийского басейну. В сб.: Геология узбережжя и дна Чорного та Азовського морив у межах УРСР. Киев: Киивський ун-т, 1972, с. 3-9.

http://jurassic.ru/

Юсуфзаде Х.Б. Геологические проблемы освоения нефтегазоносных месторождений Каспийского моря. Проблемы геологии и нефтегазоносности впадин внутренних морей. Изд. Наука. М., 1981, с.24-30.

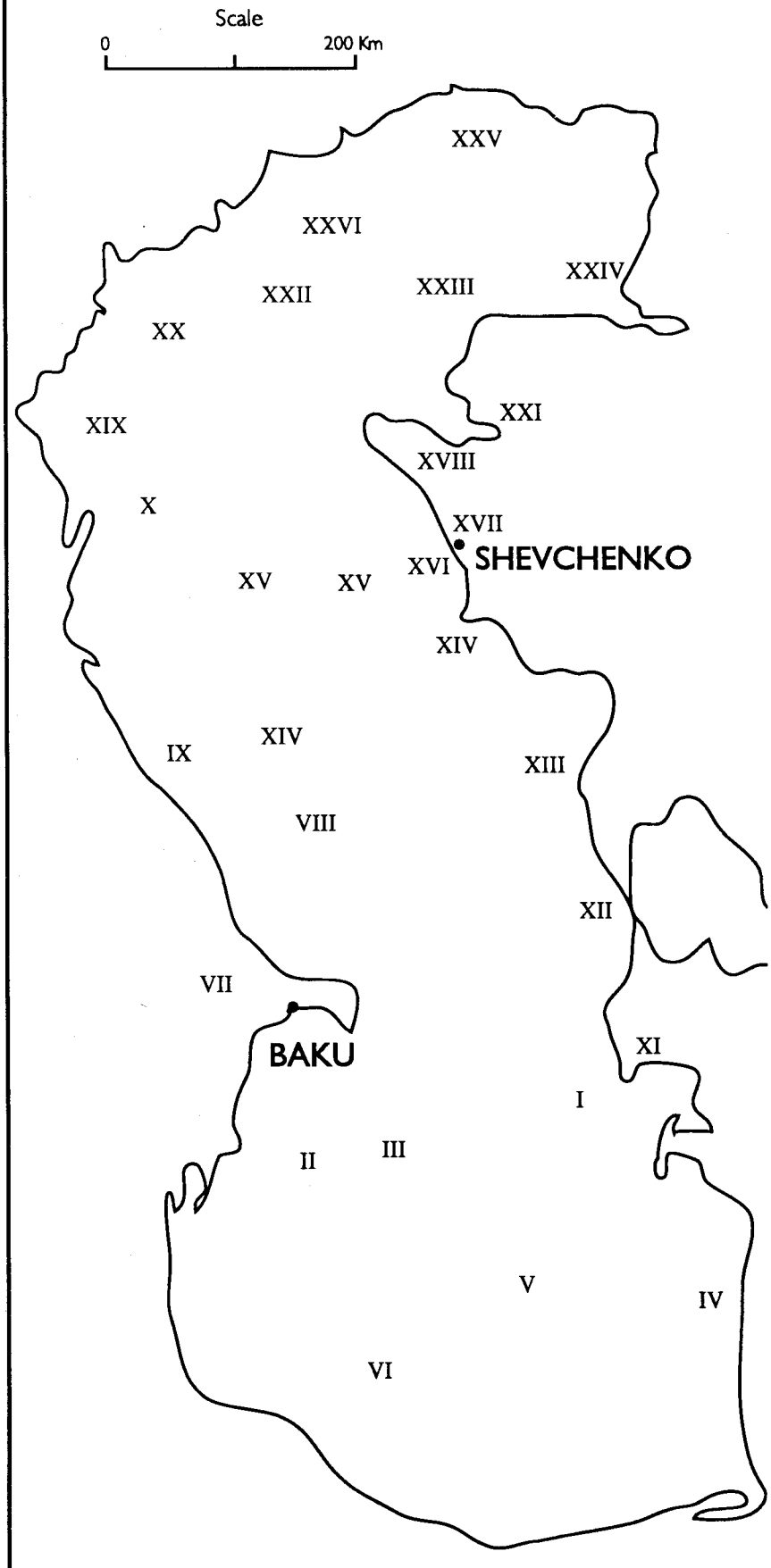
Яншин А.Л., Горецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. О положений границ Русской платформы к востоку от Каспийского моря. Бюлл. МОИП. Отд. геол, т.36, вып.4, 1961, с.76-96.

Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М., Недра, 1978, 186с.

Berberian M. and King. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of Sciences., V.M, N2, 1981, p.210-261.

Brinkmann R. Geology of Turkey. N.Y.: Elsivier, 1976-158p.

http://jurassic.ru/



I Apsheron - Pre-Balkanian folded zone
Апшероно-Прибалханская складчатая зона

II Bakinian folded zone archipelago
складчатая зона Бакинского архипелага

III Abihov transverse folded zone
зона Абиховской (поперечной) складчатости

IV Zone of the South Caspian median massif
складчатая зона области срединного массива

V Sara Ghikishlyar (latitudinal) folded zone
зона Сара-Чикишляеской (шкротной) складчатостн

VI Pre Elburz deep
Предэльбурсский прогиб

VII Great Caucasus meganticlinorium
мегантиклинорий Болвшого Кавказа

VIII Northern - Apsheronian deep
Северо-Апшеронский прогнб

IX Samur anticline
Самурский выступ

X Tersko - Sulaky foredeep
Терско-Сулакская впадина

XI Kubadag - Great Balkan meganticlinorium
Кубадаг-Болышебалханский мегантиклинорий

XII Kara - Bogaz arch
Карабогазский свод

XIII Depression of Kazakhian Bay
Прогиб Казахского залива

XIV Peschanomyssko - Samurian swell
Песчаномысско-Самурский вал

XV Central Caspian monocline
Центрально-Каспийская моноклиналь

XVI Segendyk depression
Сегендыгская депрессия

XVII Beke - Bashkuduk uplift
Беке-Бащкудукский вал

XVIII Tyub - Karagan swell
Тюб-Караганский вал

XIX Manych depression
Манычский прогиб

XX Karpinsky swell
Кряж Карпинского

XXI South Buzachynskian depression
Южно-Бузачинский прогиб

XXII Promyslovo - Buzachynskay zone of uplifts
Промыслово-Бузачинская зона поднятий

XXIII Buzachi arch
Бузачинский свод

XXIV South - Embenian anticline
Южно-Эмбенское поднятие

XXV Zone of salt dome uplifts
зона соляно-куполаных поднятий

XXVI Ukatnenskian depression
Укат ненский прогиб

FIGURE 9.1 **Schematic map showing tectonic zones of the Caspian Sea**
РИСУНОК 9.1 **Каспийское море. Тектоническая схема**

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 10

СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ

I. Поздний миоцен-мессиний

И.С. Чумаков, И.В. Лимонова

Предлагаемая палеогеографическая карта 10.4а мессинского века (поздний миоцен) отвечает очень интересному и весьма своеобразному периоду в кайнозойской истории Средиземного моря. К началу мессинского века (6,8 млн.л) в Средиземноморском регионе продолжались тенденции развития, установившиеся ранее вследствие столкновения Евразиатского и Африкано-Аравийского континентов. В результате посторогенного тектонического развития региона Средиземное море превратилось из окраинного во внутренний бассейн - в пролив между Атлантическим и Индийским океанами, а после прекращения связей с Индийским океаном (средний миоцен) оно трансформировалось в полузамкнутый залив Атлантики. Это обстоятельство во многом предопределило последовавшие в позднем миоцене т.н. "мессинские события". За крайне непредолжительный отрезок времени, каким является мессинский век (6,8-6,5 -- 5,4-5,3 млн.л.), в Средиземном море сформировалась сложнопостроенная соленосная толща со средней мощностью около 1 - 1,5 км.

В геологической истории мессинского века представляется возможным выделить два (Западный бассейн) или три (Восточный бассейн) отличных этапа. Наиболее существенным, определяющим своеобразие мессинского разреза является отраженный на представленной карте этап собственно соленакопления, длительность которого оценивается приблизительно в 0,5 млн.л. Сформировавшаяся за это время серия включает, наряду с солями различного состава - карбонатами, сульфатами, хлоридами, в том числе и калиево-магниевыми разностями, многочисленные горизонты мела, мергелей и других пород, содержащих атлантическую фауну. С другой стороны, непременным компонентом этой части разреза являются органогенно-карбонатные образования: рифы, строматолиты. Значительная роль принадлежит также терригенным породам аллювиальной, пойменной, дельтовой и других групп фаций, широко развитым по периферии Средиземного моря. Анализ вертикальных и латеральных взаимоотношений между хемогенными, карбонатными-органогенными и терригенными образованиями, характер контактов с эродированными нижележащими толщами, наличие каньонообразных врезов в основании мессинского разреза позволяют говорить о прекращении в это время устойчивой связи с Атлантикой, сопровождающейся иссушением средиземноморских впадин и осаждением эвапоритов, при неоднократном кратковременном возобновлении этой связи. Кратковременное восстановление связи с Атлантикой приводило к появлению среди солей отложений с нормально-морскими микрофоссилиями. Изменения фациального состава, эрозия, особенно на периферии бассейна, врезание долин крупных рек происходило вследствие сокращения площади мессинского бассейна, вызванного иссушением и понижением базиса эрозии. Это явилось причиной индивидуализации седиментационных впадин, которые отличались не только размерами, но и соотношением эвапоритовых разностей и терригенных компонентов в осадках. Модель концентрического распределения эвапаритов в бассейне в порядке их растворимости осложнялась расчлененным рельефом дна бассейна, дифференцированностью конседиментационного прогибания. Предлагаемая карта отражает сложную картину распределения различных литологических и фациальных групп пород мессинского возраста. Мощное осадконакопление с формированием разнообразных эвапоритов, в том числе наиболее растворимых солей, происходило в центральных частях унаследованных с предыдущего времени впадин, где сконцентрированы и максимальные их мощности. По периферии впадин и в пределах разделяющих их поднятий формировались преимущественно сульфатные разности пород. Осаждение эвапоритов сопровождалось терригенной седиментацией, которая доминировала в прибрежных районах, особенно в районах дельт крупных рек.

II. Поздний плейстоцен.

П.В. Федоров

1. Тиррен

Максимум тирренской трансгрессии (эвтиррен или реджише) имел место в оптимум последнего межледниковья - около 110-120 тыс.лет, когда море было заселено тропическими (синегальскими) организмами. В последнее время, в отличие от представлений Исселя, выделившего тирренский ярус, как отложения со стромбусовой (тропической) фауной, группой средиземноморский геологов (Санлаваль, Паскофф, Озер, Зазо и др.), под тирреном предлагается понимать только осадки Средиземного моря, отложившиеся в последнее межледниковые. Именно в этом хронологическом интервале здесь обитала наиболее теплолюбивая фауна моллюсков, включавшая и тропические иммигранты. Более древние отложения, содержащие редкую стромбусовую фауну моллюсков, выделяются обычно как "палеотиррен". Собственно тиррен по новым данным имеет трехчленное строение.

Самые нижние слои, именуемые в Тунисе дуира, не всегда содержат характерный моллюск Strombus. Возраст слоев 125 тыс.лет. Это следы начальной фазы тирренской трансгрессии, вероятно, достигавшей современного уровня моря. Выше развиты осадки главного тиррена или эвтиррена (в Тунисе слои раджише), содержащие самый богатый теплолюбивый стромбусовый комплекс. Их накопление связано с самой обширной трансгрессией последнего межледниковья, которая оценивается в 100 тыс.лет. Именно эта фаза тиррена

http://jurassic.ru/

проявилась в Черном море в виде главной карангатской трансгрессии, где средиземноморская фауна завоевала полностью акваторию этого внутреннего моря. Верхи тиррена (Тунис, Испания, Сицилия) или неотиррен (слои шебба в Тунисе) по новым данным представляют собой заключительную фазу развития бассейна. Поэтому они сейчас не рассматриваются как самостоятельное биостратиграфическое подразделение тиррена.

Трансгрессия максимума тиррена (эвтиррена) сопровождалась абразией берегов на значительном протяжении береговой линии Средиземного моря. В процессе ее развития и частых осцилляций была увеличена зона шельфа, как в результате абразии, так и аккумуляции. Переуглубленные участки низовий долин крупных рек Европы и Африки, выработанные в предшествующую рисскую регрессию, были выполнены аллювиально-морскими и морскими осадками.

С областью Черного моря существовала двусторонняя связь, где преобладало течение соленых вод из Средиземного в Черное море. Сообщение с Атлантическим океаном было свободным.

2. Гримальдий

Понижение уровня Мирового океана в связи с развитием последнего оледенения и консервации вод в ледниковых покровах Земли привело к регрессии Средиземного моря, уровень которого скачкообразно снижался и достиг низкого уровня -- около минус 120-130 м в максимум последнего оледенения -- около 17-19 тыс.лет. Каков был уровень океана и связанных с ним морей во время первого вюрмского (валдайского) оледенения (60-70 тыс.лет) еще не вполне ясно. Более того, еще нет единого мнения о палеогеографии этого периода. Одни исследователи считают, что в вюрме 1 вообще не было значительного материкового оледенения. В Советском Союзе принято считать, что в ранневалдайское время (вюрм-1) площади калининского оледенения были большими по сравнению с поздневалдайским оледенением.

Регрессия Средиземного моря сопровождалась похолоданием его вод и, в свою очередь, исчезновением в составе его фауны теплолюбивых организмов и проникновением северо-атлантических форм. Не исключено и некоторое опреснение его поверхностных вод в связи с мощным притоком речных вод Европы, Африки и Передней Азии. Наибольшее опреснение могло наблюдаться в Адриатическом, Эгейском и Мраморном морях. Два последних бассейна находились еще и под влиянием притока солоноватых вод по действовавшему каскаду Каспий-Азовское-Черное море.

Осушение больших площадей Средиземного моря в вюрме привело к образованию на месте Адриатического моря обширной озерно-аллювиальной низменности (карта 10.4b).

Вдоль восточного побережья Туниса, вокруг островов Эгейского моря (архипелага) у южных и западных берегов Сицилии, сформировалась обширная морская абразионно-аккумулятивная равнина. Процессы абразии, которые широко развивались на значительной части берегов Средиземного моря в тирренскую трансгрессию, ослабли и сменились аккумуляцией. В приустьевых участках рек, выдвинутых далеко к бровке шельфа к изобатам 100-120 м, шло накопление аллювиально-морских осадков.

С Черным морем связь была прервана, а с Атлантикой имел место двусторонний водообмен.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 11

МОРЯ СЕВЕРНОЕ И БАЛТИЙСКОЕ

А.И. Блажчишин

Листы палеогеографических карт включают акватории современных Северного и Балтийского морей с прилегающими районами суши. Границы листов дочетвертичных карт проходят по 48° и 62° с.ш., 6° з.д. и 30° в.д. Северная граница четвертичных карт в районе Ботнического залива проходит по северному полярному кругу, южная - по 48° с.ш.

I. Краткий физико-географический очерк

Водосборный бассейн Балтийского и Северного морей занимает обширные территории докембрийского Балтийского щита, каледонских и герцинских массивов Средне-Европейской плиты, Германо-Польской и Восточно-Европейской низменностей. Границы мезокайнозойского Европейского бассейна составляют горные сооружения: на северо-западе -- Норвежские каледониды, на юго-западе -- герцинские массивы, на юго-востоке - Карпатский и Альпийский орогены. На северо-востоке бассейн по линии Торнквиста-Тессейра примыкает к Восточно-Европейской платформе и захватывает частично ее западную часть.

Североморско-Балтийский регион относится к северной гумидной зоне. Климат северо-восточной части района характеризуется периодическими вторжениями атлантических и арктических воздушных масс. Юго-западная часть бассейна относится к атлантико-континентальной климатической зоне, для которой свойственны небольшие колебания температуры, высокая влажность воздуха и повышенная солнечная радиация.

Акватория Северного моря (мелководного водоема эпиконтинентального типа) является частью одноименной тектонической впадины -- главного структурного элемента Средне-Европейской плиты. Площадь Северного моря составляет 544 тыс км^2, более двух третей моря составляют глубины менее 100 м. На севере бассейн открыто сообщается с Норвежским морем, край шельфа располагается на глубине 200-300 м.В течение всего посткаледонского тектонического этапа развития Североморский бассейн был преимущественно районом интенсивных конседиментационных погружений, в результате сформировался осадочный чехол мощностью до 10-15 км. Современный же рельеф дна моря мало связан с глубинными структурами, а больше обусловлен воздействием материкового и морского оледенений, а также послеледниковыми экзогенными процессами. Наиболее расчлененный рельеф характерен для северной глубоководной части бассейна. Крупнейшей формой является Норвежский желоб (максимальная глубина 725 м), протягивающийся вдоль скандинавской окраины: по новейшим сейсмостратиграфическим данным он имеет не эрозионную, а тектоническую природу (Rokoengen, Ronningsland, 1983). Дно мелководной части моря более выровнено и повсеместно покрыто песками, характерной чертой рельефа являются здесь песчаные ассиметричные гряды, сформированные приливо-отливными течениями.

Балтийское море -- водоем котловинного внутриконтинентального типа (площадь 385 тыс км^2, средняя глубина 48м, максимальная -- 465 м). Бассейн расположен в пределах склона Балтийского щита и Русской плиты, западная часть -- Датско-Польского прогиба (авлакогена). Балтийская котловина в мезозое и палеогене покрывалась морем только в своей южной части. В неогене и в четвергичное время преобладал континентальный режим. В межледниковые эпохи существовали морские бассейны с ограниченным сообщением с Северным морем. В результате длительного развития в неогене сформировалась ступенчатая моноклинальная равнина, выработанная в палеозойских карбонатных и мезозойско-палеогеновых терригенных породах, и пенепленизированная поверхность на кристаллическом фундаменте. (Геолог. Балт. моря, 1976). В результате плейстоценовых оледенений поверхности, выработанные в рыхлых терригенных отложениях, были частично уничтожены, а поверхности, выработанные в плотных карбонатных породах отпрепарированы. Ледники создали также холмисто-грядовый рельеф, который в южной части моря подвергся абразионно-аккумулятивному выравниванию.

II. Фактический материал

Основные фактические данные для дочетвертичных карт по районам Советской Прибалтики, Белоруссии, Польши, ГДР и Карпатскому региону заимствованы из работ по Международной программе геологической корреляции: проекты N 86 "Восточно-Европейская платформа" (юго-западная окраина), проект N "Среднемеловые события", проект N 124 "Третичные бассейны Северо-Западной Европы". По Североморскому бассейну главными источниками исходных материалов являются монографии "Petroleum and cont. shelf of the NW Europe (1975) и "Petroleum geology of the cont. shelf of the NW Europe" (1981), а также "Геологический Атлас Западной и Центральной Европы" (Ziegler, 1982) и ряд других материалов, приведенных в списке литеретуры.

Исходные данные для составления четвертичных карт по Балтийскому региону получены из многочисленных публикаций и неопубликованных данных авторов карт, по Североморскому бассейну - в основном, из книги "The Quaternary History of the North Sea" (1979), а также из последующих публикаций. Из конкретных материалов использованы, в основном, определения возраста, разрезы скважин и данные

http://jurassic.ru/

сейсмопрофилирования по акваториям Балтийского и Северного морей (рис.11.1 и 11.2). Примеры геологической интерпретации сейсмических данных приводятся на рис.11.3.

III. Тектоническое развитие региона

Тектоническое развитие региона рассматривается с мобилистских позиций (Геол. конт. шельфа.., 1978; Ziegler, 1978, 1982 и др.). В палеозое бассейн Северо-Западной и Центральной Европы являлся подвижной зоной (геосинклиналью) между тремя древними докембрийскими блоками - Балтийским, Африкано-Аравийским и Северо-Западным (Гренландско-Лаврентийским).

В результате первого в палеозое столкновения Балтийского и Северо-Западного щитов возникли каледонские складчатые сооружения. Оформился единый континент -- Лавразия. На девон и ранний карбон приходится период нестабильности Лавразии, выразившийся в рифтообразовании вдоль каледонской шовной зоны. Линия Торнквиста-Тессейра рассматривается как крупная система трансформных разломов, связанная с началом раскрытия океана Япетус в кадомскую орогеническую фазу (Pegrum, 1984).

Последующий герцинский орогенез был обусловлен столкновением Лавразии и Гондваны с образованием мегаконтинента Пангеи. В течение поздней перми и триаса в Европейском бассейне доминировали региональные погружения, сопровождавшиеся образованием новых и активизацией древних грабенов. Сформировавшаяся североморская рифтовая система включает грабены Викинг, Центральный и Мори-Ферт; в систему Скагеррак входят огромный по протяженности Датско-Польский трог, грабены Осло Западно-Норвежский. Западно-Британская система включает окраинные троги Роккол, Западно-Шетландский, а также троги Кельтского моря (карты 11.1b, 11.1a).

В результате юрского раскола Пангеи произошло раскрытие европейской ветви Мезотетиса и усилилось рифтообразование на конструктивных границах будущих литосферных плит. Незавершенный рифтогенез в Североморском бассейне неразрывно связан со спредингом в Северной Атлантике и Норвежско-Гренландском регионе; спрединг сопровождался крупными региональными погружениями. Ларамийские тектонические движения в конце позднего мела привели к поднятиям, воздыманиям инверсионных трогов. Но на большей части Североморского бассейна, как и в Балтийской котловине ларамийский и последующий альпийский тектонические этапы проявились незначительно.

IV. Палеогеографические реконструкции мезозоя.

1. Триас

Расчленение европейского триаса традиционно основано на выделении трех литостратиграфических серий (Bunter, Muschelkalk, Keuper), которые условно соответствуют нижнему, среднему и верхнему отделам. Ярусное деление триаса проводится на основе палеонтологических материалов (аммонитовые зоны, руководящие группы моллюсков, конодонтов, палинологические данные).

1.1. Ранний триас

Скифский ярус (карта 11.1a) на Европейском палеошельфе выделяется по остаткам конхострак, остракод, харофитов, филлопод. На более глубоководные условия и морские ингрессии в позднескифское время указывают слои с Bakevilla murchisoni и Avicula murchisoni (Troeger, 1984). В Североморском регионе скифскому ярусу соответствует континентальная серия Бактон с характерной флорой Spinotrileres echinoides и Taeniasporites novialensis (Brennand, 1975). Надежными маркирующими горизонтами являются здесь слои рогенштейн и ротзальц.

После региональной позднепермской регрессии в раннескифское время происходили периодические малоинтенсивные трансгрессии. Климатические условия в нижнем триасе мало отличались от пермских. Песчаники серии "бунтер", составляющие основную часть разреза скифского яруса, формировались в обстановке жаркого аридного климата, в мелководно-морских, лагунных и континентальных условиях. Огромные (до 1200-1400 м) мощности пестрых песчаников, формировавшиеся в течение нескольких циклов, обусловлены прежде всего интенсивной эрозией Центрального Французского и других герцинских массивов, развитием крупных речных систем, переносивших обломочный материал в Южный остаточный пермский бассейн (Wurster, 1968). Главными каналами поступления кластики были долина р. Северн в Англии и Гессенская депрессия (Ziegler, 1975). В глубоких частях бассейнов песчаники переслаиваются с известняками, красноцветными аргиллитами, оолитовыми железняками, что указывает на периоды более гумидного климата, а также на периодические затопления и дренаж бассейнов. Крупнейший из таких дренажей сопоставляется с несогласием Хардегсен, проявившимся в связи с раннекиммерийскими движениями (Brennand, 1975). В результате этих поднятий были эродированы верхние горизонты цехштейновых солей, послужившие исходным материалом для формирования триасовых эвапоритов.

В позднескифское время воды Тетиса трансгрессировали через Восточно- Карпатский и Силезско-Моравский проливы (Senkowiczowa, Szyperko- Sliweczynska, 1975). Трансгрессия распространилась на север в

http://jurassic.ru/

Балтийскую синеклизу и на северо-запад -- в Южный пермский бассейн (карта 11.1a). Морские воды возможно проникали в грабен Викинг, но устойчивая связь между Западно-Европейским и Арктическим бассейнами в нижнем триасе отсутствовала. В восточных районах с позднескифской трансгрессией связано накопление терригенно-эвапоритовых и карбонатных фаций. В западном направлении карбонатные фации постепенно замещаются красноцветными галитами, мощность которых в Северной Германии достигает 150 м (Тектоника Европы, 1978; Beuter, Schueler, 1979).

После кратковременной регрессии на рубеже раннего и среднего триаса в среднеанизийское время через Польский трог распространились трансгрессия Тетиса (Ziegler, 1978). Но в начале ладинского века сообщение с Тетисом вновь стало ограниченным, что находит свое выражение в широком распространении эвапоритов на западе региона. Новая более обширная трансгрессия с юга стимулировала интенсивное образование карбонатных пратформ; на севере бассейна известняки фациально замещаются доломитовыми глинами и эвапоритами мощностью 100-350 м (Brennand, 1975; Tokarski, 1956; Wurster, 1968).

1.2. Поздний триас

Карта 11.1b соответствует карнийскому и норийскому ярусам. Комплекс фаций кейпера характеризует мелководные и дельтовые обстановки. Морские ингрессии маркирут соответствующие фаунистические остатки: например, доломиты Лерберг в Германской впадине содержат верхнекарнийские остракоды (Troeger, 1984). В Североморском бассейне отложения кейпера составляют среднюю и верхнюю часть серии хейсборо.

Региональная регрессия в раннекарнийское время обозначила окончание периода карбонатной седиментации среднего триаса (серия мушелькальк) и начало нового терригенно-эвапоритового цикла кейпера. Сообщение с Тетисом на юго-востоке прервалось; оно осуществлялось теперь через Бургундский трог, Гессенскую депрессию, а также через западные районы. Основные источники обломочного материала в кейпере находились на востоке (Балтийский щит, Белорусский и Богемско-Виндельцианский массивы). Вдоль указанных массивов широкой полосой распространялись континентальные (озерно- аллювиальные) фации. В южной и юго-восточной части бассейна формировались фации приливных плато, лагун и себхи. В более глубоководных районах отлагались красноцветные аргиллиты, эвапориты и озерные известняки. Максимальной мощности верхнетриасовые серии достигают в Польском и Глюкштадтском трогах, грабене Викинг - 1000-3000 м, в том числе эвапоритов - 200-300 м (Brennand, 1975; Cherminski, Pajchlowa, 1975; Gripp, 1964).

В конце триаса (рэтский век) в регрессировавшие внутренние водоемы кейпера проникли воды Тетиса со стороны Кельтского моря (Геол.конт. шельфа.., 1978). Трансгрессия распространилась также через Парижский бассейн, Гессенскую депрессию и вновь через Польский трог. Еще раньше, в поздненорийское время арктические воды проникли в северную часть грабена Викинг.

2. Юрский период

2.1. Ранняя юра

В начале юры (геттанг) палеогеографические условия были подобны таковым в рэтском веке. Циклические поднятия уровня моря в лейасе были частью обширной трансгрессии Тетиса и арктических морей в связи с начальной стадией раскола Пангеи вдоль герцинской шовной зоны (Ziegler, 1982). Арктические воды проникли в Североморский бассейн через грабен Викинг, другой возможный путь соединения Арктики с Тетисом пролегал через Фареро-Роккольский рифт. Воды Тетиса в лейасе трансгрессировали через традиционные для триаса пути - Польский (ограниченно) и Бургундский троги, а также терез Парижский бассейн и вновь образовавшийся рифт Бискайского залива.

Карта 11.1c относится к тоарскому веку, в западной части палеошельфа - конкретно к нижней его части (аммонитовая зона falciferum или лейас E). В Польско-Литовском бассейне тоарские отложения (лаваская свита, цехоцинские слои) прибрежно-морского и лагунного генезиса выделяются по палинологическим данным. Расчленение нижнеюрской толщи Североморского бассейна (серии Фьеристлев, Данлин) выполнено по остракодам и фораминиферам (Michelsen, 1978; Nage, 1985).

Тоарский бассейн Европы был достаточно мелководным. На северо-востоке он окаймлялся Скандинавско-Балтийским пенепленом, на востоке и юго-востоке - Белорусским и Богемским массивами. На юге и западе бассейн отделялся от Тетиса отдельными крупными островами (карта). Северо-западную его границу составляли Шотландская суша и остатки северо-Западного щита (Шетландская платформа). Седиментация, происходившая в условиях теплого гумидного климата, в целом имела ярко выраженный терригенный характер; лишь на юге, в теплых водах Тетиса формировались карбонатные осадки. В Парижском и Нижнесаксонском бассейнах и в некоторых других районах в нижней части тоарского яруса залегают битуминозные мергелистые сланцы - так называемые "посидониевые слои" (Gripp, 1964). Эти нефтематеринские породы по-видимому формировались в мелководных условиях за пределами волновой базы (Hellem, 1978). Монотонные сланцевые (с прослоями сидеритов и оолитовых железняков) толщи лейаса Североморского бассейна, достигающие мощности 400-1300 м, в троге залива Мори-фёрт сменяются более мелководными фациями (Геолог.конт.шельфа.., 1978). Мощность нижнеюрских континентальных и эстуарно-

http://jurassic.ru/

морских отложений в Балтийской депрессии достигает 80, а в Польском троге-1400м. Морские ингрессии имели место в раннем плинсбахе и в тоарское время.

2.2. Средняя юра.

Расчленение среднеюрских толщ Европейского палеошельфа по аммонитам возможно только в южной части региона. Например, в Придобруджском прогибе выявлены верхнебайоские-среднебатские отложения от зоны garantiana до зоны aspidoides (Осадконакопление.., 1985). Далее на север, вдоль края Восточно-Европейской платформы байос-бат (кохановская, исрутская, лепонская свиты) выделяется по фораминиферам, спорово-пыльцевым комплексам и листовой флоре. В Североморском бассейне для определения возраста отложений используют морской микропланктон, но большей частью спорово-пыльцевые спектры. Среди последних в дельтовой серии Брент выделяются комплексы птеридофитовых миоспор, характерных для болотной растительности.

Среднеюрское время характеризуется возрастанием тектонической активности - прежде всего в районе зародившихся или реактивированных в триасе рифтовых систем. Рифтогенез в Североморском бассейне связан с главной фазой киммерийского тектогенеза. В районе тройного сочленения Фортис среднекиммерийские движения сопровождались интенсивным щелочно-базальтовым вулканизмом. В результате этих движений в байосе-бате произошло эвстатическое падение уровня моря и большая часть бассейна стала сушей (карта 11.1d). Частично или полностью прекратилась связь с арктическими морями (Ziegler, 1982). В то же время воды Тетиса проникли в Балтийскую депрессию через Карпатский пролив.

В доггере на юго-востоке региона более существенное развитие, чем в лейасе получили карбонатные платформы. На Германо-Польской низменности и в Советской Прибалтике преобладала терригенная (песчано-глинистая) седиментация. На восточных окраинах бассейна в разрезе средней юры присутствуют прослои континентальных осадков, на западных - мощные скопления оолитовых железняков. Мощность среднеюрских отложений в Прибалтике достигает 120, в Польском троге - 450-800, на Германской низменности - 800 м (Григялис и др.., 1985; Znosko, 1963: Koelbel, 1967; Trusheim, 1971).

Сложный фациальный состав доггера характерен для центральной и южной Англии - мелководные серии, кроме терригенных осадков, включает оолитовые, коралловые известняки и ракушечники (Геолог.конт.шельфа.., 1978). В заливе Мори-Ферт мощность вулканогенно-осадочного доггера превышает 1000м. В северной части Североморского бассейна широкое распространение получили нефтегазоносные дельтовые паралические песчаники байоса-бата. Отложения дельтовых конусов выноса известны также в южной части бассейна. Центральный и другие грабены служили каналами переноса осадочного материала с поднятия Ринкобинг-Фюн.

2.3. Поздняя юра

Карта 11.2а относится к оксфорду-кимериджу. Для этого интервала, особенно для оксфорда, характерен наиболее полный набор аммонитовых зон. Повсеместно выделяются также зональные ассоциации фораминифер и рифовой фауны. Кимериджские битуминозные аргиллиты с прослоями "нефтяных сланцев" сосредоточены, в основном, в пределах зон eudoxus, elegans, wheatleyensis, pectinatus (Morris, 1980).

Уже в конце доггера (келловейский век) новая трансгрессия арктических морей через Норвежско-Гренландский рифт распространилась в район Среднесевероморского поднятия (Ziegler, 1982). В то же время на востоке воды Тетиса трансгрессировали в Днепровско-Донецкий бассейн. Максимум этой трансгрессии приходится на оксфордский век, в течение которого в Белоруссии накопились карбонатные толщи мощностью до 70-80 м (Тектоника Белоруссии, 1983). Припятскую и Брестскую впадины, составлявшие соответственно часть Днепровско-Донецкого и Центрально-Европейского бассейнов, в келловеее-оксфорде разделял небольшой перешеек низменной суши.

Кульминация киммерийских движений приходится на границу доггера и мальма (Ziegler, 1975). Киммерийский тектогенез ответственен за мощное проявление соляной тектоники в Североморском бассейне. Тектоническая нестабильность в юре выразилась и в блоковом характере движений. При этом система рифтов Центрального и Викинг оставалась главной областью погружений, в то время как другие грабены были неактивными.

В разрезе верхней юры Североморского бассейна главное место занимают кимериджские битуминозные глинистые сланцы мощностью до 1000м, залегающие на кораллово-водорослевых и мергелистых известняках оксфорда, а в грабенах нередко переслаивающихся с турбидитами (Геолог.конт.шельфа.., 1978). На Германской низменности оксфорд-кимеридж представлен морскими фациями: известняками, мергелями, глинистыми сланцами с мощными прослоями оолитовых железняков. Общая мощность мальма достигает здесь 700-1000 м (Koelbel, 1967; Trusheim, 1971).

В портланде в результате новой фазы киммерийских движений произошло поднятие древних массивов и компенсированное опускание Нижнесаксонского бассейна. В отдельных трогах здесь накопилось до 800 м

http://jurassic.ru/

карбонатно- эвапоритовых осадков (Trusheim, 1971). В других районах отмечаются крупные несогласия. В Польском троге и Прибалтике в разрезе верхней юры преобладают мелководные органогенно-обломочные известняки, в верхней части -- глинистые мергели с гипсами; общая мощность мальма достигает 1200 м (Зноско и др., 1977). Интенсивное развитие карбонатных платформ продолжалось на шельфах Европейского Тетиса и в Парижском бассейне. В результате портландской регрессии и аридизации климата на обмелевших платформах отлагались маломощные эвапориты.

3. Меловой период

3.1. Ранний мел (апт-альб)

На границу юры и мела приходится поздняя фаза киммерийских движений и региональная регрессия, происходившая на фоне раскрытия Арктико- Североатлантической рифтовой системы. Начиная с валанжина и до раннего апта, происходило повышение уровня моря, а в среднем апте наступила регрессия, отразившая очередную (Австрийскую) тектоническую фазу, которая соотносится с началом спрединга в Бискайском и Роккольском рифтах (Ziegler, 1982: Kent, 1976).

В течение неокома большие площади суши в области герцинских массивов почти изолировали Североморский бассейн от Тетиса (они только ограничено сообщались через Польский трог). В большинстве бассейнов происходило континентальное и мелководно-морское осадконакопление; глубоководная седиментация проявилась в трогах северного Тетиса и в разрастающихся североатлантических рифтах. Мощные (до 600-1000 м) серии вельда накопились в результате прогибания маргинальных трогов, сопровождавшегося вулканизмом и дайковыми интрузиями (Геолог.конт.шельфа.., 1978). Собственно Вельдское озеро располагалось южнее Лондонско-Брабантского массива и возможно соединялось на западе с южными морями. Связь этого водоема с крупным бореальным бассейном, занимавшим акваторию современного Северного моря, установилась в период мощной апт-альбской трансгрессии (карта 11.2b).

В пределах Польской низменности морское осадконакопление в неокоме имело место только в осевой части зоны Торнквиста-Тессейра и контролировалось влиянием Тетиса (Marek, 1989). В Балтийскую синеклизу море проникло только в альбское время. Альбская трансгрессия распространилась почти на всю территорию Белоруссии. Днепровско-Донецкий бассейн соединился с Центральноевропейским, а Белорусский массив выделялся в виде острова.

Стратиграфическое расчленение бореального среднего мела обеспечивается прежде всего выделением аммонитовых и иноцерамовых, также фораминиферовых и наннопланктонных зон. В Польско-Литовском бассейне и южнее аптские отложения установлены по палинологическим данным (Clarifera triplex и др.) и фораминиферам (Marginulina, Lenticulina и др.), альбские - по аммонитам (Hoplites dentatus и др.), раковинам Aucellina sp., зубам акул Paraisurus macrorhiza и др. (Осадконакопление.., 1985; Jaskowiak;Schoeneichowa, 1979; Marek, 1983).

Смена эвапорито-карбонатного комплекса портланда на паралические дельтовые фации Вельда свидетельствует о переходе от жаркого семиаридного к теплому гумидному климату с климатическим оптимумом в альбе (Хэллем, 1983). Такая же тенденция выявляется и по характеру изменения состава глинистых минералов (Sladen, 1983). Вместе с тем, апт-альбское время выделяется как переломный рубеж в палеоокеанологии мезокайнозоя, отразившийся в изменении биоты (массовое появление диатомей и планктонных фораминифер), установлении пелагического режима в эпиконтинентальных морях и динамического контроля осадконакопления. Связь широкого развития в этот период черных аргиллитов (в ассоциации с глауконитами, фосфоритами и биогенными силицитами) с подъемом глубинных вод признается большинством исследователей. Преобладание смектитового компонента в черных глинах и интенсивное кремненакопление указывают на вулканические источники. Такие условия существовали и в эпиконтинентальных альб-сеноманских бассейнах юго-запада Восточно-Европейской платформы, что определялось связью этих бассейнов с динамической системой Мезотетиса, с Карпатским апвеллингом (Сеньковский, 1980). Локальные сезонные апвеллинги имели место в Нижней Саксонии (Kemper, Zimmerlie, 1983) и, очевидно, в других окраинных районах апт-альбского бассейна Центральной Европы.

3.2. Поздний мел (турон)

Тектоническое развитие Европейского бассейна в верхнемеловое время происходило на фоне прогрессирующего раскрытия Северной Атлантики в сочетании с начальной (ларамийской) фазой альпийского орогенеза (Ziegler, 1982): Единый Центрально-Западноевропейский бассейн широко сообщался с рифтовой Атлантикой и Арктикой, на юге - с эпиконтинентальным морем Русской равнины (карта 11.2c). На всем протяжении позднего мела господствовало чисто карбонатное осадконакопление (белый писчий мел, мелоподобные мергели и известняки, глауконитовые калькарениты). Лишь в окраинных областях вдоль Шетландской платформы, Скандинавско-Балтийского пенеплена, Рейнско-Богемского и других массивов отлагались песчанистые известняки, песчано-алевритовые осадки, местами опоки и гезы. В Североморском бассейне, за исключением участков развития соляных куполов и инверсионных трогов, по сейсмостратиграфическим данным писчий мел обычно имеет выдержанную мощность - 300-600 м

http://jurassic.ru/

(Геолог.конт.шельфа.., 1978). Инверсия трогов началась в сантоне и сопровождалась формированием блоковых компенсационных депрессий, в которых накопились мощные толщи корбонатных осадков - до 1000-1500 м в Нижнегерманском регионе и до 2500 м в Польше.

В раннем сеномане в западной части Днепровско-Донецкого бассейна еще отлагались глауконитово-кварцевые пески, а в центральной части -- кремнистые осадки (Тектоника Белоруссии, 1983). Зеленые пески нижнего сеномана распространены и в Центрально-Европейском бассейне. На границе сеноман-турон в некоторых регионах западной части бассейна прослежены прослои черных глин в ассоциации с кремнистыми осадками. Образование черных прослоев связывается, как и в случае с апт-альбскими темными аргиллитами, с условиями подъема глубинных вод (Kemper, Weiss, 1983).

Прослои черных сланцев локализуются в пределах раннетуронской свиты Plenus Marl (зона Whiteinella archaeocretacea). В восточной части бассейна нижний турон характеризуется фораминиферовой зоной Gavinella vesca, в Карпатах - зоной Inoceramus falcatus (Осадконакопление., 1985).

На турон-сантонское время приходится максимум верхнемеловой трансгрессии. Вплоть до конца маастрихта и дания отлагались почти исключительно карбонатные осадки. Поступления холодных вод и локальные апвеллинги фиксируются в разрезах кремнистыми прослоями-опоками и гезами. Кремненакопление на Польской низменности и Прибалтике происходило в туроне, сантоне-кампане, а также в палеоцене (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981; Сеньковский, 1977). Вулканизм проявился прежде всего в Фарерском рифте и в Рейнском грабене.

В середине позднего мела на Скандинавско-Балтийском пенеплене усилились денудационные процессы. На акватории нынешнего Гданьского залива в сантоне-кампане формировались терригенные осадки. В Нижненеманском регионе мощность глауконитовых песчанистых мергелей сантона достигает 104 м (Далинкевичюс, 1960).

4. Палеоген

Стратиграфия палеогена и неогена Европейского палеошельфа и Североморского бассейна базируется на выделении стандартных и региональных фораминиферовых и наннопланктонных зон (Blow, 1969; King, 1981; Martini, 1971).

4.1. Палеоцен

Карта 11.2d относится к раннему-среднему палеоцену (зоны P3-P 4, NP 5-7, монтский ярус в Бельгии, нижняя часть зоны Кертеминде в Дании, зона NSP 2-3 в североморских разрезах). После кратковременной регрессии в датском веке среднепалеоценовая трансгрессия охватила центральную и восточную часть Датско-Польского бассейна. Морской водоем распространился далеко на юго-восток. С юга он был ограничен Богемским и Малопольским массивами.

Мелководные фации в восточной части бассейна представлены маломощными глауконитово-кварцевыми песками, а также мергелистыми глинами, мергелями, опоками, трепелами, окремнелыми алевролитами монтского яруса (Балтакис, 1966). В северо-западной Польше этим слоям соответствует фация детритовых известняков (серия "туффо" - Ciuk, 1983), в Дании -- свита Кертеминде (мергели, глауконитосодержащие пески и глины) мощностью до 156 м (Spjeldnaes, 1975).

В Североморском бассейне распространены глубоководные терригенные фации среднего палеоцена. Они прослеживаются, начиная с Нижней Саксонии и Нидерландов, и представлены глинами, глинистыми сланцами с редкими прослоями мергелей. В грабене Викинг переход от карбонатной седиментации к терригенной произошел еще в датском веке, когда усилилась денудация Шетландской платформы. В результате интенсивных опусканий образовался бассейн с глубинами 500-900 м (Parker, 1975). Крутые обвальные склоны этого бассейна способствовали образованию суспензионных потоков. В результате песчаные отложения дельтовых и баровых комплексов прибрежной платформы были перемещены в грабены и сформировали мощные (до 300-500 м) толщи турбидитовых песчаников. которые являются резервуарами крупных нефтегазовых месторождений.

В позднем палеоцене произошла региональная регрессия, связанная с постларамийской перестройкой геосинклинальной системы Тетиса-Паратетиса (Odrzywolska-Bienkowa, 1981). Тектонические движения в конце палеоцена вызвали инверсию Польско-Датского трога с образованием орогенного барьера -- Куявско-Поморской гряды, которая изолировала Польско-Литовский бассейн от Североморского (Kosmowska-Ceranowits, 1979).

4.2. Эоцен

В раннем эоцене морское влияние с северо-запада ограничивалось западными районами Польши. В то же время на юго-востоке со стороны Днепровско-Донецкого бассейна распространилась трансгрессия Тетиса, а в

http://jurassic.ru/

среднем эоцене образовался пролив, соединивший Припятскую впадину с Польско-Литовским бассейном (Тектоника Белоруссии, 1983). Обширная трансгрессия среднего-верхнего эоцена охватила Британские острова, юг Скандинавии и западную часть Восточно-Европейской платформы. Установилась связь с Атлантикой через Англо-Парижский бассейн, с Паратетисом -- через Моравский пролив, Львовскую и Днепровско-Донецкую впадины.

Карта 11.3а отражает максимальное распространение эоценовой трансгрессии. Соответствующие стратиграфические горизонты -- стандартные зоны P 15-17, NP 19-21, североморские зоны NSP 7-9, NSB 5-6, слои Calauer в южной части палеошельфа, верхи свиты Совинд марл в Дании, свита Тонгер в Бельгии, нижние слои Hamstead в южной Англии, алкская и прусская свиты в Советской Прибалтике.

Нижнеэоценовые отложения в Польше, Белоруссии и Советской Прибалтике представлены в морских и континентальных фациях - глауконитово-кварцевые пески и алевриты, песчанистые глины с прослоями силицитов и бурого угля; общая мощность отложений не превышает 60 м (Балтакис, 1966; Блажчишин, 1974; Cuik, 1983). В Североморском бассейне нижний эоцен сложен довольно мощной (до 3000-500 м) толщей тонких смектитовых глин и алевролитов, внизу с многочисленными пепловыми горизонтами, а также с прослоями песчаников и диатомитов (Gripp, 1964; Knox, Ellison, 1979; Thide e.a., 1980). Пепловые частицы в палеоцен-эоценовых отложениях прослеживаются в обломках по всему южному побережью Балтийского моря вплоть до Самбии. Источниками тефры были вулканические аппараты, расположенные в районе Фарерского трога, Рейнского грабена и пролива Скагеррак (Ziegler, 1978). Мощная эруптивная деятельность конца палеоцена - начала эоцена была связана с возрастанием скоростей спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне и сопровождалась излиянием платобазальтов. В нижнем эоцене еще продолжалось отложение турбидитов в глубоких грабенах Северного моря. Основными источниками кластики, как и в палеоцене, были Шетландская пратформа и Шотландское нагорье (Parker, 1975). Скандинавия в нижнем палеогене представляла собой низкий пенеплен (Lidmar-Bergstroem, 1982).

В среднем-позднем эоцене осадконакопление имело ярко выраженный терригенный характер. В Центрально-Европейском регионе формировались маломощные трансгрессивные серии -- кварцево-глауконитовые пески и алевриты, глины с фосфоритами и янтарем, в Литве и Белоруссии, кроме того - мергели, детритовые известняки, опоки и трепелы. (Балтакис, 1966). Вдоль южного обрамления Северного моря, в Дании поздней эоцен представлен слабокарбонатными глинами, мергелями, рифтовыми известняками, кремнистыми песчаниками, глауконитово-кварцевыми песками мощностью (включая средний эоцен) от 300-400, до 700-800 м (Dinesen e.a., 1977; Gripp, 1964). В собственно Североморском бассейне в позднем эоцене сформировались монотонные серии бескарбонатных глин и алевритов с маломощными прослоями известняков общей мощностью до 1000 м (Геолог.конт.шельфа.., 1978).

В эоценовом Северном море циркуляция в целом была ограниченной; застойные условия и высокие скорости накопления органики создавали среду, агрессивную по отношению к карбонатам (Wood, 1981). В нижнем эоцене вдоль восточной окраины бассейна существовали локальные апвеллинги.

4.3. Олигоцен

На рубеже эоцена и олигоцена в результате пиренейской фазы альпийского тектогенеза и отделения Свальбарда от Гренландии произошла резкая смена океанологических условий (McKenna, 1983). Еще в лютетском веке поднимающаяся антиклиналь д'Артуа изолировала Парижский бассейн от Лондонского (Pomerol, 1978). В нижнем олигоцене повторно прекратилась связь Североморского бассейна с Атлантикой через Ламанш, на юге произошло закрытие Моравского пролива. Водоемы Паратетиса сообщались с Центрально-Европейским бассейном на западе через Рейнско-Рурский грабен, на востоке -- через сильно обмелевшие Львовский прогиб и Припятскую впадину. Карта 11.3b относится к раннему-среднему олигоцену (рюпелию). Выделяются стандартные зоны P 19-20, NP 22-25, североморские зоны NSP 9 (средняя часть) и NSB 7, стампийский ярус в Парижском бассейне, верхние слои Hamstead в Англии, верхние мосиньские слои в ПНР.

Нижнеолигоценовые осадки на окраинах бассейнов обычно маломощные и чаще эродированы. Они повсеместно представлены кварцево-глауконитовыми песками, а на севере Дании -- сланцеватыми слюдистыми глинами с глауконитом (свита виборг, латорфский ярус) мощностью 85 м. Широкое распространение в западной части бассейна получили среднеолигоценовые (рюпельские) глауконитосодержащие пиритизированные глины и алевролиты с огромными карбонатными конкрециями -- септариями. Септариевые глины отлагались в глубоководном (до 300-500 м) бассейне, их мощность достигает 75-90 м (Brouwer, 1977; Gripp, 1964).

Относительно низкий уровень моря в среднем олигоцене связывается с оледенением Антарктиды (Ziegler, 1982). Последующая трансгрессия отразилась на окраинах бассейна накоплением песчанистых глин, известковых песчаников, глауконитовых песков мощностью до 70 м (Gripp, 1964). Указанные регрессивно-трансгрессивные циклы сравнительно мало отразились в составе североморских отложений. На протяжении всего олигоцена доминировала терригенная седиментация (алевролиты. аргиллиты с тонкими прослоями известняков и доломитов). Ритмические серии градационного типа характерны для глубоких трогов, мощность олигоцена достигает здесь 800-1100 м (Hertier e.a., 1979).

http://jurassic.ru/

Вторжение в олигоцене холодных арктических вод улучшило вентиляцию бассейнов, но продуктивность их вряд ли была высокой. Для олигоцена характерен максимум глауконитообразования, но кремненакопление активно происходило лишь в Карпатском флишевом бассейне. Карпатский апвеллинг проявился в олигоцене формированием мощной толщи (менилитовая свита) радиоляриево-диатомовых силицитов и кремнистых глин (Сеньковский, 1977).

5. Неоген

5.1. Миоцен

После региональной регрессии на границе олигоцена и миоцена, связанной с савской орогенической фазой, в Центрально-Европейском бассейне установился континентальный режим. Карта 11.3c относится к среднему миоцену -- стандартные зоны N 9-14, NN 5-7, североморские зоны NSP 11-12, NSB 10-11. Среднемиоценовая трансгрессия в Западной Европе была инициирована, как полагают (McKenna, 1983; Ziegler, 1982), погружением Фареро-Исландского порога и установлением свободного водообмена между Атлантикой и Северным морем. Эта трансгрессия не распространялась на восток далее долины Одера (Odrzywolska-Bienkowa e.a., 1981). На юге ее влияние ограничивалось Нижнерейнским прогибом, где формировались лагунно-дельтовые фации (Boenigk, 1979).

В Североморском бассейне, начиная со среднего миоцена, заметно возрастает грубозернистость осадков. Среди монотонной толщи миоценовых алевритов и алевритовых глин, местами встречаются линзы, прослои песчаников и известковых песчаников. Очень высокие скорости седиментации (мощность неоген-четвертичных отложений в Центральном грабене превышает 2000 м, в том числе миоценовых -- до 1100 м) обусловили прогрессирующее обмеление бассейна. По микрофауне оно устанавливается со среднего миоцена (King, 1982). Важнейшими источниками осадочного материала в северной части бассейна по-прежнему остаются проградировавшие дельтовые комплексы Шетландской платформы, в то время как в более южных районах возрастает влияние поднимающейся Фенноскандии.

В регрессирующих континентальных водоемах Центрально-Европейского региона формировались мощные залежи бурых углей. Кульминация углеобразования, происходившего в условиях гумидного субтропического климата, приходится на нижний-средний миоцен. Угленосные серии в направлении Северного моря замещаются дельтовыми комплексами, мощность которых в Ютландии и на шельфе Норвегии превышает 100-200 м (Friis e.a., 1980; Rokoengen, Ronningsland, 1983).

В глубоководном Предкарпатском прогибе, соединявшимся на западе узким проливом с Альпийским молласовым, а на юге с Паннонским бассейнами, отлагались флишевые толщи. Активная морская седиментация в польской части прогиба закончилась в позднем миоцене эвапоритовыми сериями (Radwanski, 1973). Тектонические движения в миоцене отразились в Рейнском грабене, грабене Эгер и в Карпатах щелочно-базальтовым вулканизмом (Ziegler, 1982).

5. Плиоцен

В конце позднего верхнего миоцена в Центрально-Европейском бассейне началась трансгрессия со стороны Предкарпатского пролива, продолжавшаяся в раннем плиоцене. Этой трансгрессии соответствуют отложения нижней познанской серии на северо-западе Польши. Они представлены зелеными глауконитовыми глинами с прослоями песков и мергелей общей мощностью в несколько десятков метров (Wagner, 1982). Морской (солоноватоводный) генезис большей части познанских глин является общепризнанным (Dyjor, 1970). Литогеохимические данные указывают на образование познанских глин в условиях аридизации климата при усилении окислительных процессов (Лукашев, Блажчишин, 1982). В верхнем плиоцене Познанский бассейн регрессировал до крупных реликтовых, постепенно опресняющихся озер. В крупнейшем из них -- Варшавском мощность плиоцена достигает 160 м. Распространение трансгрессии с юга вызвало также подпруживание рек Балтийской дренажной системы, сформировавшейся в миоцене.

Раннеплиоценовое Северное море распространялось на Нижнюю Саксонию, Нидерланды и юго-восточную Англию. В среднем плиоцене это море регрессировало, а в верхнем плиоцене несколько расширило свои границы, примерно соответствующие современной береговой линии. Позднеплиоценовый срез (карта 11.3d) стратиграфически обоснован стандартными зонами N 21, NN 18 и североморскими фораминиферовыми зонами NSP 16, NSB 15.

В Нижнерейнском прогибе и в Нидерландах плиоцен мощностью до 70 м представлен чередующимися лагунными, дельтовыми и прибрежно-морскими фациями (Boenigk, 1978; Gripp, 1964). В южной части Северного моря и в Англии нижнеплиоценовый "кораллиновый краг" сложен глауконитово-кварцевыми песками с измельченным раковинным детритом. Подобные тонкозернистые пески характерны и для верхнего плиоцена. Толща "красный краг" достигает мощности 70 м (Cameron e.a., 1983).

В центральной части Северного моря мощность терригенного плиоцена (глины, алевриты) достигает 700 м, причем 70-80% разреза относится к верхнему плиоцену. С середины плиоцена в осадках грабена Викинг

http://jurassic.ru/

появляется материал ледового разноса. По сейсмоакустическим материалам в среднем плиоцене устанавливается перерыв, связанный с тектоническими движениями вдоль окраины Фенноскандинавского щита. В результате этих движений произошло поднятие щита, скомпенсированное погружениями Норвежского желоба и Балтийской депрессии (Rokoengen, Ronningsland, 1983).

Поднятие Фенноскандии и усилившаяся в позднем плиоцене флювиальная эрозия стимулировали формирование мощной (более 300 м) серии дельтовых осадков, проградировавших в Норвежский желоб, который является главным элементом древней эрозионной сети, образованной до начала четвертичного оледенения. Другая более обширная гидрографическая сеть существовала в пределах Балтийской котловины и осушенной депрессии, располагавшейся на месте Центрально-Европейского эпиконтинентального бассейна (Bijelsma, 1981).

6. Четвертичный период

Наиболее полные разрезы четвертичной толщи известны в Нидерландах (до 500-600 м) и в Центральном грабене Северного моря (более 1000 м - Caston, 1979). Большая часть толщи относится к нижнему плейстоцену.

Стратиграфическое расчленение четвертичной толщи базируется на чередовании холодных и теплых периодов и обосновано, прежде всего, палинологическими данными, фораминиферовыми комплексами, палеомагнитными и радиометрическими материалами.

В первую холодную стадию плейстоцена -- претегелене на севере Западной Европы широкое распространение получила тундровая зона (Suc, Zagwijn, 1983). В течение этой и других холодных эпох, сократившееся в размерах Северное море представляло собой мелководный шельфовый бассейн. Для Балтийской же котловины нет никаких доказательств существования здесь в раннем плейстоцене морского бассейна. Имеются косвенные свидетельства оледенения Скандинавии в менапии (Bijelsma, 1981). В этот период ледники эродировали большую часть неоген-нижне четвертичных отложений Балтийской речной системы.

Реконструкция на 1 млн. лет назад (карта 11.4а) соответствует заключительной стадии ваальского межледниковья. В бухте Флемиш раннечетвертичные отложения мощностью до 100 м отлагались в достаточно глубоководном бассейне с умеренно тепловодной микрофауной (Cameron e.a., 1983). В восточном направлении морские фации замещаются продельтовой серией выносов Рейна и других рек. Первое продвижение дельтовых конусов произошло еще в позднем тегелене. В Балтийской котловине, где сохранились реликты крупных плиоценовых озер, продолжалась непрерывная циклическая озерно-флювиальная седиментация.

Материалы исследований последних лет (Cameron, e.a., 1987) указывают на признаки наиболее раннего морского оледенения в период, соответствующий средней части "кромерского комплекса". Береговая линия в южной части Северного моря в позднюю стадию "кромера" примерно совпадала с современной. В период эльстерского (миндельского) оледенения ледовый покров шельфового типа покрывал северную и центральную часть акватории, а в южной части моря он по-видимому налегал на дно. Вдоль южной окраины эльстерского ледника образовалось большое приледниковое озеро, воды которого промыли перемычку в районе Ла-манша (Jansen e.a., 1979). Образование Дуврского пролива было связанос более мощной, чем для обычного межледниковья, трансгрессией. Образовавшееся в результате Гольштинское море распространилось и в Балтийскую котловину. В заальский (рисский) период ледниковая экспансия больше проявилась в северной и центральной частях Северного моря. В Балтийском регионе существовали условия покровного оледенения.

Береговая линия эемского моря в Североморском бассейне проведена по материалам монографии "The Quater. history", (1979), для Балтийского региона использованы реконструкции В. П. Гричука (1965). Реконструкция на карта 11.4b синтезирует данные о максимальном распространении эемского моря -- одновременно его раннюю и позднюю стадии (пыльцевые зоны Е 3 и Е 5 - Zagwijn, 1983). В тектонически стабильных районах побережья Северного моря отложения указанных стадий залегают на отметках от +2-8 до +11-16 м (Hollin, 1977). В середине межледниковья уровень эемского моря был близок к современному.

Свидетельства двойного поднятия уровня моря в период микулинского межледниковья известны и в Балтийском регионе. В долине Вислы увтановлены следы двух морских трансгрессий, с которыми связаны фазы Штумского и Тыхновского морских бассейнов, глубина которых могла достигать 70-90 м (Маковска, 1982). Вместе с тем, для заключтиельного периода межледниковья отсутствует корреляция поднятий уровня между Балтикой и Северным морем. По-видимому, в это время сообщение Балтики с океаном было затруднено. В то же время по последним данным (Дроздовски, 1988), морской бассейн в Балтийской котловине продолжал существовать в нижнем и среднем вюрме.

Реконструкция на 18 тыс.л.н. отвечает периоду поздневислинского ледникового максимума. Согласно данным (Jansen, 1976; The Quaternary history... 1979 и др.), в этот период акватория Северного моря была свободной от материкового льда не только в южной части, но частично и в центральном районе. Смыкание Британского и Скандинавского ледников в северной части моря проблематично. Краевые образования в районе

http://jurassic.ru/

Фладен Гроунд формировались не в континентальных условиях, а на линии налегания шельфового ледника. В период ледникового максимума скандинавский ледник перекрывал днище Норвежского желоба, а свободная от льда акватория Северного моря, утратив связь с океаном, превратилась во внутренний бассейн. Талые ледниковые воды поступали через многочисленные туннельные долины, а с юго-востока -- через прадолину Эльбы, в которую сливались приледниковые воды с южной периферии скандинавского ледника. В поздневислинский ледниковый максимум уровень бассейна понижался на 110-130 м ниже современного (Jelgersma, 1979), по другим данным (Jardine, 1979) только на 60-70 м.

Поздневислинский ледник полностью перекрывал Балтийскую котловину, продвинувшись на юг до линии померанских (вепсовских) краевых образований. По современным представлениям в Балтийском регионе последнее оледенение было ограниченным и оставило после себя лишь маломощную донную морену, которая во многих местах была эродирована.

Позднеледниковая (верхнедриасовая, 10500 л.н.) реконструкция отвечает стадии Сальпауселькя-2. Береговая линия Балтийского ледникового озера (БЛО) на этот период (фаза B = 3 =) хорошо обоснована литературными данными (Геология Балтийского моря, 1976; Кессел, Раукас, 1982; Berglund, 1979; Donner, 1978). В Северной Балтике она в связи с гляциоизостатическим эффектом находится в пределах суши - на абсолютных высотах до 150 м и более. Южнее Клайпеды береговые образования БЛО уходят под современный уровень моря. Отложения БЛО за пределами береговой зоны представлены на севере проксимальными фациями -- ленточными глинами и алевритами, а в центральной части -- дистальными гомогенными глинами.

Край верхнедриасового ледника в Норвегии находился за пределами береговой равнины на абсолютных высотах 27-37 м. Береговая линия Северного моря 10300 л.н. проходила по изобатам 60-70 м (The Quaternary history.., 1979). Трансгрессия распространялась на восток через Норвежский желоб вглубь Скандинавии в район Средне-Шведского пролива, который открылся в начале голоцена. По тем же реконструкциям (Jelgersma, 1979) 12 тыс. л.н. морские воды за счет изостатического прогибания района Датских проливов проникли в Западную Балтику, которая уже была свободной от льда. По палеогидрохимическим данным проникновение североморских вод в Балтику имело место в среднем дриасе и в аллереде (Блажчишин, 1982).

Южная часть Северного моря в верхнем дриасе представляла собой низменную сушу, покрытую, в основном, флювиогляциальными отложениями. Гипотетическая речная система с остаточным озером (Walentin, 1957) дренировалась в северном направлении, но преимущественно через Ла-манш, куда сбрасывались также стоки Рейна, Мааса, Шельды. В северном морском бассейне накапливались ледниково-морские осадки пачек Фладен и Витч-1 (Jansen, 1975).

Реконструкция на срезе 6000 л.н. отражает максимум литориновой трансгрессии в Балтийском бассейне. В Северном море кульминация фландрской трансгрессии датируется несколько ранее. В северной части бассейна разница в датировках соответствующих береговых образований Шотландии и Норвегии из-за неравномерного изостатического поднятия составляет 500-800 лет -- от 6500 до 7300 л.н. (Oele. Schuettenhelm, 1979). В части бассейна положение береговой линии примерно соответствовало современному.

Средний голоцен в Северном море -- это начало развития береговых барьерных систем. Формирование этих систем сопряжено по времени с переотложением древних дюнных песков, а также с образованием торфяников. Образование барьерных островов и баровых комплексов и последующее улавливание осадочного материала в лагунах и маршах являются главной причиной резкого уменьшения темпов седиментации в открытом море. Активная седиментация на большей части акватории закончилась в раннем голоцене (Jansen, 1976, 1979). В этот же период, в основном, сформировались крупные приливные песчаные гряды. За пределами гряд мощность песков обычно не превышает 10-30 см. Уровню 6000 л.н. на южном побережье отвечает период формирования лагунно-приливной пачки Кале 1, которая датируется по 14C в 5060-6536 л.н. (The Quaternary history..., 1979).

Максимальный уровень Литоринового моря по имеющимся данным (Геология Балтийского моря, 1976; Кабайлене, 1974; Eronen, 1974 и др.) превышал уровень океана на 3-4 м. Соответствующая береговая линия наиболее высоко поднята в Ботническом заливе (до 100 и более м). Для этого района было характерно сильно изрезанное ингрессионное побережье. Морем была покрыта и низменная территория Средней Швеции. Начиная с 55° с.ш., и далее на юго-запад береговая линия Литоринового моря уходит под воды современной Балтики, но у побережья Польши и ГДР местами испытывает значительные колебания, вызванные местными тектоническими деформациями.

V. Нефтегазоносность

Наибольшим нефтегазоносным потенциалом обладает Североморский бассейн, значительно меньшим -- Прикарпатский регион, Парижский и Аквитанский бассейны. В Балтийском регионе мезокайнозойский осадочный чехол не содержит нефтегазопроявлений; известные месторождения нефти приурочены здесь к кембрийским отложениям, нефтепроявления известны также в ордовике, силуре, девоне. Перспективными на углеводородное сырье являются глубинные горизонты осадочной толщи Датско-Польского авлакогена.

http://jurassic.ru/

1. Североморский бассейн

1.1. Мезозой

В Североморском бассейне газоносными являются нижнетриасовые песчаники "бунтер" -- местонахождение Хьюитт, отдельные залежи в Нидерландах и на севере ФРГ. Нефтепродуктивными являются мощные пористые песчаники рэта-лейаса (нижние горизонты месторождений Брент, Статфьорд в северной части Северного моря). Ограниченные по запасам месторождения углеводородов известны и в рэтских отложениях ФРГ.

На крупнейших в Северном море месторождениях Статфьорд и Брент верхний продуктивный горизонт составляют среднеюрские, а на месторождениях Пайпер, Клеймор -- оксфордские дельтовые и прибрежно-морские песчаники. Небольшие залежи углеводородов в верхнеюрских и нижнемеловых песчаниках Нидерландов и Нижней Саксонии образовались в связи с галокинезом цехштейновых солей.

Нефтегазоматеринскими толщами для мезозойских месторождений Североморского бассейна послужили нижезалегающие угленосные отложения карбона, битуминозные сланцы рэта-лейаса (слои Уэстбери, "посидониевые сланцы" нижнего тоара, мощная толща кимериджских "радиоактивных сланцев").

1.2. Кайнозой

Нефтяные месторождения группы Экофиск в Центральном грабене Северного моря связаны с карбонатным меланжем нижнего палеоцена (датский ярус). Нефтегазоносными являются средневерхнепалеоценовые дельтовые комплексы у края Восточно-Шетландской платформы (месторождения Фортис, Монтроз) и газоносными -- турбидитовые песчаники верхнего палеоцена-нижнего эоцена (гигантское месторождение Фригг в грабене Викинг). Известна олигоценовая газовая залежь на нефтяном месторождении Ула в Центральном грабене (зона разломов Гидра).

Нефтегазоматеринскими породами для кайнозойских месторождений являются, прежде всего, кимериджская сланцевая толща. а также вельдские угленосные фации и палеоцен-эоценовая глинистая толща там, где она вошла в главную зону нефтегазообразования.

Газопроявления в четвертичном чехле акватории Балтийского и Северного морей связаны с высачиванием углеводородных газов из глубоких продуктивных толщ по тектоническим линиям. Они проявляются на поверхности дна в виде мелких кратеров -- покмарков и вытянутых ложбин; а в толще осадков -- в виде так называемых акустических аномалий (Блажчишин, 1984; Hovland, 1981; McQullin, Fannin, 1979).

2. Предкарпатский прогиб и смежные районы

2.1. Мезозой

Известно лишь небольшое число мелких месторождений в юрских и меловых отложениях в области флишевых трогов.

2.2. Кайнозой

В Предкарпатском прогибе нефтегазоносные продуктивные горизонты характерны для нижних моллас (олигоцен-нижний миоцен) мощностью до 7 км; газоносные горизонты залегают также и в тощах верхних моллас мощностью до 6 км (средний миоцен -- баден, сармат). Промышленные притоки нефти получены и из нижезалегающих флишевых толщ -- песчаников ямненской (палеоцен) и выгодской (нижний-средний эоцен) свит. Нефтегазоносными являются также лкивские песчаники нижнего олигоцена, фациально замещающие аргиллиты менилитовой свиты.

Основными нефтегазоматеринскими толщами в Карпатском регионе явялются прежде всего битуминозные аргиллиты спасской и шипотской свит (баррем-апт) и менилитовой свиты нижнего олигоцена. Главная зона нефтеобразования в Предкарпатском прогибе находится на глубинах 2-3 км (Литология и породы-коллекторы..., 1983).

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Балтакис В.И., Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики. Тр.Инст.геологии, Вильнюс, 1966, вып.3, с,279-323.

Блажчишин А.И., Геологическое строение подводного берегового склона Самбийского полуострова. В книге: Региональная геология Прибалтики. Рига, "Зинатне", 1974, с.165-172.

Блажчишин А.И., О позднеледниковом проникновении соленых вод в Балтийскую котловину. "Peribalticum", Gdansk, 1982, 2, с.213-217.

Блажчишин А.И. Газовые кратеры на дне Центральной Балтики. Тезизы докладов 6 Всесоюзной школы морской геологии. М. ИОАНСССР, 1984, с.169-170.

Геология Балтийского моря. -- Вильнюс, "Мокслас", 1976, с.383.

Геология континентального шельфа Северо-Западной Европы. -- Москва, Недра, 1978, с.324.

Григялис А.А., Мертинене Р.А., Ротките Л.М. и др., Стратиграфия и фации поздней юры и раннего мела в бассейнах седиментации на западе европейской части СССР. В книге: Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск, "Наука и техника", 1981, с.103-135.

Григялис А.А., Монкевич К.Н., Вишняков И.Б. и др., Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в мезозое. Минск, "Наука и техника", 1985, с.216.

Гричук В.П., Палеогеография Северной Европы в позднем плейстоцене. В книге: Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР", Москва, "Наука", 1965, с.166-175.

Гуделис В.К., Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс, "Минтис", 1973, с.264.

Далникевичюс И.М., Меловые отложения Южной Прибалтики. Науч.
сообщения АН ЛитССР, Вильнюс, 1960, т..П, с.57-64.

Зноско Е.П., Петренко В.С., Чирвинская М.В., Основные черты тектонического строения западной окраины Русской плиты и ее обрамления. Вестник МГУ, сер.геолог., 1977, N 3, с.21-30.

Кабайлене М.В., О характере трансгрессии и особенностях флоры диатомовых Литоринового моря на территории Юго-восточной Прибалтики. "Baltica", 5, Вильнюс, 1974, с.71-78.

Квасов Д.Д., Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Ленинград, "Наука", 1975, с.278.

Кессел ..Я., Раукас А.В., О геологическом развитии Балтийского моря в позднеледниковое время по материалам Восточной Прибалтики. Gdansk, "Peribalticum", 1982, 2, с.131-143.

Киснерюс Ю.Л., Корреляционная стратиграфическая схема триасовых отложений Польско-Литовской впадины. Решение стратиграфической комиссии по триасовой системе. Ленинград, "Недра", 1982.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Главные события мезозоя и кайнозоя океанов. В книге "Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах", Москва, "Наука", 1983, с.82-103.

Литология и породы коллекторы на больших глубинах в нефтегазоносных провинциях Украины.-Киев. "Наукова думка", 1983, с.184.

Лукашев В.К., Блажчишин А.И., О палеогеографии Балтийской котловины в плиоцен-плейстоцене (по литогеохимическим данным). Gdansk, "Peribalticum", 1982, 2, с.87-98.

Маковска А., Эемские моря в Польше. Gdansk, "Peribalticum", 1982, 2, с.87-98.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет.
(Атлас-монография) -- Под ред. И. П. Герасимова, А. А. Величко. -- Москва, "Наука", 1982, с.156.

Палеотектоника Белоруссии (под ред. Р. Г. Гарецкого), -- Минск, "Наука и техника", 1983, с.182.

Сеньковский Ю.Н., Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. -- Киев. "Наукова думка", 1974, с.128.

http://jurassic.ru/

Сеньковский Ю.Н., Карпатский меловой апвеллинг и седиментогенез. -- В книге "Материалы II конгресса КБГА"., Киев, "Наукова думка", 1980, с.170-178.

Тектоника Европы и смежных областей. Объяснительная записка к тектонической карте Европы., т.I., -- Москва, "Наука", 1978, с.423.

Хеллем Э., Юрский период. -- Ленинград, "Недра", 1978, с.272.

Хеллем Э., Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. -- Москва, "Мир", 1983, с.327.

Ясаманов Н.А., Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. Москва, "Недра", 1978, с.224.

Albers H., Neue Daten zum Klima des nordwesteuropaischen Altertiars. -- " Fortschr, Geol. Rheinland und Westfalen", 1981, 29, 483-503.

Berglund B.E., The deglaciation of Southern Sweden 13,500 - 10,000 BP. - "Boreas", 1979, v.8, No. 2, p.

Beuter G., Schuler F., Uber Vorkommen salinarer Bildungen in der Trias. -- Z. geol. Wiss. Berlin, 1979, v.7, 903-912.

Bijlsma S., Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into North-West European Basin during the Late Cenozoiz. -- "Geol. en miynbouw", 1981, 60, No. 3, 337-345.

Blow W.H. Late Middle Eocene to recent planetonic biostratigraphy. - Proc.First Inter. Conf. Planet, Microfossils, Geneva, 1967,2,199-241.

Brennand T.P., The Triassic of the North Sea. In A.W. Woodland (ed.) "Petroleum and the Cont. Shelf of NW Europe. Vol.I. Geology". App. Publ., 1975, 295-312.

Boenigk W., Die flussgeschichtliche Entwicklung der Niderrheinischen Bucht im Jungtertiar und Altquarter. -- Eiszeitalter u. Gegenw, 1978, 28, 1-9.

Brouwer J., Depositional environment of the Oligocene Rupel Clay in well Grashoek-1, Peel region, the Netherlands. -- "Geol. en mijnbouw", 1977, 56, No. 1, 25-30.

Cameron T., Bonny A., Gregory D., Harland R., Lower Pleistocene dinoflagellatecyst, foraminiferal and pollen assemlages in four boreholes in the southern North Sea. -- "Geol. Mag.", 1984, 121, No.2, 85-97.

Caston V.N., The Quaternary sediments of North Sea. -- In F.T. Baner, M.B. Collins and K.S. Massie (editors) "The North-West European Shelf Sea. 1. Geology and Sedimentology", Elsevier, Amsterdam, 1979, 195-270.

Ciuk E., Paleogen i podloze mezozoiczne w otworze Goleniow 18-2 w Zielonczynie woj Szczecinske: -- "Prz. geol.", 1983, 31, No.7, 415-420.

Czermunski I., Paichlowa M., Atlas litologiczno-paleogeographiczny obsarow platformowych Polski. Czesc 11. Mezozoik -- Wydaw. Geol. Warszawa, 1975.

Dinesen A., Michelsen O., Lieberkind K., A survey of the Paleocene and Eocene deposits of Jylland Fyn. -- "Dan.geol.unders", 1977, ser.B, No.1, 15 p.

Dyjor S., Seria poznanska w Polsce zachodniey. -- "Kwart. Geol.", 1978, 14, No.4, 819-835.

Eronen M., The history of the Litorina Sea and associated holocene events. -- "Comment.phys. -- math.Soc. sci.fenn.", 1974, 44, No.4, 79-195.

Gregory D., Harland R., The late Quaternary climatostratigraphy of IGS Borehole SLN 75/33 and its application of the paleoceanography of the north-central North Sea. -- "Scot.J.Geol.", 1978, 14, No.2, 146-155.

Gripp K., Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. -- K.Wachholtzverlag, Neumuenster, 1964, 680 s.

Heritier F., Lossel P., Wathne E., Frigg Field -- large submarine fan trap in lower Eocene rocks of North Sea Viking Graben. --"Bull.Am. Assoc.Petrol. Geol. 2", 1979, 63, 1999-2020.

Kollin J. Thames interglacial sites, Ipswichian Sea level and Antartic ice surges.-Boreas, 1977,6,33-52.

Horland M. Characteristics of pockmarns in the Norwegian Trench.-Mar. Geology, 1981. v.39,N½,103-117.

http://jurassic.ru/

Jansen J., Doppert J., Hoogendoorn-Toering K., de Jong J., Spaing G., Late Pleistocene and Holocene deposits in the Witch and Fladen Ground area, northern North Sea. -- "Neth. J. Sea Res.", 1979, 13, No.1, 1-39.

Jansen J., Late Pleistocene and Holocene history of the northern North Sea, based on acoustic reflection records. -- "Neth. J. Sea Res.", 1976, 10, No.1, 1-43.

Jardine W., The western (United Kingdom) shore of the North Sea in Late Pleistocene and Holocene times. -- In "The Quatern. History of the North Sea", Acta Univers. Uppsala, 1979, 2, 159-174.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., Sedymentacja i stratygrafia kredy gornej w polnocno-zachodniej Polsce. - "Pr. Inst. geol.", 1981, No.98, 5.

Jelgersma S., Sea-level changes in the North Sea basin. - In "The Quarternary History of the North Sea", Acta Univer. Uppsala, 1979, v.2, 233-248.

Kemper E., Weiss W., Synchrone Kaltwasser-Ablagerungen: Die Grenzschichten Cenoman-Turon in Mittel- und Nordeuropa und bei Regensburg (Su&ddeutschland). - "Zitteliana", 1983, No.10, 371-373.

Kemper E., Zimmerlie W., Das Ablagerungsmilieu zur Zeit des spaten Apt und fruhen Ald im Niedersaechsischen Becken. - "Geol. Jahrb.", 1982, A, No.65, 655-680.

Kent P., The structural framework and history of subsidence of the North Sea Basin. - "Mem. Bur. rech. geol. et minieres", 1980, No.108, 281-288.

King C., Cenozoic micropaleontological biostratigraphy of the North Sea. - "Rept. Inst. Geol. Sci.", 1982, No.7, 40p.

Knox R., Ellison R., A lower Eocene ash sequence in SE England. - "J. Geol. Soc.", 1979, 136, No.2, 251-253.

Koelbel H., Die Paleogeographie des Juras im Nordteil der DDR in Beziehung zu den Nachdargebieten. - "Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., ser. A. Geoi. Palaeontol.", 1967, 12, h.3/4.

Kosmowska-Ceranowicz B., Zmiennosc litologiczna i pochodzenie okruchowych osadow trzeciorzedowych wybranych zejonow polnocnej i srodkowej Polski w swiete wynikow analizy przezroczystych mineralow ciezkich. - "Pr. Muz. Ziemi", 1979, No.30, 3-73.

Lidmar-Bergstroem K., Pre-Quaternary geomorphological evolution in southern Fennoscandia. - "Sver. geol. unders", 1982, C, No.785, 202 p.

Marek S., Epikontinentale Unterkreide-Ablagerungen in Polen. - "Zitteliana", 1983, No.10, 55-64.

Martini E., Müller C. Das mariane Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen.-Erdöl und Kohle, 1971,24,381-384.

McKenna M., Cenozoic paleogeography of North Atlantic land bridges. - "Struct. and Dev. Greenland-Scotland Ridge", New York, London, 1983, 351-399.

McQuillin R.Fannin N. Explaining the North Sea's lunar floor.- "New,Sci", 1979,83,N 1963,90-92.

Mikkelsen N., Marine Lower Oligocene sediments in Denmark as indicated by coccoliths in the Viborg Formation. - "Bull. Geol. Soc. Dent.", 1975, v.24, 83-86.

Morris.K.A. Comparison of major sequences of organic rich mud deposition in the British Jurassic-J.Geol. Soc. Lond. 157-170, 1980-137.

Nagy J. Jurassic foraminiferal facies in the Statfjord area, northern North Sea.- Journ of Petrol, Geol., 1985,v8,N3, 273-295.

Odrzywolska-Bienkowa E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E. et al., The Polish part of the NW-European Tertiary Basin: A generalization of its stratigraphic section. - "Bull. Acad. pol. sci. Ser. sci. terre", 1981, 29, No.1, 3-17.

Oele E., Schuettenhelm R., Development of the North Sea after the Saalian glatiation. - In "The Quaternary History of the North Sea", Acta Univer. Uppsala, 1979, v.2, 191-216.

Parker J., Lower Tertiary sand development in the central North Sea. - In A.W. Woodland (Ed.) "Petroleum and Continental Shelf of North-West Europe, p.1. Geology", 1975, 447-452.

http://jurassic.ru/

Pegrum P., The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea. - "Nor. Geol. tidsske.", 1984, 64, No.1, 39-68.

Petroleum and Cont. shelf of North-West Europe, p.1. Geology (A.W. Woodland - ed.), London, 1975.

Petroleum geology of the Cont. shelf of North-West Europe: Inst. of Petroleum, London, 1981.

Pomerol Ch., Evolution paleogeographie et structurale du bassin de Paris du precembrian a L'actuel, en relation avec les regions avoisinantes. - "Geol. en mijnbouw", 1978, v.57, 533-543.

Radwanski A. - Fore-Carpathian Depression. - In "Geologisk Excursiontie Poland. Septemb. 1973, Geol. Inst. Aarhus Universitet", 1973, 94-132.

Rokoengen K., Ronningsland T., Shallow bedrock geology and Quaternary thickness in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30N and 62°N. - "Nor. geol. tidsskr.", 1983, 63, No.2-3, 83-102.

Senkowiczowa H., Szyperko-Sliwczynska A., Stratigraphy and palaeogeography of the Trias. - "Geol. Inst. Bull. Warszawa", 1975, 252, 131-147.

Skinner A., Gregory D., Quaternary stratigraphy in the northern North Sea. - "Boreas", 1982, v.12, 145-152.

Sladen Ch., Trends in Early Gretaceous clay mineralogy in NW Europe. - "Zitteliana", 1983, No.10, 349-357.

Spjeldnaes N., Palaeogeography and facies distribution in the Tertiary of Denmark and surrounding areas. - "Norg. geol. Unders", 1975, v.316, 289-311.

Suc, Zagwijn.

The Quaternary History of the North Sea (E. Oele, R. Schuttenhelm, A. Wiggers - Editors). - Acta Univ. Uppsala, 1979, v.2, 248 p.

The North-West European Shelf Seas: the Sea Bed and the Sea in Motion. 1. Geology and Sedimentology. - Elsev. Ocean. ser., Amsterdam-Oxford-New York, 1979, 300 pp.

Thiede J., Nielsen O., Perch-Nielsen K., Lithofacies, mineralogy and biostratigraphy of Eocene sediments in northern Denmark (Deep Test).

Tokarski A. Stratigraphy of the salinary Roet of the fore-Sudetic monocline. -"Acta geol.pol.",1965-15,105-129.

Trusheim F. Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. -"Beih.geol.Jahrb.",1971,112,361-376.

Valentin H. Die Grenzeder letzen Vereisung im Nordseeraum, - "Abh.deutsch.geogr.tg.,"Hamburg,1957,30,359-366.

Wagner M. Zmiennosc lithologiczno-petrograficzna i warunki sedementacji utworow najmlodszego trzeciorzedu w zapadlsku srodkowej Odry.-"Geol.sudet.PAN", 1982,17, No.1-2,57-101.

Wood R. The subsidence history of Conoco well 15/30-1, central North Sea. - "Earth and Planet, Sci.Lett.", 1981,54, No 2, 306-312.

Wurster P. Paläegeographic der deutschen Trias und die paläographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. -"Ecl geol.Helv.", Basel, 1968,61,157-166.

Zagwijn W. Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea basin. -"Quater.History of the North Sea", Acta Univ. Uppsala,1979,v.2,31-42.

Zagwijn W. Sea-level changes in the Netherlands during the Fermian. -"Geol.en mijnbouw", 1983,62, No.3,437-450.

Ziegler P. North-Western Europe: Tectonics and basin development. -"Geol.en. mijnbouw", 1978,v.57, No. 4, 589-626.

Ziegler P. Geological Atlas of Western and Central Europe. - Amsterdam: Elsevier (Maatsch: Shell Intern. Petrol.), 1982,130 pp.

Ziegler W. Outline of the Geological History of the North Sea in A.W. Woodland (Ed) "Petroleum and Cont. Shelf of North-West Europe", p.1. Geology, 1975, 165-187.

Znosko I. Geological Atlas of Poland, 1:2000000. - Qeol. Inst. Warszawa, 1968.

http://jurassic.ru/

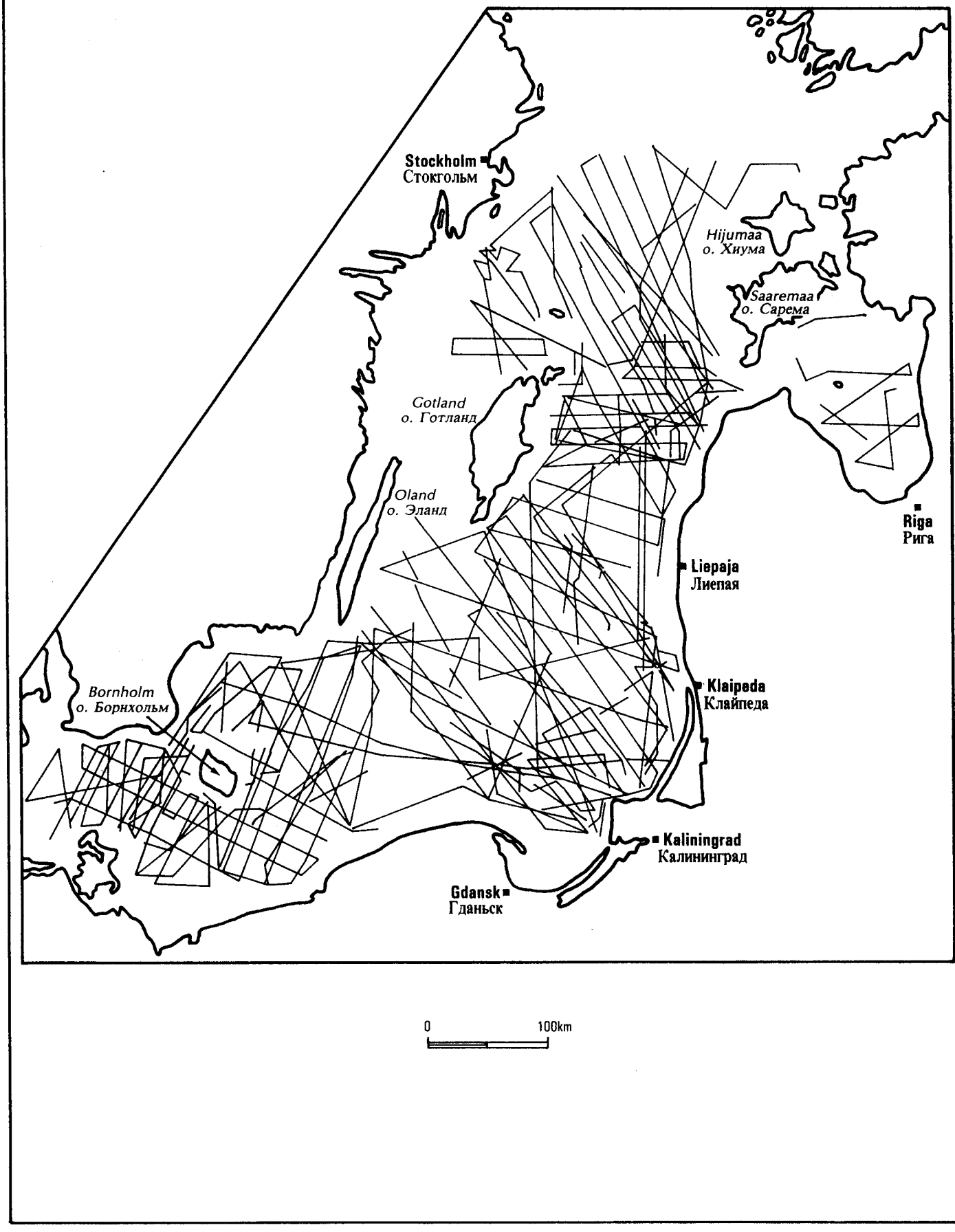


FIGURE 11.1 Scheme of seismic profiles in the Baltic Sea *(Sviridov,1984)*

РИСУНОК 11.1 Схема сейсмических профилей в акватории Балтийского моря *(Свиридов, 1984)*

http://jurassic.ru/

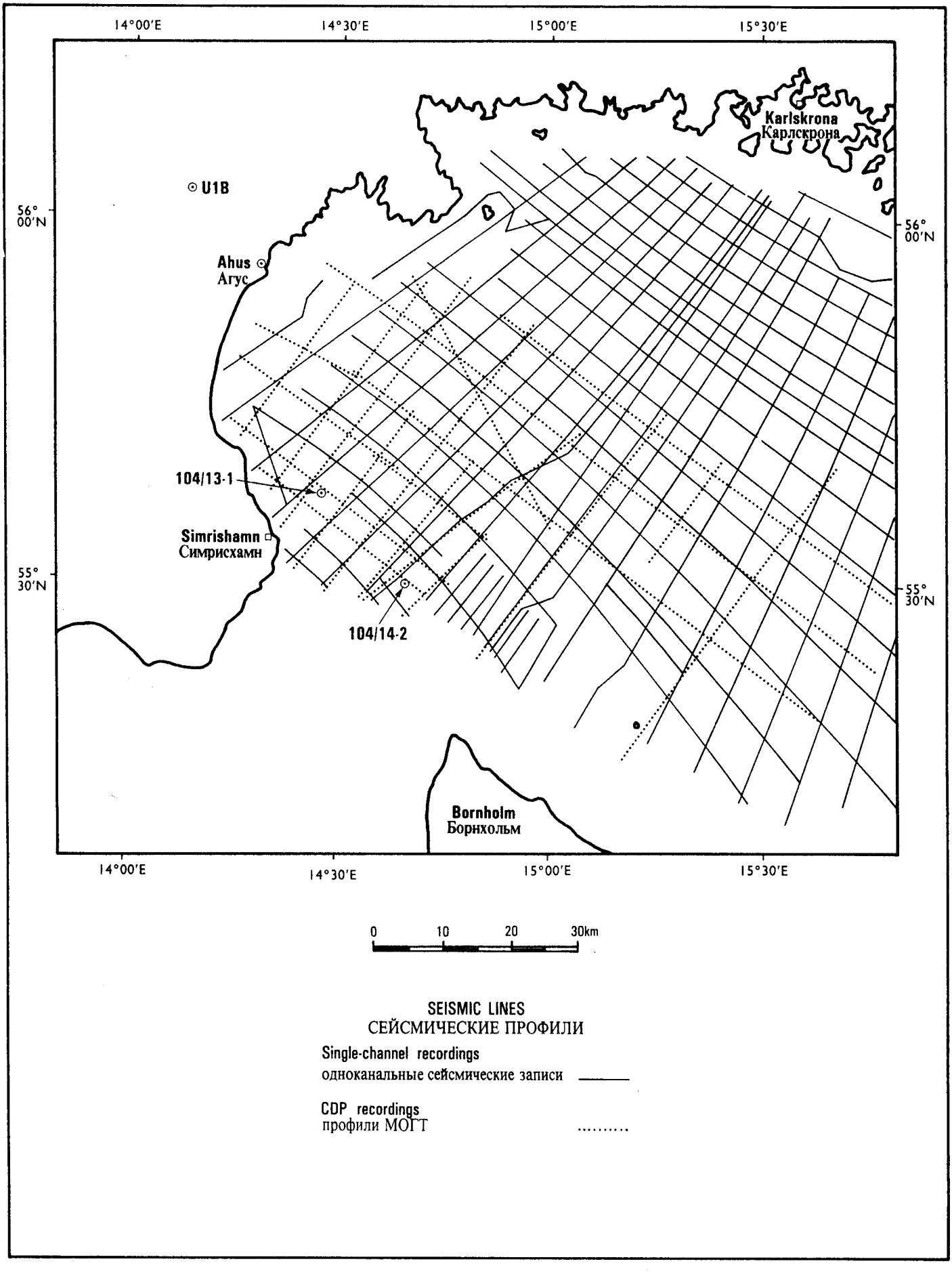


FIGURE 11.2 Seismic Grid in Hanë Bay (Western Baltic) *(Kumpas, 1981)*
РИСУНОК 11.2 Схема сейсмических профилей г заливе Ханё (Западная Балтика) *(Kumpas, 1981)*

http://jurassic.ru/

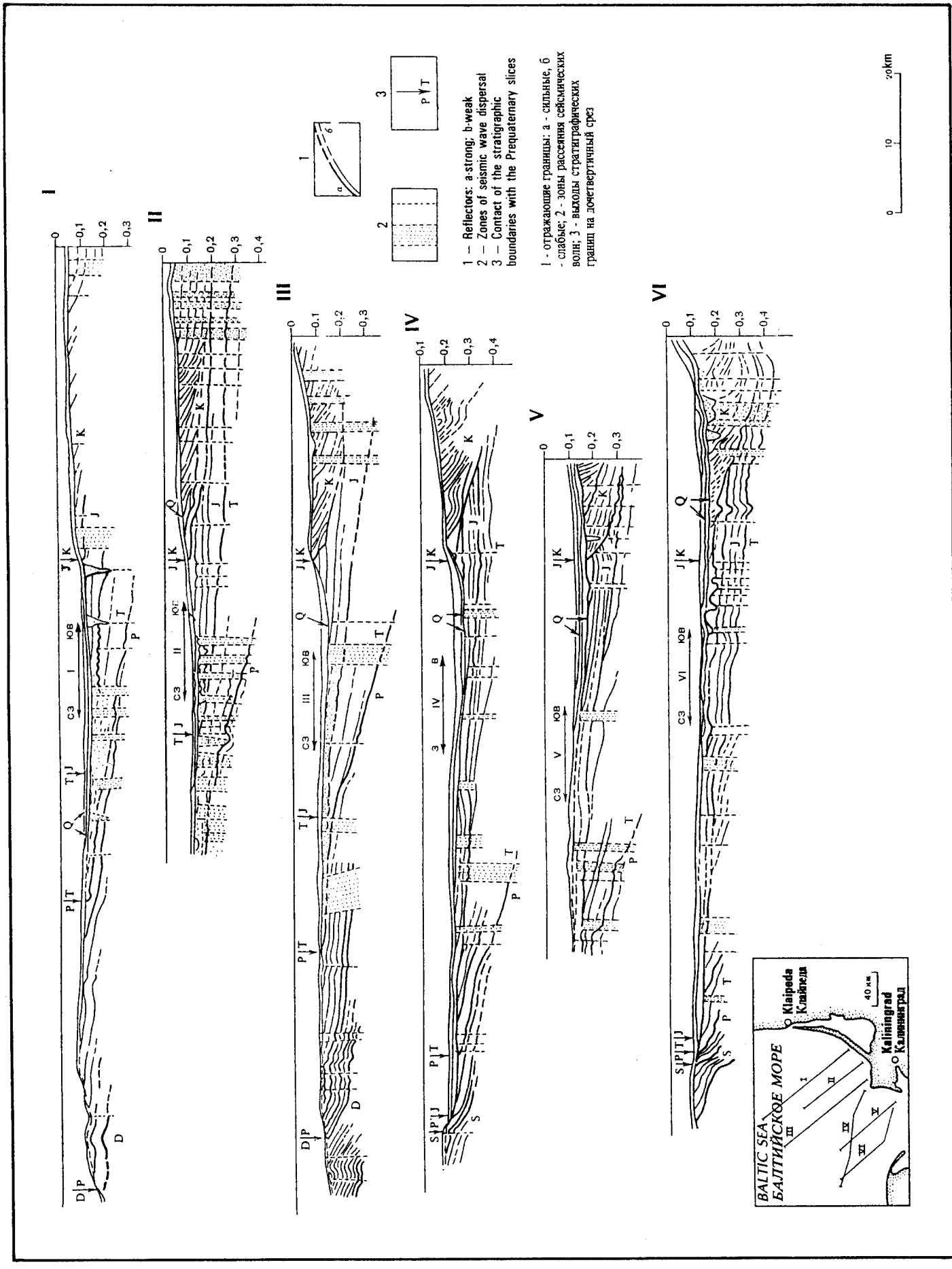
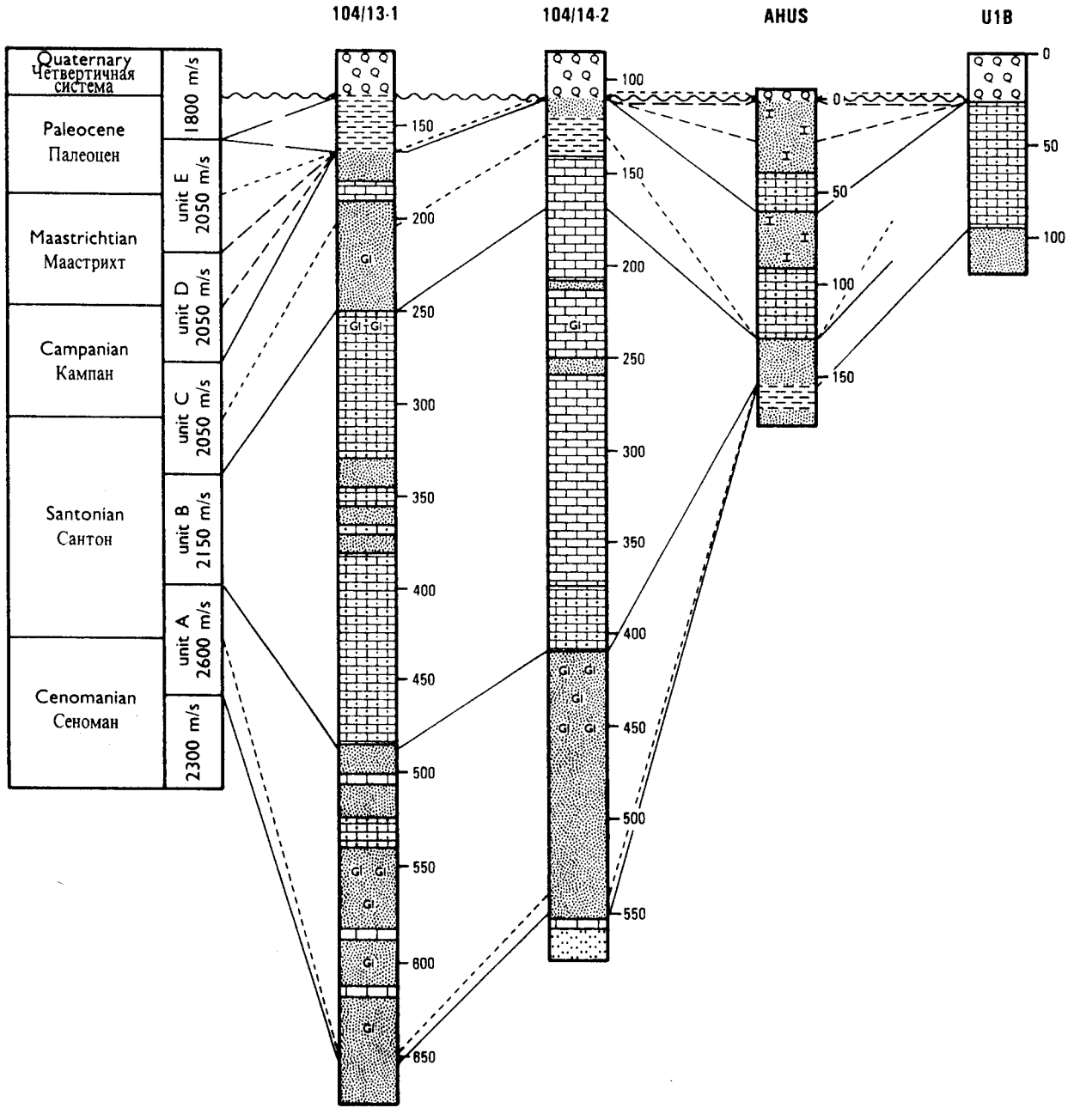


FIGURE 11.3 Schematic seismogeological sections of the upper structural complex across the Baltic Sea *(Sviridov, 1983)*

РИСУНОК 11.3 Схематические сейсмогеологические разрезы верхнего структурного комплекса Балтики *(Свиридов, 1983)*

http://jurassic.ru/



For location of boreholes see Figure 11.2
Положение скважин на рис. 11.2

FIGURE 11.4 The stratigraphy of borehole data in Hanë Bay *(Kumpas, 1981)*
РИСУНОК 11.4 Стратиграфия разрезов скважин в заливе Ханё *(Kumpas 1981)*

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 12

МОРЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В.А. Басов, Г.П. Махотина

Введение

Крайние западные и северо-западные листы, на которые составлялась серия палеогеографических карт, расположены в бассейне Атлантического океана от 36° с.ш. до 63° с.ш. (Фарерские острова). Западная их граница проходит по современному континентальному подножию, либо по дну океанических впадин до магнитной аномалии, отмечающей границу распространения коры соответствующего карте возраста. С востока они граничат с листами отражающими палеогеографические обстановки бассейнов Средиземного, Северного и Норвежского морей.

В пределы листа карты попал почти весь Пиренейский полуостров с его Атлантическим и Бискайским шельфами, пролив Ла-Манш, Кельтское и Ирландское моря, шельфы прилегающие с севера к Ирландии и Великобритании, плато Роколл-Хаттон с разделяющими его от материка глубоководными впадинами. При составлении палеогеографических карт на рассматриваемую территорию использовались опубликованные сейсмические материалы, результаты донного опробования и бурения на шельфах, исследования естественных разрезов на прилегающей суше, а также палеогеографические реконструкции выполненные западно-европейскими геологами. Это прежде всего "Geological Atlas of Western and Central Europe" P. Ziegler (1982), а также его палеогеографические схемы и геолого-тектоническая интерпретация в известной книге под редакцией L. Illing and G. Hobson "Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe" (1981). В трактовке материалов широко использовалась и первая сводка по геологии шельфов северо-западной Европы, составленная D. Naylor and S. Monteney (1975). Для характеристики континентального склона и ложа океана прилегающих к рассматриваемым шельфам, использованы материалы по скважинам бурившимся в рейсах 12-14, 38, 47B, 48, 79, 80, 81 на буровом судне "Гломар Челленджер" и в рейсах 103 и 104 "Джоидес Резолюшн" и отраженные в соотсетствующих томах "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project": Наконец, использовались многочисленные отдельные статьи, освещающие геологию, палеогеографию и палеобиогеографию тех или иных участков шельфа.

Часть главы, посвященная проблемам мезозоя выполнена В.А. Басовым. Автором кайнозойской части является Г.П. Махотина.

I. Геолого-стратиграфическая основа палеогеографических реконструкций

Основные процессы рельефо- и осадкообразования

Процессы рельефо- и осадкообразования контролируются как экзогенными, так и эндогенными процессами. На приатлантических шельфах Западной Европы эндогенные процессы привели к образованию Северо-Атлантической рифтовой системы и Атлантического океана, под воздействием которого в меловом и третичном периодах формировалась пассивная континентальная окраина, происходили движения на шельфах и окружающих поднятиях активизировавшие экзогенные процессы денудации. Последние контролировались также эвстатическими колебаниями уровня моря. В истории развития рельефа шельфов выделяются этапы активного рельефообразования и этапы сглаживания рельефа осадконакоплением. Так, после активного рифтообразования в триасе последовал процесс выполаживания рельефа в тоаре-аалене. За активизацией тектонических движений во второй половине средней юры наблюдалось выравнивавние рельефа к началу берриаса, за неокомскими движениями последовал длительный спокойный период накопления осадков в позднем мелу, приведший к повсеместной сглаженности рельефа и отложению специфических пелагических осадков -- писчего мела.

II. Рельеф дна шельфов

Длительное воздействие процессов рельефо- и осадкообразования, продолжающихся и на неотектоническом этапе развития, привело к формированию современного рельефа шельфов, в котором выделяются прежде всего прибрежные денудационно-аккумулятивные формы и морские аккумуляционные равнины, на которых осадочный чехол маскирует древний рельеф коренного ложа. Бровка шельфа, расположенная на глубине около 200 м обычно представляет собой подводную террасу, за которой начинается континентальный склон -- относительно круто наклоненная поверхность с террасами, ступенями и подводными каньонами. Последние служат основными путями выноса обломочного материала к континентальному подножию. Ступени континентального склона нередко выражены в форме краевых плато представляющих собой погруженные блоки континентальных окраин, перекрытые осадочным чехлом и отделенные от склона заполненным осадками прогибом. На внешней стороне краевых плато возвышаются банки. Таковы плато у северного побережья Пиренейского полуострова с Галисийской банкой, плато к западу от Ирландии с банкой Поркьюпайн, далее к северо-востоку, за разломом Гиббса, выделяется обширное плато Роколл-Хаттон с банкой Роколл и системой поднятий Фарерских островов. Наконец, следует отметить прогибы и троги рассекающие морские аккумуляционные равнины шельфов и бывшие с мезозоя областями быстрого осадконакопления.

http://jurassic.ru/

III. Литолого-стратиграфический очерк

В осадочном разрезе мезозоя практически всех рассматриваемых регионов выделяются три резко различные серии осадков: а) континениальная красноцветная с эвапоритами лагунного происхождения (пермо-триас), б) морская глинистая и глинисто-карбонатная с пачками черных богатых органическим веществом "сланцев" (юра-нижний мел) и в) карбонатная с преобладанием песчего мела (на шельфах) и органогенного ила или уза (ooze) на континентальном склоне и у его подножия (верхний мел).

Триас представлен континентальными и солоноватоводными красноцветными терригенными породами, мелководно-морскими карбонатами, сульфатами и галитом. Этот тип отложений начал формироваться уже в конце перми после непродолжительной цехштейновой морской трансгрессии. Судя по разрезам на окружающей шельфы суше триас представлен всеми тремя отделами.

Нижний триас в классических разрезах сложен континентальными и лагунными красноцветными породами -- конгломератами, песчаниками и сланцами.

Средний триас или Мушелькальк представлен известняками и мергелями с прослоями доломита, гипса, ангидрита и каменной соли в средней части. По представлениям P. Ziegler (1981) эти отложения в пределах рассматриваемой территории были распространены только на Бискайском шельфе, куда трансгрессии проникали из области Западных Пиренеев. Раковинный известняк известен также в бассейне Эдро, а также на атлантической окраине Месеты. Севернее этой области средний триас, по-видимому, замещается континентальными красноцветными породами и трудно отделим от нижележащих отложений.

Верхний триас (кейпер) -- пестроцветные мергели, песчаники, иногда доломиты с солями, гипсом, ангидритом. В верхней части разреза триаса местами выделяются морские глинисто-карбонатные породы обычно называемые "рэтскими сланцами" (например, в Бискайском заливе, Ла-Манше). Морские терригенные породы отмечаются в верхней части нория и в севёрной части Северного моря. Большей же частью на шельфах, особенно в северных частях листа, по сейсмическим данным может быть выделена лишь нерасчлененная пермо-триасовая толща (серия New Red Sandstone) до 3000 м мощности.

Юра залегает на триасе трансгрессивно и представлена большей частью плитчатыми известняками, мергелями, глинами реже песчаниками. В южной части региона на пиренейской окраине, шельфе и палеошельфе Бискайского залива преобладали карбонатные породы в портланде с прослоями сульфатов (аквитанский бассейн). Севернее вплоть до Норвежского моря в нижней юре, начиная с геттангского яруса преобладают морские глины, глинистые известняки и мергели, реже алевролиты темного цвета, в тоарe обычно переходящие в черные битуминозные сланцы и черные мергели. Тоар местами залегает трансгрессивно и отделен стратиграфическим несогласием, как от более древних, так и молодых среднеюрских отложений.

Средняя юра характеризуется преобладанием грубозернистых пород: обломочных оолитовых известняков, песчаников. На севере Северного моря в бате отмечается появление морских глинисто-алевритовых пород с арктическими аммонитами (Callomon, 1975). С келловея начинается новая фаза трансгрессии, с которой связано широкое распространение глинистых отложений вне области развития карбонатной платформы.

Верхняя юра. Это прежде всего известные "оксфордские" и "кимериджские" глины, охватывающие стратиграфический диапазон от среднего оксфорда до нижнего подъяруса волжского яруса. Кимериджские глины в депрессионных участках бассейнов осадконакопления приобретают черный цвет из-за высокого содержания органического вещества. В верхней части разреза обычно выделяются портландские известняки и мергели, переходящие в солоновато-водные лагунно-континентальные фации пурбека. В северных частях листа в Фарерском бассейне верхняя юра представлена темно-коричневыми и черными сланцами мощностью в несколько сотен метров.

Меловые отложения -- наиболее широко распространенные осадочные породы на шельфах приатлантической части Западной Европы. Они, как правило, большой мощности и сглаживают образованный ранее рельеф перекрывая поднятия и заполняя депрессии. Меловые отложения местами непросредственно выстилают дно шельфовых аккумуляционных равнин.

Нижний мел. Четкая граница между юрой и мелом на сейсмических профилях, по-видимому, связана с резким изменением обстановок в середине берриаса. Региональное несогласие отмечается в основании мела севернее шетландского массива. Перерыв и начало новой серии морских осадков в верхнем берриасе-валанжине отмечают новый эвстатический подъем уровня моря продолжавшийся до среднего апта. Отложения этой серии представлены карбонатно-глинистыми породами.

На Галисийской банке отложения нижнего мела до нижнего баррема включительно представлены известняками, слоистыми мергелями и алевролитами. В конце баррема литологический состав пород резко меняется -- появляются градационно-сортированные пачки с осадочными брекчиями, песчаниками и черными аргиллитами. Эти породы характерны и для апта.

http://jurassic.ru/

Выше с перерывом залегают черные глины ("black shales") с прослоями известковистых глин и мергелей альбского возраста. Подобное строение разреза характерно для погруженных континентальных плато и банок. Черные глины апт-альбского возраста распространяются и на прилежащие абиссальные участки океанического дна, где они залегают прямо на океанических базальтах. В крайних северных частях листа карты в Западно-Шетландском бассейне нижний мел представлен переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков, а в Фарерском бассейне преобладали песчаники в верхней части разреза с прослоями алеврито-глинистых пород до 1000 м мощности.

В е р х н и й м е л представлен, как уже указывалось, в основном, писчим мелом и залегает без перерыва на отложениях нижнего мела.

В прибрежных фациях распространены зернистые известняки, замещаемые на больших глубинах глинистыми известняками и мергелями. В трогах типа Поркьюпайн шло, по-видимому, накопление терригенно-карбонатных пород с преобладанием мергелей и писчего мела, достигавших мощности 1000 м. В открытом океане на континентальном склоне и его подножии преобладали фораминиферовые и наннопланктонные илы (ooze), вскрытые, например, скважинами 549, 551 глубоководного бурения у подножия континентального склона на выходе из трога Поркьюпайн. Несколько южнее, у входа в Бискайский залив, скважина 550 вскрыла верхнемеловые турбидиды. В крайних северных частях региона в Западно-Шетландском и Фарерском бассейнах верхний мел представлен однородной алевролито-аргиллитовой толщей с прослоями известняков, писчего мела и песчаников, содержащей микрофауну. В Фарерском бассейне, где возможны также турбидиты, мощность верхнего мела достигает 2000 м. На разделяющем эти два бассейна поднятии Рона распространены только кампан-маастрихтские отложения. Преимущественно терригенный характер верхнемеловых толщ сохраняется и далее на северо-восток на шельфах Норвежского моря. Писчий мел севернее Шетландского массива распространен только в виде тонких прослоев среди известняков и глинисто-алевритовых пород.

П а л е о г е н. В разрезе палеогена северных регионов скважинами глубоководного бурения вскрыты базальты, вулканические туфы, в более южных районах широким распространением пользуются карбонатные отложения с преобладанием писчего мела и глубоководные глины. Неоген преимущественно представлен органогенными пелагическими илами (ooze) (в океаническом бассейне) и терригенными разностями на шельфе.

Палеоцен. Длительный размыв в конце мела -- начале палеогена привел к формированию несогласий, перерывов в осадконакоплении, а на ряде участков к полному уничтожению палеоценовых отложений. Мощности сохранившихся палеоценовых отложений незначительны -- порядка 50 м. На севере (район Фареро-Исландских порогов, западнее их Шетландско-Ирландский шельф) палеоценовые отложения формировались в процессе излияния платобазальтов и дайкового вулканизма. В разрезах плато Роколл-Хаттон эффузивно-кремнистые породы сменяются глинами мощностью 25-30 м.

На площади Бискайского залива палеоцен представлен преимущественно отложениями писчего мела и глубоководными глинами. На континентальном склоне и подножии в это время отлагались кремнисто-терригенные породы с признаками турбидитов. В условиях неглубокого моря и прибрежно-морских равнин шло накопление песков, песчаников, глин, моломощных известняков.

В э о ц е н е, в связи с распространением обширной трансгрессии отмечалось сокращение площадей прибрежно-морских равнин, увеличение шельфовых бассейнов. На площади плато Роколл-Хаттон и юго-западнее от него формируются морские фации, представленные чередованием мела, известковых диатомитов, аргиллитов. Мощность отложений достигает 140 м и более. В трогах Роколл и Поркъюпайн большая часть палеогена (мощностью 2-3 км), представлена отложениями эоценового возраста. В бассейне Ирландского моря толща карбонатных отложений эоцен-олигоцена имеют мощность около 350 м. На площади Бискайского залива на палеоценовых мелах залегают кремнистые мелы эоценового возраста, мощность 100-120 м. На континентальном склоне Пиренейского п-ва разрез эоцена слагают преимущественно алевриты, глины, красные глины. Мощность эоценовых отложений возрастает в южном направлении до 150 м.

В о л и г о ц е н е характер осадконакопления в южных районах практически сохраняется, продолжается накопление кремнистых мелов, мощностью 90-100 м.

В районе плато Роколл-Хаттон отмечается углубление бассейна, в котором, наряду с известняками идет накопление органогенных пелагических илов (ooze) мощностью 30 м и более. На некоторых участках плато Роколл-Хаттои олигоценовые отложения отсутствуют и наноозы миоцена с размывом ложатся на эоценовые породы. В прибрежных частях шельфовых областей в это время идет накопление преимущественно терригенных отложений, наряду с которыми встречаются глауконитовые глины с карбонатными конкрециями.

Н е о г е н. Региональный предмиоценовый размыв привел на многих участках к уничтожению олигоценовых отложений. На континентальном склоне и подножии продолжалось накопление кремнистых илов, мощностью 80-100 м. Во внутренних частях Бискайского залива накапливаются глины, иногда с прослоями песков, мощность которых варьирует от 50 до 170 м. В районе плато Роколл-Хаттон идет накопление известняков, однако доминирующим в процессе осадконакопления становится отложение пелагических органогенных илов, мощность которых достигает 150 м.

http://jurassic.ru/

В разрезах всех шельфовых площадей наблюдается уменьшение доли терригенных отложений и увеличение карбонатных. Мессинская регрессия сопровождалась осушением значительной части шельфов. Широкое распространение получают озерно-аллювиальные пески, глины, алевриты. В разрезах трогов и впадин отмечается смена карбонатного осадконакопления терригенным. На площади плато Роколл-Хаттон продолжается накопление биогенных пелагических илов, мощность которых достигает 250 м и более.

В глубоководных бассейнах южных районов в осадконакоплении явно преобладают биогенные пелагические илы, сменившие нижележащие кремнистые мелы. Мощность биогенных илов колеблется от 100 до 300 м. Во внутренних частях Бискайского залива продолжается накопление глинистых отложений, мощностью более 100 м.

Ранний плиоцен (начало очередного трансгрессивного цикла) ознаменовался увеличением скоростей накопления органогенных пелагических илов в океанических бассейнах и более тонким составом терригенных отложений в прибрежных районах.

IV. Геологическая интерпретация геофизических данных

При составлении палеогеографических карт на атлантические шельфы Западной Европы использовались геологические материалы и палеогеографические карты с интерпретацией геофизических данных, выполненной в основном западноевропейскими геологами.

V. Тектоника.

Консолидировавшийся в конце ранней перми суперконтинент Пангея уже в поздней перми испытывает активизацию проявившуюся на северо- западе Европы в формировании Арктическо-Североатлантической рифтовой системы (Ziegler, 1981). Она проявляла свою активность на протяжении триаса, юры и раннего мела, определяя расположение, скорости и характер осадконакопления основных осадочных бассейнов на шельфах этого региона. Особенно активными были среднеюрские движения на рубеже аалена и байоса (главная среднекиммерийская рифтогенная фаза), которые привели к крупным изменениям в палеогеографии осадочных бассейнов северо-западной Европы (Ziegler, 1981). Эта фаза проявилась в центральной Атлантике растяжением, приведшем к спредингу и началу формирования океанической коры. Из интерпретации геофизических данных вытекает четкое разделение Атлантики, простирающейся к северу от экватора на две геологически отличные части -- Центральную, простирающуюся от возвышенности Сьерра-Леоне до трансформного разлома Гиббса и Северную, включающую пространство от южной кромки плато Роколл-Хаттон до выхода в Северный Ледовитый океан (Земная кора..., 1987). В палеогеографическом плане этот геолого-геофизический раздел отделяет древний океанический бассейн формировавшийся в мезозое начиная со средней юры и молодой, заложившийся на рубеже мела и палеогена. Таким образом, начиная со средней юры геологическая история шельфов Приатлантической части Европы была тесно связана с процессами протекавшими в океаническом бассейне Центральной Атлантики.

Поздняя юра характеризуется широким распространением морского карбонатно-глинистого осадконакопления в связи с эвстатическим поднятием уровня моря и образованием относительно глубоководных (до арагонитового лизоклина) впадин в Атлантике (Патрунов и др., 1984). В конце юры четко проявилась позднекиммерийская фаза тектогенеза, приведшая к общему подъему крупных континентальных блоков, активизации движений по разломам на краях рифтовой системы и несогласному залеганию меловых отложений на юрских. С этой фазой связана вулканическая деятельность в северной части грабена Викинг, в районе Лафотенских островов и др. местах. В конце баррема отмечаются движения на атлантической континентальной окраине, приведшие к опусканиям блоков континентвльной коры, образованию глубоких впадин в которых накапливались осадочные брекчии олистостромового характера, турбидиты (Graciansky et al, 1978, Basov et al., 1979).

Этот процесс, по-видимому, завершился падением уровня моря в среднем апте (проявление австрийской фазы тектогенеза?), за которым последовала новая трансгрессия и стабилизация обстановки осадконакопления с усилением процесса стагнации, приведшем к накоплению черных глин. С концом альба некоторые исследователи связывают начало процесса спрединга в троге Роколл (Roberts et al., 1981). В позднем мелу продолжалось прогрессивное раскрытие Центральной Атлантики и одновременно затухание спрединга в Бискайском заливе и троге Роколл, снижалась рифтогенная активность и в шельфовых бассейнах Северо-Западной Европы (в том числе и в Северном море). После тектонической нестабильности юры и раннего мела поздний мел отличается спокойной тектонической обстановкой с тенденцией к погружению бассейнов и их постепенной компенсации осадками. Усиление тектонических движений, возможно, проявилось на рубеже сантона и кампана: во многих регионах отмечается предкампанский перерыв, на склоне Фарерского бассейна, на поднятии Рона отмечается залегание кампан-маастрихтских отложений на фундаменте.

Новая активизация тектонических процессов связанная с процессами расширения на плато Роколл-Хаттон и в Норвежско-Гренландском бассейне началась в самом конце мела и продолжалась в палеоцене. С ней связано усиление вулканической активности и процесса спрединга севернее зоны разломов Гибса.

Развитие континентальной окраины Западной Европы в палеогене и неогене протекало в сложной

http://jurassic.ru/

тектонической обстановке, определяемой взаимодействием продолжавшегося глобального процесса образования Атлантического океана и эволюцией альпийского тектогенеза. Направленность процесса океанообразования проявилась в последовательности (с юга на север) вовлечения площадей в океанический этап геологического развития, что оказывало воздействие на окраину примыкающего континента. В условиях погружающейся континентальной окраины формировался шельф -- крупнейшая морфоструктура, ограниченная с внешней стороны флексурой или системой сбросов.

В палеоцене особенно активизировались процессы разрывной тектоники. По разломам происходили значительные вертикальные перемещения между шельфом и континентальным подножием, а также отчленение блоков коры континентального типа и отделение их грабенообразными желобами. Отчлененные блоки втягивались в погружение, на их площадях формировались молодые абиссальные комплексы осадков. Обширная площадь на севере региона (провинция Туле) была охвачена интенсивным вулканизмом. Проявления тектонических движений в разной степени дифференцированных по интенствности, имели следствием перерывы в осадконакоплении (на границе мела и палеогена), устанавливаемые в геологических разрезах как в океане, так и на прилежащей суше.

Эоцен ознаменовался такими крупными событиями как пиренейская фаза альпийского тектогенеза (особенно ярко проявившаяся на площади Средиземноморского подвижного пояса) и обширная трансгрессия.

Геологическое развитие в позднем эоцене -- раннем олигоцене шло по пути дальнейшего расширения площади океана за счет погружения предконтинентальных прогибов. Рифтогенез в основном определял тектоническую ситуацию Рейкъянес-Британского региона.

Поздний олигоцен-время повышенной интенсификации тектонических движений как на океанических пространствах, так и прилегающих окраинах материка. Активация восходящих тектонических движений в гребневой зоне Атлантического срединно-океанического хребта, углубление абиссальных котловин, вулканическая деятельность, особенно интенсивная на участках активно живущих широтных зон, разломов, предмиоценовый перерыв в осадконакоплении, прослеживаемый в геологических разрезах практически всех регионов Северной Атлантики -- все это свидетельства тектонической напряженности.

С позднеальпийской тектонической фазой связано образование складчатых структур Пиренеев, Андалузских гор, Большого Атласа (простирающихся дискордатно древним структурам), с формированием которых орогенное обрамление океана приняло современные очертания.

В миоцене происходит общее значительное погружение, приведшее к углублению океанических бассейнов, интенсификации прогибания континентальных окраин.

В плиоцене завершается погружение до современных глубин Гренландско-Исландских и Исландско-Фарерских порогов. Норвежско- Гренландский бассейн вовлекается в систему циркуляции Мирового океана.

VI. Палеогеографические реконструкции

1. Триасовый период

К началу триаса в результате рифтогенеза в Арктическо-Североатлантическом регионе, в основном, сформировалась система грабенообразных прогибов, рассекающих в различных направлениях спаянный каледонской и варисцийской складчатостью обширный континент.

После кратковременной цехштейновой трансгрессии, соединившей по этой системе прогибов арктические моря с Тетисом, наступил длительный период аридного континентального режима осадконакопления. На большей части территории западно-европейских шельфов от побережья Португалии до юго-западного побережья Норвегии триас представлен континентальными и солоновато-водными красноцветами, мелководно-морскими карбонатами с сульфатами и галитом, (карта 12.1а).

При этом область распространения солей ограничена приблизительно широтой север Ирландского массива -- север Ютландии. Севернее в эвапоритовых фациях распространены гипсы -- они известны в верхнем триасе вплоть до островов Клаверинг в Гренландии (Трюмпи, 1964). Можно предполагать поэтому их развитие и в области плато Воринг. Наиболее быстрое осадконакопление идет в грабенах и трогах рифтовой системы -- вдоль Бискайского залива, в бассейнах Вестерн Эпроуч, Кельтского моря, залива Прокьюпайн. Здесь по сейсмическим данным выледяются пермо-триасовые толщи до 2500-3000 м мощности (Ziegler, 1981). В Роколл-Фарерском рифте твердых доказательств пермо-триасового осадконакопления не получено, однако ход его развития в общей системе Северо-Атлантических рифтов позволяет предполагать их присутствие. Пермо-триасовые пестроцветные породы до 1000 м мощности установлены, например, в Западно-Шетландском бассейне у юго-восточного борта Фарерского трога. Что касается самих трогов -- Роколлского и Фарерского, то существует также предположение (Roberts, 1975), что эти бассейны подстилаются океаническими базальтами, сформировавшимися здесь в процессе мезозойского спрединга. В этом случае, естественно, геологическая история данного участка и его палеогеографическая интерпретация должны быть пересмотрены.

http://jurassic.ru/

В конце триаса по атлантической периферии триасовых бассейнов осадконакопления отмечается кратковременная морская трансгрессия: морские "сланцы" и карбонатные породы конца нория (рэта?) отмечаются в Бискайском заливе, Кельтском море, в проливе Ла Манш. П. Циглер (Ziegler, 1982) отмечает проникновение в это время арктической трансгрессии через Норвежско-Гренландский бассейн в грабен Викинг в Северном море. Возможно, что в конце нория существовала прямая связь между арктическими морями и тетисом через Роколл-Фарерский рифт.

2. Юрский период

Наиболее характерная особенность юрского периода, резко контрастирующая с регрессивными тенденциями в триасе, связана с эвстатическими поднятиями уровня моря, открытием постоянных морских связей между арктическими морями и тетисом, гумидизацией климата и повсеместном переходом к карбонатно- глинистому осадконакоплению с образованием в конце юры в относительно глубоководных участках фации черных сланцев.

Нарастание на протяжении ранней юры тектонической активности в северо-американской рифтовой системе вылилось в среднекиммерийскую фазу складчатости в начале средней юры. Ускорились процессы растяжения, Центральная Атлантики вступала в океаническую фазу своего развития. В грабенах окраинной рифтовой системы накапливались осадки дельтовых конусов. Между ааленом и байосом почти во всех регионах прослеживается эрозионная поверхность. Начиная с байоса началось быстрое развитие арктической морской трансгрессии, достигшей Северного моря, а в конце бата -- келловее уже происходил обмен фауной между арктическими и тетическими бассейнами через Роколл-Фарерский рифт и Ирландское море, а также через Северное море и Ла Манш. Доказательство этого -- проникновение теплолюбивых аммонитов рода Kepplerites на Шпицберген на рубеже бата -- келловея.

В районе Галисийской банки и в Аквитанском бассейне в поздней юре образуется карбонатная платформа, выходящая также на шельф Бискайского залива. В период портландской регрессии здесь местами образуются лагунные сульфатные осадки. К северу от Ла Манша до Фарерского трога накапливаются терригенные морские осадки, а в центральных частях трога Поркьюпайн, Роколл-Фарерского рифта, грабена Викинг и далее в грабенах Норвежского моря в конце юры накапливались богатые органическим веществом, нередко радиоактивные относительно глубоководные глины (сланцы). В конце юры проявилась вулканическая активность на севере Шотландии и в северной части грабена Викинг (карта 12.1b).

3. Меловой период

3.1. Ранний мел

Позднекиммерийская фаза тектогенеза в начале мела активно проявилась в Арктическо-Североатлантической рифтовой системе. За ней последовала активизация спрединга в Атлантике между Азорскими островами и зоной разлома Гибса. Процесс спрединга развивался в Бискайском заливе и, по-видимому, в троге Роколл. Все это проявилось в контрастности палеогеографических обстановок на Атлантической окраине Европы. Тектонические движения выразились прежде всего в региональной регрессии в середине берриаса. Следы этой регрессии прослеживаются от Бискайского залива, где отмечен переход от карбонатного осадконакопления к обломочным фациям вельдского типа (Ziegler, 1988), через Кельтское море с солоноватоводными фациями низов неокома, вплоть до Шпицбергена и шельфа Баренцева моря, где установлена предваланжинская кора выветривания (Баренцевская..., 1988). С валанжина до раннего апта происходит поднятие уровня моря, прерванное регрессией в среднем апте вызванной уже австрийской фазой тектогенеза. Валанжинская трансгрессия распространявшаяся в северном направлении привела к миграции теплолюбивых южноевропейских видов фораминифер (таких как Trocholina, Globospirillina, Dorothia и др.) через Норвежское море на шельф Баренцева моря (Басов и др., 1979). В конце баррема ускорились нисходящие движения блоков вдоль Атлантической окраины -- на это указывают осадочные брекчии обрушения на Галисийской банке (скв. 398Д) и резкий переход от шельфовых фаций карбонатной платформы к глинистым фациям батиальной зоны в апте-альбе с почти повсеместным формированием за краем шельфа в условиях выраженной стагнации фации черных "сланцев" (Graciansky et al., 1978; Basov et al., 1979; Басов и др., 1980). В троге Поркьюпайн нижний мел представлен, в основном, глинисто-алевритовыми отложениями с грубо-обломочными фациями конусов выноса и вулканогенными породами. В Фарерском бассейне нижний мел достигает 1000 м мощности и сложен, главным образом, песчаниками, в осевой части, возможно, с турбидитами. На всем протяжении от Вест Эпроуч до трога Роколл отмечается раннеальбская регрессия, связываемая со спредингом в рифте Роколл (Ziegler, 1982). В результате позднеальбской трансгрессии все осадочные бассейны северо-западной Европы не только восстановили свои размеры, но и заметно расширили их (карта 12.2a).

3.2. Поздний мел

В позднем мелу продолжалось раскрытие Северной Атлантики. Основная рифтовая активность сосредоточилась в Лабрадорском море и Баффиновом заливе. Расширение океана и погружение дна за пределами шельфовой зоны привело к образованию пелагических глубоководных фаций с характерными

http://jurassic.ru/

сообществами кремнистых бентосных фораминифер (Krasheninnikov, Pflaumann, 1978) и радиоляриями. Во второй половине позднего мела прекратился спрединг в Бискайском заливе и троге Роколл. В позднем мелу произошел и крупнейший в истории земли эвстатический подъем уровня моря, приведший к расширению площадей эпиконтинентальных морских бассейнов, сокращению поступления обломочного материала и созданию условий для специфического пелагического осадконакопления в глубоких зонах шельфа -- писчего мела. Трансгрессия стимулировала расширение фаунистического обмена между Тетисом и Арктическим бассейном. Максимальное развитие трансгрессии, начавшееся в альбе, приходится на туронское время.

На большей части территории приатланитческих шельфов Западной Европы шло карбонатное осадконакопление. Вокруг крупных массивов суши (Месета, Центральный массив) накапливались зернистые известняки, на более глубоких участках глинистые известняки и мергели. На большей же части открытых шельфовых равнин вплоть до его края шло факопление писчего мела. Например, на дне Кельтского моря писчий мел прослеживается по всему бассейну, перекрывая выступы фундамента. На западношетландском шельфе мергели и известняки в позднемеловое время заполняют погружения блокового рельефа сформированного в раннем мелу (Cashion, 1975 in Ziegler, 1981). За пределами шельфов карбонатное осадконакопление распространялось на область континентального склона и абиссали, где до глубины карбонатной компенсации отлагались фораминиферово-наннопланктонные узы (ooze). Следующий за туронским максимум трансгрессии приходится на поздний кампан -- начало маастрихта. К концу маастрихта происходит обмеление бассейнов. Пространственное замещение карбонатного осадконакопления на преимущественно терригенно-глинистое происходило к северу от Шетландских островов.

4. Палеоген и неоген

При интегральной тенденции к погружению континентальной ограины Западной Европы в кайнозое, осциллирующий характер тектонических движений на протяжении кайнозоя определял особенности внутреннего строения и внешнего облика шельфов, обрамляющих Западноевропейскую континентальную окраину. В зависимости от колебаний высотного уровня водной оболочки происходили изменения в очертаниях береговой линии, конфигурации морских бассейнов, циркуляции поверхностных и придонных вод, смена геохимических и седиментационных режимов. Эволюция климата в течение кайнозоя протекала с тенденцией к похолоданию, что было взывано не только тектонической перестройкой, приведшей к изменениям в соотношении Суша -- Океан, но связано с формированием Антарктического ледникового щита и последующим развитием оледенения в северном полушарии.

4.1. Дат - палеоцен

Конец мела -- начало палеогена ознаменовались регрессивным понижением уровня океана. Северной континентальной окраиной формирующегося Атлантического океана в это время выступал погруженный ныне массив Роколл-Хаттон. Генеральное направление континнтального склона опредаляла зона разломов Гибса, прослеживающаяся через весь Атлантический океан и оказывающая решающее влияние на характер осадконакопления. Южнее этой зоны характер осадконакопления контролировался океаническими процессами. Глубокие бассейны в виде заливов внедрялись севернее зоны разрывных нарушений во впадину Роколл. В палеоцене относительно стабилизировалось положение внешней зоны континентальной окраины юго-западной Европы, внешнешельфовые и предконтинентальные бассейны здесь имели подчиненное значение. На площади Бискайского залива и вдоль западной окраины Пиренейского полуострова господствовали батиальные условия осадконакопления. В глубоководных прогибах (севернее береговой линии Пиренейского п-ва) формировались флишевые толщи. На дне разрастающегося океана широкое распространение получили кремнистые формации. В центральной части Бискайского залива отмечались проявления вулканической деятельности. В палеоцене обширная площадь -- от залива Бискайского до Канарских о-вов -- представляла собой совокупность останцов погруженных блоков альпид, разделенных преимущественно глубоководными бассейнами (Красильщиков, 1981).

Проявления альпийского тектогенеза (ларамийская фаза) сказались на площади нагорья Месеты. На тектонические напряжения оно реагировало как сводовое поднятие, испытывающее разрывные и глыбовые подвижки. Эти движения определили основные особенности рельефа Месеты -- прогибы внутренних ее частей и широтное направление главных хребтов. Месета на протяжении кайнозоя оставалась областью устойчивой денудации. Тектонические подвижки активизировали деятельность денудационных процессов, способствуя увеличению поступления в морские бассейны терригенного материала. В палеоцене континентальные осадки с прилегающих областей сноса перекрыли барьерные рифы вдоль континентальной окраины, а регрессивное понижение уровня океана дало возможность осадкам распространиться в глубокие бассейны и формировать континентальное подножие.

Севернее зоны разломов Гибса до системы Гренландско-Фарерских порогов располагался обширный эпиконтинентальный морской бассейн с островами суши, в пределах которой отлагались мелководные алевриты, глины. На островной суше существовали преимущественно дельтовые обстановки. Однако процессы океанообразования постепенно захватывают и эту территорию. По данным глубоководного бурения (Коссовская и др., 1979) в палеоцене (около 55 млн. л. назад) начинается погружение плато Роколл, что, по-видимому, находилось в связи с возникновением и развитием срединного хребта Рейкъянес.

http://jurassic.ru/

Менялись палеогеографические обстановки и на северо-западе Европы. Отступание моря увеличивало площади областей сноса, медленное поднятие материковых областей Шотландии, Англии, Ирландии сопровождалось усилением денудационных процессов, увеличением поступления в морской бассейн терригенных образований. Происходило сокращение площадей карбонатного накопления.

Анализ геологических и геофизических данных (Геология....., 1978) показывает, что северо-западную Европу и шельф к западу от Британских островов, рассекает серия четко выраженных грабенов. Внедрение в пределы литосферы нагретых мантийных диапиров (Милановский, 1979) привело к активному проявлению в палеогене процессов тафрогенеза, что нашло выражение в заложении системы грабенообразных прогибов, формировании мощных зон разломов, явившихся каналами проведения базальтов. Мощные покровы базальтов были распространены на севере Британских островов, Фарерских отсровах, в Шотландии, Ирландии и областях севернее Фарерско-Исландских порогов. Вся эта колоссальная область распространения лавовых покровов известна как Брито-Арктическая магматическая провинция (провинция Туле).

В центральной Европе доминировало континентальное осадконакопление, за исключением бассейна р. Гаронны и Парижского бассейна, где в раннем палеогене в условиях неглубокого моря и прибрежно-морских обстановок отлагались мелководные пески, песчаники, глины и маломощные известняки.

В дат-палеоцене континентальные массивы (основные источники кластического материала, поступавшего в шельфовые бассейны Западной Европы) представляли собой в различной степени пенепленизированные горные сооружения, окруженные холмистыми и равнинными поверхностями. Климат на протяжении этого временного отрезка менялся от теплого гумидного до тропического и умеренно-гумидного в позднем палеоцене.

4.2. Эоцен

Пиренейская фаза альпийского тектогенеза, интенсивно затронувшая самую западную часть Средиземноморского подвижного пояса, проявилась и на площади Бискайско-Канарского региона, что сказалось в перерывах осадконакопления. В глубоководных областях Бискайского залива накапливались "красные глины". В пределах континентального подножия и на океаническом дне шел процесс накопления кремнистых осадков и глубоководных илов.

Судя по материалам глубоководного бурения (Кеннетт, 1987), в раннем эоцене на плато Роколл еще существовали мелководные условия осадконакопления. Здесь отлагались аргиллиты, глины, карбонатные породы. В конце эоцена "фронт океанизации" вплотную придвинулся к Норвежско-Гренландскому региону, что привело к существенным структурным перестройкам и изменению палеогеографических обстановок. Зона разломов Гибса с этого времени становится трансокеанским разломом. Существенно сокращаются границы Брито-Арктической провинции. Магматическая деятельность концентрируется, главным образом, во внутренних частях провинции. Претерпевает изменения зона Гренландско-Фарерских порогов -- значительные площади на севере и юге ее вовлекаются в погружение с образованием эпиконтинентальных мелководных бассейнов. Поздний эоцен (47 млн. л. назад) ознаменовался обширным региональным погружением (событие рассматривается в связи с процессами рифтогенеза в районе хр. Рейкъянес), в которое были вовлечены плато Роколл и прилежащие участки шельфа. Столь широкое погружение сопровождалось сокращением площадей областей сноса, что привело сначала к замедлению скорости осадконакопления, а затем на некоторый период и к прекращению аккумуяции. Все это нашло отражение в разрезах центральной части впадины Роколл, где глубоководные осадки залегают несогласно на доэоценовых отложениях. Однако в центральной части бассейна Роколл-Хаттон, одновременно с погружением продолжалась аккумуляция осадков. В соответствии с этим только в центральной части бассейна развиты наиболее мощные и полные толщи верхне-эоценовых осадков, а в направлении к краевым частям бассейна древние осадки срезаются несогласием. Литологически отложения представлены известняками и карбонатными илами. На восточной окраине, совпадающей с краем континентального шельфа, увеличивается процент грубозернистых пород, таких как песчаники и алевролиты (карта 12.3а).

Эоценовая трансгрессия носила глобальный характер. Она охватила значительные площади Британских островов, Англо-Парижский бассейн. Восстановилась связь Северного моря с Атлантикой, существенно увеличились площади шельфовых бассейнов. На западном побережье Британских островов, Центральной Европы осадко-накопление в это время носило ярко выраженный терригенный характер -- формировались кварцево-глауконитовые пески, глинистые песчаники, алевриты. На юго-востоке побережья Англии и северо-западе Германии в эоценовом море отлагались мощные толщи (до 300-500 м) тонких глин и алевролитов. Основные источники кластического материала -- горные сооружения Шотландии, Ирландии, массивы и нагорья Центральной Европы -- в значительной мере в эоцене были пенепленизированы.

Обилие органического вещества и реакционно способного коллоидального гумуса в мелководно-прибрежных осадках эоцена Северной Атлантики, а также красноцветная кора выветривания свидетельствуют скорее всего о влажном и теплом климате в течение большей части эоцена (Тимофеев и др., 1980). В позднем эоцене наметилась тенденция к аридизации климата.

http://jurassic.ru/

4.3. Поздний олгиоцен-ранний миоцен

Временной рубеж -- поздний олигоцен -- ранний миоцен -- знаменует начало новейшего тектонического этапа в геологическом развитии Земли, характеризующегося повышенной интенсификацией тектонических движений как на материках, так и на океанических пространствах (карта 12.3b).

В связи с активизацией Средиземноморского пояса в позднем олигоцене находятся такие явления как региональный предмиоценовый перерыв в осадконакоплении, прослеживаемый в геологических разрезах практически всех регионов Северной Атлантики и интенсивная магматическая деятельность в Бискайско-Канарском регионе. Бискайский район отличался высокой тектонической активностью. Интенсивные дифференцированные тектонические движения обусловили здесь формирование областей поднятий и погружений субширотного простирания -- генерального направления "альпийско-средиземноморского" типа развития. На участках поднтяий осадконакопление шло с большими перерывами, на участках опусканий накапливались более мощные толщи осадков преимущественно карбонатных пород и органогенных илов. На площади Бискайско-Канарского региона стабилизировалось положение континентального склона, увеличилась его крутизна и изрезанность каньонами.

Восходящие тектонические движения в гребневой части Северо-Атлантического хребта привели к углублению абиссальных осадочных бассейнов, что сказалось на характере осадконакопления -- кремнисто-вулканогенные формации сменяются на преимущественно карбонатные. Тектонические движения и контролируемая ими морфология океанического дна во многом определяли особенности седиментогенеза.

Общей тенденцией геологического развития региона Рекъянес-Роколл было углубление бассейнов осадконакопления. В разрезах скважин, пробуренных на площади плато Роколл, терригенно-вулканогенные образования вверх по разрезу замещаются комплексами карбонатных пород.

Преимущественно карбонатное осадконакопление было характерно и для шельфовых областей, хотя в прибрежных частях значительную долю в седиментогенезе составляла терригенная составляющая. Севернее плато Роколл, на западном побережье Британских островов, Центральной Европы заметно сократились площади шельфовых морей, в их пределах шло накопление глауконитовых глин с карбонатными конкрециями, песков. На значительных площадях существовали аллювиальные, дельтовые, прибрежно-морские обстановки. Связь между Северным морем и Атлантикой в олигоцене не была постоянной. Тектонические движения в пределах прилежащей суши привели к возрождению пенепленизированных сооружений Шотландии, Англии, Ирландии, Центральной Европы, подняв их на более высокий уровень, а также к образованию и оформлению складчатых структур Пиренеев. С этого времени орогенное обрамление Атлантического океана принимает современные очертания, оставаясь устойчивыми областями сноса терригенного материала.

На протяжении олигоцена-раннего миоцена климат был умеренный, умеренно-теплый.

4.4 Средний миоцен

Геологическое развитие континентальной окраины Западной Европы в среднем миоцене определялось тенденцией к погружению, что сопровождалось углублением океанических бассейнов, интенсивным прогибанием континентальной окраины, увеличением площадей шельфовых морей, активным наступлением трансгрессии в бассейны Западной Европы.

Претерпевает изменения система Гренландско-Фарерских порогов, длительное время выполнявшая роль природного барьера, определявшего автономность тектонического развития Норвежско-Гренландского бассейна и Северной Атлантики.

История сухопутных мостов между Европой и Гренландей изучена недостаточно полно. Существуют многочисленные публикации советских и зарубежных ученых, выводы которых неоднозначны и порой противоречивы. Так, на основании анализа биологических данных ряд исследователей (Линдберг, 1969; Ахметьев, Гладенков, 1978 и др.) высказали мнение о существовании гипотетического хребта Туле вплоть до конца миоцена. Проанализировав материал об организмах планктона вод Норвежского моря, М.Г. Петрушевская (1979) высказала соображение о более раннем нарушении прямой связи между Европой и Гренландией. По-видимому в среднем миоцене началось разрушение системы Гренландско-Фарерских порогов и постепенное их погружение под уровень моря, что продолжалось и в последующие этапы развития региона. С "прорывом" зоны порогов Норвежско-Гренландский бассейн включился в систему циркуляции Мирового океана. Воды из Норвежско-Гренландского бассейна стали проникать в Северную Атлантику, что привело к формированию северо-атлантических глубинных вод. Усилившаяся придонная циркуляция способствовала проникновению тропической планктонной фауны в умеренные широты. Однако обедненный состав фауны радиолярий по сравнению с тропическим в районе возвышенности Роколл, позволяет предполагать (Тимофеев и др., 1980), что Северная Атлантики гидрологически была более обособлена от низких широт, чем ныне, вероятно из-за того что большая часть теплых экваториальных вод в те времена проходила на запад через Карибский бассейн в Тихий океан. О существовании связи Северной Атлантики с Тихим океаном можно судить, основываясь на указании Л.С Берга (1936 г.) о проникновении бореальных тихоокеанских элементов

http://jurassic.ru/

фауны через Арктику в Норвежское море и северную часть Атлантического океана.

Характерной чертой рассматриваемого седиментационного цикла на площади океана в это время было выравнивание обстановок осадконакопления с формированием карбонатов и биогенных илов. Широкому распространению карбонатных отложений способствовало понижение границы уровня карбонатной компенсации (карта 12.4a).

В осадконакоплении внешних областей шельфовых бассейнов заметно уменьшилась роль кластического материала, поступление которого в основном концентрировалось во внутренних частях шельфа. В понижениях прилежащей материковой суши формировались прибрежно-морские фации. Во внутренних областях Лондонского бассейна и нагорья Месеты широкое развитие получили континентальные озерно-аллювиальные и дельтовые обстановки. Важнейшими источниками обломочного материала по-прежнему оставались горные и холмистые области, обрамляющие шельф.

Климат в среднем миоцене был в основном гумидный, умеренно-теплый, а в южных районах субтропический.

4.5. Поздний миоцен -- ранний плиоцен

Позднемиоценовый-раннеплиоценовый этап развития континентальной окраины Западной Европы ознаменовался крупной мессинской регрессией.

На океанических пространствах и прилежащей суше в позднемиоцен-раннеплиоценовое время существовала напряженная тектоническая обстановка. О мобильности тектонических проявлений на площади океана свидетельствуют активная вулканическая деятельность, повышенная сейсмичность в зонах разломов и на островных дугах, а также значительные деформации на площадях абиссальных равнин. Дифференцированные тектонические движения вели к расчленению шельфа и континентального склона, к усложнению рельефа этих морфоструктурных зон.

Тектонические движения на площади океана контролировали ход седиментационных процессов. На дне океана шло накопление биогенных пелагических илов, мелов иногда переслаивающихся с алевритами. Океанологическая эволюция глубинных вод на протяжении рассматриваемого временного отрезка была направлена по пути установления системы циркуляции близкой к современной (Кеннетт, 1987).

Эвстатическое понижение уровня океана привело к сокращению площадей шельфовых пространств. В связи с активизацией денудационных процессов на площади горных сооружений и окружающих их холмистых равнин, увеличивались скорости транспортировки и количество переносимых продуктов разрушения, что вело к заметному увеличению доли терригенной составляющей в седиментогенезе шельфовых областей.

На обширных равнинных пространствах Британских островов, Западной Европы существовали озерные и аллювиальные бассейны, в пределах которых отлагались пески, алевриты, глины. Котловины, расположенные на нагорье Месеты были заняты озерами, в которых шло накопление песчано-глинистых осадков. В конце рассматриваемого временного интервала в прибрежной полосе Британских островов, Франции, Пиренейского полуострова началось отложение морских осадков, что знаменовало наступление очередного трансгрессивного цикла (карта 12.4b).

В позднем миоцене климат был теплый и влажный. Однако возникновение (около 5 млн. л. назад) шельфовых ледников Антарктики, получивших непосредственный контакт с океаном, связанное с этим охлаждение поверхностных антарктических вод, приведшее к усилению циркуляции глубинных меридиональных потоков, не могло не сказаться на климате северного полушария. И в раннем плиоцене природные процессы уже протекали на фоне похолодания и аридизации климата.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Баренцевская шельфовая плита. Тр. ВНИИОкеангеология. т. 196, Недра. Л., 1988. с.264.

Басов В.А., Василевская Н.Д., Короткевич В.Д., Корчинская М.В., Павлов В.В., Соколов А.Р., Шульгина Н.И. Палеобиогеография мезозоя баренцевоморского шельфа. В кн. Верхний палеозой и мезозой островов и побережья Арктических морей СССР. Л., 1979. с.73-109 (НИИГА).

Басов В.А., Патрунов Д.К., Кабаньков В.Я. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеообстановки поздней юры и раннего мела Северной Атлантики. В кн.: Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л. 1980. с.8-28 (НИИГА).

Геология континентального шельфа северо-западной Европы. М., Недра, 1978. 329с.

Земная кора Центральной Атлантики. В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Ред. И.С. Грамберг, П.А. Строев МГК АН СССР. М., 1987, с.132.

Кеннетт Джеймс П. Морская геология. т. 2. М. "Мир", 1987, 384с.

Коссовская А.Г., Тимофеев П.П., Шутов В.Д. Основные типы пород и история происхождения Норвежской котловины и западной части Лофотенской котловины. В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе НИС "Гломар Челленджер" М., Наука, 1979. с.102-109.

Красильщиков А.А., Тектоника. В кн.: Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. Л., Недра. 1981. с.146-152.

Милановский Е.Е. Проблемы происхождения и тектонического развития территории Исландии и прилегающих областей Северной Атлантики. В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология и тектоника. М., Наука, 1979, с.197-204.

Мурдмаа И.О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение. В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М. Недра, 1979, с.7-31.

Патрунов Д.К., Басов В.А., Круглов С.С. Общность фаций и историко-геологических событий поздней юры -- раннего мела Центральной Атлантики и Карпат. В кн. Геология Мирового океана. Доклады 27-го Межд. геолог. конгресса. т.6, ч.1. Наука, М., 1984. с.154-163.

Петрушевская М.Г. Палеобиогеография Норвежско-Гренландского бассейна. В кн.: История микропланктона Норвежского моря. Л., Наука, 1979, с.158-168.

Тимофеев П.П., Ренгартен Н.В., Еремеев В.В. К истории мезозойско-кайнозойского осадконакопления и геологическое развитие С.В. части Атлантического океана. В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология Океана. Л., Недра, 1980. с.9-13.

Трюмпи Р. Триас Восточной Гренландии. Геология Арктики. Мир. М., 1964. с.150-157.

Basov V.A., Lopatin B.G., Gramberg I.S., Danyushevskaya A.I., Kaban'kov V.Ya., Lazurkin V.M., Patrunov D.K. Lower Cretaceous lithostratigraphy near Galicia Bank. Initial Repts of the Deep Sea Drilling Project, v.47, pt.2, US Govern. Print. Office, Wash. 1979, p.683-717.

Callomon J. Jurassic ammonites from the northern North Sea. Norsk. Geol. Tidsskriff., v.55, N4, p.373-396.

Graciansky P.C. de et al. Reconstitution de l'evolution des milieux de sedimentation sur la marge continentale iberique au Crétacé: le flanc sud du haut-fond de Vigo et le forage DSDP IPOD 398. Problemes concernant la surface de composition des carbonates. Bull.Soc.geol. France, 1978 (7), t.20, N4, p.389-400.

Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. Cretaceous agglutinated Foraminifera of the Atlantic ocean of West Africa (Leg 41, DSDP). Initial Repts of the Deep Sea Drilling Project, v.41, US Govern.Print. Office, Wash. 1978, p.565-580.

Naylor D., Monteney S. Geology of the North-West European continental shelf v.1, London 1975.

Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe
Ed: Illing L.V. and Hobson G.D., London, 1981.

Roberts D.G., Masson D.G., Miles P.R. Age and structure of the southern Rockall Trough: new evidence. Earth and Planet Sci. Lett. v.52 1981, p.115-128.

http://jurassic.ru/

Roberts D.G. Marine geology of the Rockall Plateau and Trough.
Philos. Trans. Royal Soc. London, Ser. A278, 1975, p.447-509.

Ziegler P. Evolution of Sedimentary Basins in North-West Europe.
In: Illing L., Hobson G. Eds. Petroleum Geology of the continental shelf of North-West Europe, 1981, p.3-42.

Ziegler P. Geological Atlas of Western and Central Europe. 1982 p.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 13

МОРЯ НОРВЕЖСКОЕ, БАРЕНЦЕВО И КАРСКОЕ

МЕЗОЗОЙ

З.З. Ронкина, Т.М. Пчелина,
Я.И. Полькин, В.А. Басов

Для Баренцево-Карского региона рамками карт являются -- на севере внешний край подножия континентального склона; на востоке -- 102° в.д.; на западе -- 6° в.д. Южная граница проведена так, чтобы охватить самую северную часть Евразиатского материка для привязки материалов по шельфу к более многочисленным данным на суше. Норвежское море ограничено координатами 0° -- 16° в.д. и 62°-70° с.ш.

Карты составлены на основании изучения разрезов скважин на суше, островах и шельфе. Использованы разрезы естественных выходов на островах, а также единичные донные пробы. Учтены результаты обработки морских геофизических материалов и обобщающие их литолого-стратиграфические и палеогеографические представления изложенные в монографии "Баренцевская шельфовая плита" (1988). Палеогеографические реконструкции шельфа северо-восточной части Норвежского и юго-запада Баренцева морей основаны на опубликованных геологических материалах (сейсмические данные и бурение скважин).

I. Геолого-стратиграфическая основа палеогеографических реконструкций мезозойского этапа.

1. Основные процессы рельефо- и осадконакопления в мезозое

Основной особенностью процессов рельефо- и осадкообразования региона в мезозойскую эпоху является тесная их взаимосвязь с историей его геологического развития. В раннем триасе Уральская область испытала эпигеосинклинальный, а Таймыро-Североземельская -- эпиплатформенный орогенез, который сопровождался формированием горного рельефа. Осадконакопление осуществлялось в основном в пределах Баренцева моря и в рифтогенных грабенах южной части Карского моря.

В позднем триасе и ранней юре горный рельеф Урала и Таймыро-Североземельской областей сменился холмистым, местами низкогорным рельефом. Одновременно областью сноса становится архипелаг Новая Земля. Осадконакопление происходило в основном в Баренцевом море, где накапливались огромные мощности морских терригенных отложений. Шельф Карского моря представлял собой равнину, в северной части которой происходило накопление маломощных континентальных отложений, а в южной -- морских и прибрежно-морских.

В юре и мелу Баренцево и Корское моря представляли собой осадочные бассейны накопления морских терригенных отложений.

2. Рельеф дна шельфов

В рельефе дна Западно-Арктического шельфа выделяются 3 области, соответствующие погруженным ныне ниже уровня моря участкам: Западно-Сибирской и Печорской внутриматериковых плит и Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты. Западно-Арктический шельф является широчайшим шельфом мира и достигает в ширину с юга на север 1500 км.

Шельф Печорской внутриматериковой плиты характеризуется значительной выровненностью при глубинах от 0 до 125 м. Выделяются Южно-Новоземельский желоб с глубинами до 200 м и Северо-Канинское, Гусиное поднятия с плоскими вершинами (50-75 м), разделенные Гусиным прогибом (до 250 м).

Шельф Западно-Сибирской внутриматериковой плиты близ п-овов Ямал и Гыдан отличается исключительной выровненностью на огромных пространствах при глубинах 0-30 и до 50 м и при уклонах дна менее 1 м на 1 км. Западнее выделяется Южно-Карский массив с весьма расчлененным рельефом, где отметки подводных водоразделов расположены на глубинах 40-50 м, а отметки тальвегов затопленных палеодолин достигают 150-200 м. Складчатые сооружения Новой Земли и Пай-Хоя обрамлены Восточно-Новоземельским и Байдарацким прогибами, где глубины достигают 400-450 и 200 м.

На шельфе Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты выделяется система впадин и желобов Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба, протягивающаяся с юго-запада через Южно- и Северо-Баренцевскую впадины на северо-восток к впадине Уединения. Глубины достигают 300-350 м, а отметки тальвегов палеодолин - 450 м. Разделяющие впадины мегапрогиба относительные поднятия (Персея, Центрально-Баренцевское и др.) и седловины (Западно-Кольская, Лудловская и др.) обладают довольно расчлененным рельефом при глубинах 100-200 м.

Северный край шельфа, примыкающий к континентальному склону Евразийского океанического суббассейна, совпадает с поясом окраинно-шельфовых поднятий (архипелаг Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, о-ва Визе и Ушакова). Последний рассечен глубокими (до 500-750 м) субокеаническими грабен-желобами Стуре, Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина, расположенными ортогонально

http://jurassic.ru/

континентальному склону. Западный край шельфа, примыкающий к континентальному склону Норвежско-Гренландского океанического суббассейна, также рассечен субокеаническими желобами Медвежинским, Нордкапским и Зюйдкапским с глубинами до 600 м.

Северо-Норвежский шельф

В отличие от Западно-Арктического шельфа, Норвежский шельф обрамляет не щиты и внутриматериковые плиты, а складчатую систему каледонид Западной Скандинавии. Видимо, поэтому его ширина колеблется от 50 км к северо-западу от п-ова Варангер до 250 км в районе Хальтен-банка. Во внешней части шельфа расположены банки Фугле, Рест, Траена и Хальтен с отметками вершин на глубинах 200-250 м. Они расечены глубокими (до 300-400 и даже 500 м) желобами, которые продолжаются в пределах крупнейших фиордов, где глубины могут достигать и более значительных величин (до 700-800 м). Континентальный склон Норвежского шельфа довольно крут и имеет сбросовое происхождение; к западу от него расположено глубоко погруженное (до 1300 м) плато Воринг, являющееся опущенным в кайнозое по сбросам участком шельфа.

II.. Литолого-стратиграфический очерк

1. Триасовая система

Триасовые отложения распространены на всем Баренцевском шельфе и практически на всех островах. Они входят в состав платформенного чехла и представлены терригенной толщей. Формирование осадков связано с гумидным и аридным климатом. Триасовые отложения, как правило, залегают с размывом на различных горизонтах верхней перми, на северо-востоке (Земля Франца-Иосифа) -- на верхнекаменноугольных известняках. На Новой Земле размыв не установлен. Наибольшая мощность отложений (4200 м) установлена на архцпелаге Земля Франца-Иосифа.

По условиям седиментации различаются отложения -- северной части Баренцевского шельфа, представленные в основном морскими фациями, с богатой и разнообразной фауной и морской флорой и южной -- с распространением континентальных и лагунных осадков. Наибольшие различия относятся к ранне- и среднетриасовым отложениям. В южной части шельфа среди них широко распространены красноцветные и пестроцветные образования.

Наиболее значительные воздымания Баренцевского региона происходят на рубеже среднего и позднего триаса с одновременным изменением климатических условий на основной части шельфа, и в конце ранненорийского времени.

На юго-западе Баренцевского шельфа в Хаммерфестском бассейне бурением вскрыта триасовая толща мощностью около 1700 м (Worsley et al., 1988).

Нижний триас

Нижнетриасовые отложения вскрыты скважинами в северной и южной частях Баренцевского региона (Баренцевская шельфовая плита, 1988), изучены в естественных обнажениях на архипелаге Новая Земля (Устрицкий, 1981; Черкесов и др., 1982). Мощность отложений колеблется в широких пределах: на Шпицбергене -- от 16 м до 630 м, на о.Медвежий -- 22 м, на архипелаге Земля Франца-Иосифа (Преображенская и др., 1985) неполная мощность (верхнеоленекские отложения не известны) составляет 685 м, на архипелаге Новая Земля видимая мощность 750-900 м. В юго-западной части Баренцевского шельфа установлен максимальный объем нижнетриасовых осадков (больше 1600 м), на юге и в юго-восточной части он составляет 384-585 м.

В северной части региона доминируют глинистые и глинисто-алевритовые, в меньшей степени алевритовые отложения, содержащие аммоноидеи и двустворки, характерные для индского и оленекского ярусов. В южной части региона значительную роль, особенно в нижней части разреза, играют полимиктовые песчаники и песчано-алевритовые породы и, кроме того, здесь широко распространены красноцветные и пестроцветные образования. Двустворки и редкие фораминиферы обнаружены в юго-западной части шельфа. Для юга Баренцевского шельфа и Новой Земли характерны остатки наземных рептилий и конхостраки.

В Хаммерфестском бассейне нижнетриасовые отложения объединены в свиты *Havert* (индский ярус; мощность 105-150 м) и *Klappmys* (оленекский ярус; 457-561 м). Разрез представлен морскими аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

На шельфе Карского моря отложения нижнего триаса установлены в пределах Южно-Карской синеклизы, где выполняют ряд грабенообразных прогибов. Они представлены, судя по данным геофизических исследований, вулканогенно-терригенными образованиями мощностью до 3 км. Более широко распространены отложения нижнего триаса, установленные бурением и в естественных обнажениях на Таймыре, Енисей-Хатангском прогибе и северо-западе Сибирской платформы, где они представлены вулканогенными и терригенно-вулканогенными образованиями мощностью более 1 км.

http://jurassic.ru/

Средний триас

Среднетриасовые отложения на Баренцевском шельфе изучены в тех же разрезах, что и нижнетриасовые, кроме Новой Земли, где они не обнаружены. На о.Медвежий среднетриасовые осадки были размыты, очевидно, в конце ладинского века. Максимальная мощность (больше 1932 м) установлена на Земле Франца-Иосифа; на Шпицбергене она не превышает 215 м, в южной части Баренцевского региона -- 400 м. В среднем триасе, как и в раннем, для северной части региона типичны морские осадки с обильными и разнообразными аммоноидеями и двустворками, позволяющими выделить анизийский и ладинский ярусы. В южной части региона они представляют единую толщу. Северо-западная часть (Шпицерген и прилегающие острова) четко выделяется широким распространением фасфатоносных глинистых и глинисто-алевритовых, обычно, карбонатных образований, обогащенных органическим веществом. На Земле Франца-Иосифа, в его восточной части, резко возрастает роль песчаников и алевролитов полимиктового и полевошпатово-кварцевого состава. В южной части Баренцевского шельфа толща характеризуется широким распространением глинистых и глинисто-алевритовых пестроцветных и зеленоцветных образований. Единичные фораминиферы и морская фауна из усоногих ракообразных в зеленоцветах обнаружена в юго-западной части Баренцевского региона. Одновременно на этой площади, по сравнению с более восточными районами, резко возрастает значение сероцветных отложений. На юго-востоке региона пестроцветные отложения переходят в зеленоцветные, появляются морские двустворки.

В Хаммерфестском бассейне в свиту Kobbe (168-283 м) выделены морские отложения анизийского яруса представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

На шельфе Карского моря отложения среднего триаса — установлены бурением в пределах Енисей-Хатангского прогиба, а сейсмическими исследованиями в Южно-Карской синеклизе, северной части Западно-Сибирской плиты и северо-западной части шельфа Карского моря. Они представлены вероятно континентальными терригенными отложениями мощностью более 300 м.

Верхний триас

Верхнетриасовые отложения на Баренцевском шельфе изучены в тех же разрезах, что и среднетриасовые. Кроме того, они практически слагают остров Надежды (Пчелина, 1980). Максимальная мощность (1585 м) сохраняется на Земле Франца-Иосифа. Большая мощность (около 1 км) установлена на юго-востоке Баренцевского региона (восточная часть Печорского моря). На остальной площади она колеблется в пределах 200-535 м. В позднем триасе происходит обмеления бассейна. Наиболее морские условия периодически сохраняются в северной части региона, где в отложениях встречены карнийские и ранненорийские аммоноидеи и двустворки. В южной части шельфа морские карнийские (?) двустворки обнаружены в переотложенных карбонатных конкрециях на западном побережье архипелага Новая Земля и единичные фораминиферы в морских скважинах. Практически для всей площади Баренцевского региона характерны сероцветные отложения: алевритовые, глинистые и песчаные -- полимиктового и полевошпатово-кварцевого состава.

В Хаммерфестском бассейне нерасчлененные отложения ладинского яруса среднего триаса -- норийского яруса верхнего триаса объединены в свиту Snadd (940-1400 м). Свита сложена серыми аргиллитами вверх по разрезу переходящими в чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями известняков; в верхней части разреза отмечаются тонкие линзы угля, вблизи кровли -- красно-коричневые аргиллиты. Свита Fruholmen (норийский ярус верхнего триаса -- байосский ярус средней юры; 198-221 м) сложена морскими серыми и темно-серыми аргиллитами (низы разреза), прибрежно-морскими и континентальными песчаниками и аргиллитами с углями.

На шельфе Карского моря отложения карнийского яруса верхнего триаса установлены бурением в пределах Енисей-Хатангского прогиба, где они представлены глинистыми осадками мелкого моря мощностью 300-380 м. Однако, по данным сейсмических исследований, более широкое распространение имеют аллювиально-озерные континентальные и прибрежно-морские терригенные осадки не установленной мощности, которые соответственно охватывают Северо-Карскую и Южно-Карскую синеклизы, север Западно-Сибирской плиты.

Отложения норийского яруса верхнего триаса также установлены бурением в центральной части Енисей-Хатангского прогиба. Они представлены аллювиально-морскими ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями и линзами угля общей мощностью 440-480 м. Эти отложения, возможно, также охватывают Южно-Карскую синеклизу и северную часть Западно-Сибирской плиты. Однако, более широкое распространение имеют алювиально-озерные отложения не установленной мощности, особенно в пределах Северо-Карской синеклизы.

Данные по триасу шельфа Норвежского моря крайне ограничены. На сейсмических профилях отбивается кровля триасовых отложений только в южной части шельфа в бассейнах, тяготеющих к Скандинавскому материку (бассейн Хельгеланд, до хребта Нордланд включительно). В бассейне Воринг на сейсмических разрезах фиксируется только кровля средней или верхней юры (Эльдхольм, Майр, 1984).
По данным бурения на Хальтенбанке, локально вскрыты верхи триасовой серии представленные песчаниками с тонкими прослоями аргиллитов. Есть указание (Dalland et al., 1988), что карний и норий представлены здесь

http://jurassic.ru/

красноцветными породами, вскрытыми в скважинах к западу от Хальтенбанкен и залегающими на каледонском фундаменте (Woien et al., 1984).

2. Юрская система

Юрские отложения под покровом более молодых образований, реже на поверхности распространены повсеместно на Баренцевско-Карском и Норвежском шельфах и на большинстве островов. Формирование юрских осадков связано с платформенным режимом. Осадки характеризуются терригенным составом и принадлежат гумидному типу литогенеза.

Взаимоотношение юрских отложений с подстилающими триасовыми различно для отдельных частей региона. Четкий размыв фиксируется на северо-западе Баренцево-Карского шельфа, на юге размыв был не везде и незначительный, на северо-востоке и на Норвежском шельфе он и вовсе не установлен.

Мощность юры в наболее погруженных частях Баренцевского шельфа немного превышает 1 км, а в большинстве известных разрезов обоих шельфов она менее 1 км, причем основную часть юры составляют образования ранней и средней эпох.

На Норвежском шельфе наиболее разработана стратиграфия на поднятии Хальтенбанка, где бурилось большое количество скважин (Dalland et al., 1988).

Нижняя юра

Нижнеюрские отложения вскрыты скважинами в южной части Баренцевского шельфа, в Печороморском регионе (о.Колгуев и шельф Печорского моря), а также встречены в естественных разрезах на севере Баренцевского шельфа (архипелаг Шпицберген, о-ва Шпицбергенского шельфа, архипелаг Земля Франца-Иосифа). На архипелагах Земля Франца-Иосифа и Земля Короля Карла нижнеюрские отложения вместе с верхнетриасовыми составляют единую толщу (Баренцевская.... 1988). Хотя, возможно, эта толща на Земле Короля Карла относится к нижней юре (Пчелина, 1980).

По-видимому, на севере Карского шельфа нижнеюрские и верхи позднетриасовых отложений также представлены одной толщей. Мощность ранней юры на севере около 200 м, в Печороморском регионе (вместе со средней юрой) до 130 м. Наибольшая мощность до 500 м на юге Баренцевского шельфа. Повсеместно в составе отложений преобладают алеврито-песчаные преимущественно кварцевые породы. Они содержат линзы углей, гальку и гравий в основном кварца, а также кварцитов и кремнистых образований, особенно обильных в разрезах южной части Баренцевского шельфа.

Для юго-западной части Баренцевского шельфа стратиграфическая схема юры и мела была разработана, норвежскими геологами для бассейнов Тромсе и Хаммерфест (Dalland et al., 1988). Переход к отложениям триаса здесь постепенный. Нижне-среднеюрские отложения, отвечающие группе Realgrunnen подразделяются на три свиты: Tubaten (рэт -- синемюр), Nordmela (синемюр-тоар) и Sto (тоар — самые низы бата) суммарной мощностью около 490 м. Представлены эти отложения песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углей в нижней юре и конгломератами с фосфоритами в нижней-средней юре.

Морская фауна (моллюски) установлена на архипелаге Шпицберген (геттанг-тоар), отдельные находки мелких, скорее всего геттангских двустворок имеются на севере Южно-Баренцевской впадины.

Плинсбах -- тоарские фораминиферы обнаружены на севере Баренцевского шельфа, редкие фораминиферы раннелейасового облика найдены и в южных разрезах Баренцевского шельфа. На шельфе Норвежского моря нижнеюрские отложения залегают на триасе без признаков перерыва. В нижней их части выделяются толщи песчаников с пачками аргиллитов и алевролитов, содержащие пласты углей, в верхней части с пачками алевролитов и аргиллитов морского генезиса. Мощность этих отложений достигает 650 м, возраст рэт-плинсбахский. Выше залегают аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников мощностью до 160 м. морского генезиса. Возраст их плинсбах-тоарский. Пространственно они могут замещатся кварцевыми песчаниками дельтового происхождения (Dalland et al., 1988).

Средняя юра

Среднеюрские отложения (без келловея) встречены в тех же разрезах, причем в некоторых (архипелаг Шпицберген, Печороморский регион) они составляют с ранеюрскими единую толщу. Наибольшая мощность средней юры установлена в южной части Баренцевского шельфа (в пределах 500-550 м). В подавляющем большинстве разрезов эти отложения сложены в основном алеврито-песчаными преимущественно кварцевыми породами с галькой и гравием кварца, кварцитов, кремней, иногда с линзами углей. Характерно увеличение роли алеврито-глинистых пород, содержащих фораминиферы. Последние позволяют в южной части Баренцевского шельфа выделять отложения от аалена до бата, причем комплекс батских фораминифер имеет повсеместное распространение. В батских отложениях часто встречаются фосфаты.

http://jurassic.ru/

На архипелаге Земля Франца-Иосифа среднеюрские отложения в естественных разрезах около 50 м сложены глинами и содержат разнообразные моллюски.

Батские моллюски в большом количестве обнаружены в конкрециях на архипелаге Новая Земля (на месте размытых и ныне не существующих толщ).

На Норвежском шельфе в средней юре выделяются две толщи песчаников — в нижней (свита Ile тоар-аален) и в средней (свита Garn байос -- низы бата) частях разреза разделенные толщей аргиллитов с прослоями песчаников (свита Not аален -- байос) и перекрытые (частично замещенные) толщей аргиллитов с пластами алевролитов и известняков (свита Melke байос -- келловей). Общая мощность средней юры достигает 300 м.

На Лофотенских островах (о.Андея) в грабенах по сбросам, зажатые в гранитном фундаменте, под четвертичными отложениями обнаружены юрско-меловые породы, общей мощностью не менее 510 м. Залегающие в основании разреза (более 50 м) грубозернистые песчаники с прослоями углей, горючих сланцев и огнеупорных глин по растительным остаткам отнесены к средней юре.

Средняя-верхняя юра

Этот этап охватывает отложения от келловейского до волжского ярусов. Он отвечает времени установления по всему арктическому региону устойчивого морского режима, что нашло отражение как в составе пород, так и биоты. Повсеместно подавляющим типом становятся алеврито-глинистые осадки, обогащенные пиритом с очень богатыми и разнообразными комплексами фауны и микрофауны, позволяющими выделять все ярусы.

В мелководных частях бассейна отлагались песчано-алевритовые разности с глауконитом, лептохлоритами, фосфатами, пиритом (Палеогеогр. сев. СССР, 1983). Характерно широкое распространение в относительно глубоководных частях бассейна конца поздней юры черных глин, обогащенных органическим веществом (Геологическое строение..., 1984; Грамберг, Ронкина, 1988). Мощность отложений изменчива: от 115 м в Печороморском регионе до 200-350 м в наиболее погруженных частях Баренцевского шельфа. Карбонатные конкреции с разнообразной фауной этого возрастного диапазона установлены на архипелаге Новая Земля и в небольшом количестве на архипелаге Северная Земля.

В бассейне Тромсе отложения верхней юры (группа Teistengrunnen) представлены двумя свитами Fuglen и Hekkingen, разделенных размывом, который приходится на часть оксфорда. Возраст этих отложений от келловея иногда до берриаса, мощность около 400 м. Вероятны перерывы в основании и в кровле верхней юры. Верхнеюрские отложения представлены в основном аргиллитами, окрашенными в цвета от коричневато-черных до темно-зеленых. Среди этих пород отмечаются тонкие прослои известняков, доломитов, алевролитов и песчаников. Нижняя часть свиты Hekkingen характеризуется глинистыми породами с высокими значениями гаммаактивности. По всему разрезу много пирита, глауконита.

На Норвежском шельфе верхнеюрские отложения представлены коричневато-серыми и темно-серыми аргиллитами, алевролитами и черными "сланцами". Это свита Spekk оксфорд-берриасского возраста отличающаяся также повышенной радиоактивностью.

На Лофотенских островах (о.Андея) верхнеюрские отложения представлены песчаниками с прослоями углей; содержат фауну головоногих и двустворчатых моллюсков.

3. Меловая система.

Меловые отложения очень широко развиты в Баренцево-Карском регионе и на Норвежском шельфе. Они вскрыты скважинами и выходят на дневную поверхность практически на всех островах. Комплексная интерпретация результатов геофизических съемок и бурения позволяет установить значительную мощность (более 3,5 км) этих образований.

Меловые осадки накапливались в платформенных условиях. Подавляющая часть их принадлежит гумидному терригенному типу литогенеза. Но имело место также органогенно-обломочное, хемогенно-биогенное и в большей мере вулканогенное осадконакопление.

Тектоно-палеогеографическая история мелового периода характеризуется целым рядом особенностей. Конец юрского начало мелового периода знаменуется усилением тектонической активности. Это проявляется в интенсивном росте структур, приводившим к многочисленным размывам. Такая активность, наверное, продолжалась до валанжина, так как почти повсеместно устанавливается залегание валанжинских осадков на различных горионтах берриаса и юры. А в некоторых разрезах (южный борт Южно-Баренцевской впадины) обнаружена кора выветриваня. Имел место, вероятно проявившийся локально, и предбарремский размыв.

Во второй половине раннего мела проявляется вулканическая деятельность в позднем мелу получило развитие хемогенно-биогенное осадконакопление. При этом отмечаются различия в условиях седиментации,

http://jurassic.ru/

мощности и составе отложений для Баренцевского и Карского шельфов.

Нижний мел

На Баренцевском шельфе раннемеловые отложения почти везде кроме северо-восточной его части (архипеиаг Земля Франца-Иосифа) представлены терригенными образованиями, которые формировались в основоном в морских условиях, что подтверждается богатыми и разнообразными комплексами макрофауны и фораминифер. Последние позволяют устанавливать присутствие всех ярусов раннего мела от берриаса до альба. Разрез имеет четкое трехчленное строение. Нижняя часть его (берриас — самые низы апта) характеризуется преимущественно алеврито-глинистым составом. В средней части (апт -- часть альба) возрастает роль алеврито-песчаных пород. Вторая половина альба вновь знаменуется доминирующей ролью алеврито-глинистых разностей. Здесь мощность нижнемеловых отложений составляет 650-2300 м. Конкреции с раннемеловыми моллюсками встречены на архипелагах Новая Земля и Северная Земля.

В Печороморском регионе мощность раннего мела резко сокращается (440-190 м). Разрез приобретает двучленное строение, нижняя, неокомская, часть которого имеет морской генезис. Это преимущественно алеврито-глинистые отложения с макрофауной и фораминиферами, позволяющими выделять валанжин-готеривские и барремские отложения. Верхняя часть разреза, отвечающая апт-альбскому времени, сложена преимущественно алеврито-песчаными разностями с линзами углей. Эти отложения формировались в лагунно-континентальных условиях.

Раннемеловые отложения архипелага Земля Франца-Иосифа также имеют двухчленное строение. Нижняя, берриас — ранневаланжинская часть их, мощностью до 150 м, представлена глинисто-алеврито-песчаными породами с богатыми и разнообразными комплексами моллюсков и фораминифер. Верхняя, верхневаланжин-альбская толща, мощностью около 600 м, формровалась уже в континентальных условиях. Причем наибольшую их часть (более 540 м) составляют осадочно-эффузивные образования с прослоями углей, флорой и редкими солоноватоводными моллюсками.

Раннемеловые образования Южно-Карского шельфа (о.Белый, о.Свердруп) характеризуются преимущественно лагунными и лагунно-континентальными алеврито-песчаными отложениями с углями. Морские алеврито-глинистые породы с остатками моллюсков и фораминифер установлены только в основании нижнего мела (берриас -- низы готерива) и в нижнем альбе. На островах северной части Карского моря также обнажаются алеврито-песчаные породы с линзами углей.

В бассейне Тромсе нижний мел представлен преимущественно глинистыми отложенями, залегающими с размывом на различных горизонтах берриаса и верхней юры (Dalland et al., 1988). Они отвечают группе Nordvestbanken, в составе которой выделяются три свиты: Knurr (берриас -- нижний баррем) мощностью до 255 м, Kolje (нижний баррем-апт) мощностью до 437 м и Kolmule (апт -- средний сеноман) мощностью до 945 м. По всему разрезу отмечаются среди глинистых пород редкие прослои песчаников, известняков и доломитов, обилие пирита и глауконита.

На Норвежском шельфе отложения валанжинского яруса или верхов берриаса ложатся с размывом на более древние берриасские и волжские. В нижней части разреза нижнего мела здесь выделяется неокомская толща мергелей мощностью до 23,5 м, перекрываемая и частично замещаемая мощной (до 685 м) толщей серых, зеленовато-серых (свита Lange), в отдельных интервалах (баррем - апт) красновато-коричневых аргиллитов с редкими прослоями карбонатных пород и песчаников. Возраст этой толщи определяется от верхов берриаса до турона (Dalland et al., 1988). На о.Андея (Лофотенские острова) песчаные породы, наверное, все принадлежащие верхней юре, перекрываются глинистой толщей с неокомскими головоногими моллюсками. Мощность этой толщи 125 м.

Верхний мел

На Баренцевском шельфе позднемеловые отложения присутствуют фрагментарно. На о.Гофман (Земля Франца-Иосифа) известны песчаные отложения мощностью 35м с моллюсками. На о.Колгуев, п-ве Канин имеются разрозненные выходы глауконитовых алеврито-песчаных пород с фосфоритами, содержащие многочисленную фауну, позволяющую относить эти отложения к коньякскому, сантонскому и низам кампанского ярусов. Среди этих отложений встречаются органогенно-обломочные породы. Мощность мела до 100 м. Конкреции с фауной и флорой позднего мела иногда встречаются на юге архипелага Новая Земля.

В Южно-Баренцевской впадине в одной из скважин встречены песчано-глинисто-алевритовые породы с глауконитом и фораминиферами, дающими основание относить эти отложения к сантону и кампан-маастрихту. Возможно имеются частично и коньякские отложения. Мощность этих образований около 200 м.

Самый полный разрез верхнего мела вскрыт скважинами на о.Белом, о.Свердруп и на Южно-Карском шельфе. Мощность этих образований до 1,5 км.

В основании разреза залегают еще континентальные и лагунно-континентальные преимущественно алеврито-песчаные толщи сеноманского возраста. Начиная с турона, все отложения имеют морской генезис,

http://jurassic.ru/

что подтверждается многочисленными находками микрофауны, обилием пирита, широким развитием глауконитовых и лептохлоритовых пород, прослоями глинистых пород, обогащенных кремнеземом. Последние приурочены к верхам сантонских и низам кампанских образований. По составу фораминифер устанавливаются все ярусы от турона до маастрихта.

Верхний мел в бассейне Тромсе — представлен зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями известняков сеноман-маастрихтского возраста (свита Kveite до 1200 м), к юго-востоку замещаемыми известковыми песчаниками и глауконитовыми алеврито-глинистыми породами преимущественно кампанского возраста (свита Kviting до 31 м мощности).

На Норвежском шельфе, помимо верхней части уже описанной свиты Lange, в состав верхнего отдела меловой системы входит сходная по составу толща (до 920 м) серых и зеленовато-серых аргиллитов с прослоями песчаников и известняков (группа Шетланд) турон — маастрихтского возраста (Dalland et al., 1988).

III. Геологическая интерпретация геофизических данных

Ввиду отсутствия или недостаточного количества пробуренных в акваториях скважин, одним из наиболее эффективных методов восстановления палеогеографических условий осадконакопления представляется сейсмостратиграфический анализ многоканального профилирования МОВ ОГТ. Поэтому в пределах Баренцева и Карского морей осуществлены многочисленные сейсмические исследования МОВ, МОВ ОГТ, КМПВ и ГСЗ.

По сети региональных сейсмических профилей были прослежены целый ряд отражающих горизонтов. Стратиграфическая привязка этих горизонтов уточнялась данными бурения или путем экстраполяции с естественными разрезами островов и материков. Так были выделены отражающие горизонты по подошве и кровле осадочных отложений триаса, а также горизонтов, отождествляемых с кровлей верхнеюрских, сеноманских отложений и др. В то же время анализ особенностей сейсмозаписей позволяет выявить сейсмофации с регулярными или хаотическими записями, отражающими соответственно морские или континентальные палеогеографические обстановки.

IV. Тектоника

Баренцево-Карская окраинно-континентальная плита охватывает Баренцево море и северную часть Карского. Южная часть Карского моря входит в Западно-Сибирскую эпигерцинскую плиту. Складчатый фундамент Баренцево-Карской плиты гетерогенный преимущественно докембрийской консолидации. В осадочном чехле выделяются верхний или плитный комплекс юрско-мелового возраста и нижний, доплитный, объединяющий все более древние образования (Баренцевская шельфовая плита, 1988). Терригенная пермско-триасовая толща венчает доплитный комплекс. Триасовые терригенные отложения представлены платформенными комплексами, мощность которых в прогибах и впадинах превышает 3 км. Тектонические движения триасового времени неразрывно связаны с позднепалеозойскими и, по существу, несмотря на формальную принадлежность их к киммерийскому тектоническому циклу, являются завершающей стадией герцинского тектогенеза. Плитный юрско-меловой комплекс киммерийского этапа характеризуется однородностью тектонических условий на основной площади региона, сравнительно вялым проявлением тектонических движений и относительной активностью северной окраины.

Характерной особенностью Баренцево-Карской плиты является общее северо-северо-восточное простирание структур осадочного чехла. Среди них резко выделяются Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб, Центрально-Баренцевское и Адмиралтейское поднятия и др.

Западно-Сибирская плита в пределах рассматриваемого региона охватывает арктические области Западно-Сибирской низменности, включая Гыданский и Ямальский полуострова, а также южные районы шельфа Карского моря. Складчатый фундамент ее преимущественно добайкальский, а по западной окраине -- раннекиммерийский и герцинский.

В осадочном чехле плиты выделяется нижний (доплитный) доюрский (возможно досреднетриасовый) комплекс, образованный терригенными осадочными и вулканогенно-осадочными породами верхнего палеозоя-триаса мощностью 4-6 км, и верхний (плитный) комплекс-терригенными осадочными породами юрско-мелового возраста мощностью 6-7 км.

В структуре осадочного чехла плиты на шельфе выделяется Южно-Карская синеклиза, а на материке -- Средне-Ямальская седловина, Пур-Гыданская синеклиза и др.

Норвежская окраинно-континентальная плита, охватывающая одноименный шельф, имеет складчатый фундамент каледонской консолидации. Седиментация здесь началась с каменноугольного периода, хотя данные по позднепалеозойским отложениям крайне скудны и предположительны. В мезозойском осадочном чехле можно выделить три крупных комплекса, разделенных несогласиями: а) триасово-раннеюрский (включая аален) с отложениями лагунно-континентального и мелководно-морского происхождения, заполнивших впадины ранее образованного рельефа, б) среднеюрско (начиная с байоса) -- позднемеловой, начало которого связано со

http://jurassic.ru/

среднекиммерийской фазой тектогенеза, и образованный морскими преимущественно глинистыми отложениями мощностью до 3-7 км, в) палеоген-неогеновый с алеврито-глинистыми отложениями до 1,5 км мощности, плащеобразно перекрывающих ранее образованный рельеф. Это позволяет различать в строении Норвежской континентальной окраины доплитные комплексы (а, б) и плитный синокеанический комплекс, образовавшийся в период активного разрастания океанического дна.

В структуре чехла на бровке шельфа фиксируется пологое валообразное поднятие — Западно-Норвежский окраинно-шельфовый мегавал, а в тылу — Норвежский окраинно-шельфовый прогиб, замыкающийся на севере близ Лофотенских о-вов. Он выполнен неогеновым комплексом и наложен на внутришельфовый Норвежский прогиб, сложенный триасово-меловыми отложениями общей мощностью более 7 км.

За кромкой окраинно-континентальной плиты выделяется предконтинентальный прогиб Воринг и одноименное краевое плато. По сейсмическим данным, приведенным О.Эльдхольмом и А.Майром (1984), в прогибе четко выделяются осадочные комплексы, начиная со средней юры, общей мощностью до 5 км. Ниже по всей вероятности залегает более древний верхнепалеозойско-триасовый карбонатно-эвапоритовый комплекс до 2-4 км, перекрывающий базифицированный каледонский или более древний докембрийский фундамент (Копылова, Красильщиков, 1984). Краевое плато, отделенное от прогиба "эскарпом плато Воринг" маркирует границу между континентальной и океанической корой.

V. Палеогеографические реконструкции

1. Триас

В течение триасового периода на Баренцевском шельфе терригенное осадконакопление развивалось в обширном седиментационном бассейне; в ранне- и среднетриасовую эпохи -- в условиях жаркого аридного климата, кроме архипелага Земля Франца-Иосифа, находившегося в области жаркого гумидного климата. В позднетриасовую эпоху гумидный климат господствовал практически на всей территории. В раннем и среднем триасе в северной части региона устойчиво сохранялась морская седиментация. По данным сейсмических исследований предполагается, что и в центральной части Баренцевского шельфа одновозрастные осадки накапливались в морском бассейне (Баренцевская..., 1988). В южных районах осадконакопление шло преимущественно в лагунных, лагунно-континентальных и континентальных условиях.

Начало раннего триаса в северной части Баренцевского региона ознаменовалось обширной трансгрессией, которая в индском веке после перерыва в осадконакоплении в конце палеозоя которая распространилась на этот регион. В оленекском веке трансгрессия усиливается, происходит углубление морского бассейна. Район Шпицбергенского архипелага в индском веке и на протяжении всего раннего-среднего триаса представлял собой широкий медленно погружающийся на восток палеошельф с характерным для него органическим миром и аутигенным минералообразованием и с несколько повышенной соленостью вод (Пчелина, 1985). Морской режим усиливался в направлении на восток и юг к району о.Медвежий, и к северу от Фестнингсодденского прогиба, расположенного на западе о.Зап.Шпицберген вблизи крупной Западно-Шпицбергенской палеосуши. В районе этого прогиба и граничащего с ним на юге Сёркаппского поднятия в индский век формировались наиболее грубые осадки: главным образом слабоглинистые, обычно карбонатные алевриты, иногда плохо отсортированные кварцевые пески, на палеоподнятиях с гальками и валунами кварца и кварцитовидных песчаников, с редкими прослоями гравия. Глины с прослоями хемогенных доломитов типичны только для начального этапа индской трансгрессии. Здесь характерны пелециподовые ракушняки и песчаные известняки.

В восточных районах Шпицбергена формируются в основном глинистые и алеврито-глинистые осадки в индском веке с пластами алевритов, мощность которых сокращается в восточном направлении. Характерны конкреционные образования доломитов. Центральная часть Эджинского поднятия с выступом позднепермских пород в индском веке являлась областью денудации. В оленекском веке здесь аккумулируются глинистые осадки. В этой зоне палеошельфа в индском веке постепенно сокращается количество аммоноидей и особенно двустворок, на востоке они практически исчезают, встречаются только остатки рыб, местами появляются кремневые губки.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа, вероятно, в течение всего триасового осадконакопления находился в области палеопрогиба, в который шел интенсивный снос обломочного материала с Северо-Восточной суши. Здесь типичны высокие скорости седиментации. В раннем триасе в прогибе формировались в основном темные глины, часто тонкослоистые -- с тончайшими слойками светлых алевритов, иногда с прослоями глинисто-известковистых илов. В конце века изредка отлагались маломощные прослои сильнослюдистых полимиктовых песков. Здесь обитали рыбы, редкие двустворки и фораминиферы (Преображенская и др., 1985). Между Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа предполагается сравнительно глубоководное море, связанное с Северным глубоководным бассейном, сообщавшимся с Тихим океаном. Это море, скорее всего, распространялось и южнее островов Надежды и Медвежьего.

В южной части Баренцевского шельфа в индском веке к открытой части моря ближе других находилась его юго-западная площадь, где периодически формировались морские осадки. Предполагается, что интенсивное накопление осадков продолжалось в течение индского века с некоторым ослаблением — в оленекском веке.

http://jurassic.ru/

Исходя из циклического строения разреза, состава отложений и распределения палеонтологических остатков, можно допустить, что осадконакопление на этой площади началось под влиянием индской трансгрессии, широко распространившейся на севере Баренцевского региона. К западу от этой площади в хаммерфестском бассейне седиментация раннетриасовых сероцветных осадков шла в условиях открытого моря (начальные этапы индской и оленекской трансгрессий) и прибрежно-морских фаций (Worsley et al., 1988; Mork et al., 1988). На Колгуевской площади и в Тимано-Печорском регионе (Калантар и др., 1988; Ронкина и др., 1985) в раннем триасе осуществлялось типично озерно-аллювиальное осадконакопление. На этой площади резко возрастает роль красноцветов. На западе архипелага Новая Земля континентальное осадконакопление периодически сменялось лагунным с формированием красноцветных мергелей, которые нередко выходили в зону эрозии и служили материалом для обломочных образований.

По представлениям Woien и др. (1984) в Норвежском море непрерывные пермо-триасовые осадки компенсируют образовавшиеся по сбросам бассейны и представлены краевыми морскими и континентальными фациями.

В раннетриасовую эпоху северная часть шельфа Карского моря и Урало-Новоземельская суша представляли собой озерно-аллювиальную равнину, которая западнее, уже в Баренцевом море, сменялась аллювиально-морской равниной. Неглубокое море, вероятно, распространялось вдоль северной окраины шельфа и островов архипелага Северной Земли. Таймыро-Североземельская суша представляла собой область сноса с горным рельефом на Северном Таймыре и холмистым -- на Северной Земле.

Юго-Запад Таймыра и Северо-Запад Сибирской суши были аккумулятивными равнинами, в пределах которых осуществлялись интенсивные проявления вулканизма, начавшиеся еще в конце перми и сопровождавшиеся накоплением лав основного состава и их туфов мощностью более 1 км. В западной части Таймырской низменности отмечается преимущественное накопление пестроцветных туфогенно-терригенных пород с остатками филлопод, листьев кордантов мощностью 700-1000 м.

Южная часть шельфа Карского моря, видимо, имела равнинный или холмистый рельеф, в пределах которого, по данным сейсмических исследований, устанавливается ряд рифтогенных грабенов, расположенных в основании разреза осадочного чехла. Они имеют субмеридиональное простирание и за пределы Северного порога не распространяются. Судя по геофизическим данным, эти грабены выполнены вулканогенно-терригенными породами верхнепермского-раннетриасового возраста мощностью от 1 до 3,5 км и повсеместно перекрыты осадочными породами среднего и верхнего триаса.

Раннеанизийское время в северной части Баренцевского региона ознаменовалось самой обширной трансгрессией с максимальными, в триасовый период, глубинами моря. К этому времени раннетриасовые палеовпадины заполнились осадками, тектоническая активность региона стабилизировалась, седиментация в анизийском веке проходила обычно с пониженным по сравнению с раннетриасовой эпохой поступлением терригенного материала.

На Шпицбергене сохранялась фациальная зональность, унаследованная с оленекского века. На этой площади, особенно на востоке, анизийский век -- время максимального фосфатонакопления, которое связано с планктонными синезелеными водорослями. Содержание органического вещества в отдельных мощных пластах черных фосфатоносных глин достигает 11,3%. Фосфатоносность на Шпицбергене связывается с апвеллингом глубинных вод. Анизийское море заселяли рыбы, ихтиозавры, аммоноидеи, пелециподы, радиолярии.

В пределах архипелага Земля Франца-Иосифа в позднеанизийское время существовала отчетливая фациальная зональность. Содержание песков и алевритов возрастало в восточном направлении. Восточный остров Греэм-Белл в триасовое время, несомненно, находился ближе других островов к крупной палеосуше. Западнее, в районе о.Хейса в позднеанизийское время шло отложение преимущественно глин и глинистых алевритов с сидеритовыми и кальцитовыми стяжениями с остатками аммоноидей, двустворок, фораминифер. Пески встречаются редко и наиболее характерны для самых верхов разреза. В районе о.Греэм-Белл возрастает роль песков и алевритов, особенно резко в верхней части разреза. Здесь характерен растительный детрит и карбонатный фитопланктон, распространенный на мелководье.

Ладинский век завершает время устойчивой морской седиментации в одном климатическом цикле на фоне постепенного обмеления моря. В это время происходит общее воздымание Баренцевского региона.

На Шпицбергене и в пределах архипелага Земля Франца-Иосифа сохраняется фациальная зональность, унаследованная с анизийского века. На востоке Шпицбергена отчетливое обмеление бассейна проявилось в области Эджинского поднятия, на отдельных участках которого в конце ладинского века наступил перерыв в седиментации. О выходе осадков в зону окисления свидетельствуют и верхнеладинские слои красно-бурых ожелезненных фосфоритов с гипсом. Вероятно, в конце ладинского века были размыты среднетриасовые отложения на о.Медвежий.

http://jurassic.ru/

Седиментация на Земле Франца-Иосифа протекала при периодическом обмелении морского бассейна. Наиболее резкое воздымание произошло в раннеладинское время, когда в восточных районах архипелага формировалась толща глин и алеврито-песчаных плохо отсортированных осадков с линзами гравия. Количество песков возрастает в восточном направлении, максимальное их скопление наблюдается на о.Греэм-Белл, где наиболее типичны прибрежно-морские условия седиментации. Признаками мелководного характера раннеладинского бассейна можно считать обильные следы жизнедеятельности илоедов, скопление обрывков хвощей и плауновых, железистые карбонаты. В начале позднеладинского времени усилилась трансгрессия моря и на всей площади архипелага Земля Франца-Иосифа формировались глинистые осадки. На западе архипелага (Земля Александры) накопление преимущественно глинистой толщи в условиях нормальной солености моря продолжалось до конца ладинского века. В восточных районах, особенно на острове Греэм-Белл, часто происходило засолонение, причем в это время отлагались пески мелко-среднезернистые, в конце века -- крупнозернистые (Преображенская и др., 1985).

В южной части Баренцевского шельфа в среднем триасе на всей площади исчезают красноцветы и широкое развитие приобретают пестроцвеные, зеленоцветные и сероцветные, в основном, глинистые и алеврито-глинистые осадки. На Колгуевской площади в среднем триасе формировались континентально-лагунные пестроцветные, в меньшей степени, сероцветные глины и глинистые алевриты с прослоями алеврито-песчаных образований, с конкрециями сидерита, железистыми бобовинами. К востоку от о.Колгуев мористость возрастает, особенно в юго-восточной части региона, куда, вероятно, море распространялось с севера в виде узкого залива. Здесь формируются зеленоцветные с пятнистой текстурой и темно-серые глины. Наибольшее влияние моря проявилось в юго-западной части Баренцевского шельфа, где сероцветы доминируют над пестроцветами и зеленоцветами, в зеленоцветных глинах обнаружена морская фауна из ракообразных усоногих, единичные фораминиферы.

В Хаммерфестском бассейне среднетриасовое осадконакопление сероцветных осадков началось с раннеанизийской трансгрессии, сменившейся прибрежно-морскими фациями. Начало ладинского века ознаменовалось трансгрессией, которая в конце века завершилась регрессией.

В среднетриасовую эпоху, в связи с трансгрессией моря со стороны Земли Франца-Иосифа на большей северо-западной окраине шельфа Карского моря распространялась аллювиально-морская равнина, возможно, местами заливаемая мелким морем. Она восточнее и южнее сменялась аллювиально-озерной равниной, охватывающей весь шельф Карского моря, север Западно-Сибирской суши, Енисей-Хатангский прогиб и северо-западную часть Сибирской суши, а также Урало-Новоземельскую сушу. Очертание Таймыро-Североземельской суши в среднетриасовую эпоху по сравнению с раннетриасовой изменилось мало, только Северный Таймыр стал горной областью. В пределах этой обширной озерно-аллювиальной равнины повсеместно осуществлялось накопление континентальных терригенных отложений. Они были вскрыты бурением в центральной части Енисей-Хатангского прогиба, где представлены в нижней части разреза туфогенными алевролитами, а в верхней — песчаниками общей видимой мощностью до 303 м (Карцева и др., 1981). Возраст отложений установлен по залеганию их под отложениями верхнего триаса. На остальной части низменности, судя по данным сейсмических исследований, мощность этих отложений не превышает первые десятки метров, а на своде Северного порога и отдельных положительных структурах в южной части шельфа Карского моря они, видимо, отсутствуют. В то же время, в пределах аккумулятивной равнины северо-западной окраины Сибирской суши, продолжалась интенсивная вулканическая деятельность и происходило накопление вулканогенных образований мощностью более 1000 м.

На рубеже среднего и позднего триаса произошли существенные изменения в палеогеографическоий обстановке Баренцевского шельфа. Аридный климат на всей территории бассейна сменился гумидным. Резкое поднятие изменило режим седиментации Баренцевского бассейна. Значительную роль начали играть песчаные и алевритовые осадки, железистые карбонаты, формировались маломощные пласты угля и углистых пород. Этому способствовал гумидный климат, обусловивший широкое развитие наземных растений.

На Шпицбергене в раннекарнийское время (карта 13.1) отчетливо проявился подводный базальтовый вулканизм (Пчелина, 1983). В узкой западной прибрежной зоне с континентальной, прибрежно-континентальной и лагунной терригенной седиментацией в отдельные периоды создавались условия для формирования пластов хемогенных доломитов и анкерито-доломитовых образований. В восточном направлении они переходили в терригенно-карбонатные отложения; на востоке архипелага доломиты исчезали. Западная зона, находившаяся под влиянием ярко выраженного аридного климата восточной Гренландии, кроме того, характеризуется формированием осадков с малочисленными растительными остатками, количество которых несколько увеличивается в отложениях южной части зоны. В широкой восточной зоне Шпицбергенского бассейна режим мелководного моря сохранялся в течение раннекарнийского времени и усиливался в восточном направлении. На востоке зоны в начале раннекарнийской седиментации дважды возвращалось море, типичное для среднего триаса, оставив два пятисантиметровых прослоя черных карбонатных глин с фосфатными стяжениями. В карнийских осадках этой зоны присутствуют обильные остатки наземных растений, угленосные прослои, особенно характерные для верхних слоев карнийского яруса (регрессия в конце карнийского века). Для позднекарнийских осадков восточных районов характерны пески, в которых нередко встречается морская фауна.

http://jurassic.ru/

На архипелаге Земля Франца-Иосифа при общем сходстве карнийских осадков с одновозрастными отложениями восточной зоны Шпицбергена формирование их в восточной части архипелага шло в более прибрежной части моря. Здесь имела место смена прибрежно-морских осадков прибрежно-континентальными и континентальными. Континентальные осадки с флорой и углями также формировались в период позднекарнийской регрессии.

Начало норийского века на севере Баренцевского региона ознаменовалось кратковременной трансгрессией, сменившейся очередным обмелением бассейна. Устойчивое осадконакопление проходило только в ранненорийское время. За ранненорийской регрессией наступил перерыв. На западе Шпицбергена в начале норийского века формировались лагунно-континентальные пестроцветные глинисто-алевритовые и доломито-кальцитовые отложения без фауны и синевато-черные алеврито-глинистые осадки с анкерито-сидеритовыми конкрециями и конхостраками. Накопление этих образований шло под влиянием аридного климата в центральных районах Восточной Гренландии. На остальной площади региона господствовал гумидный климат.

В южной части Баренцевского шельфа позднетриасовые осадки в целом обнаруживают большое сходство с одновозрастными осадками северных площадей. На южной площади они сформировались в основном в континентальных, реже прибрежно-континентальных условиях. Следы раннекарнийской и ранненорийской трансгрессий (единичные фораминиферы) и позднекарнийской регрессии (осадки с углями) установлены в юго-западной части региона. В карнийском веке имело место кратковременное распространене морских вод с двустворками в центральную часть западного побережья архипелага Новая Земля (Черкесов и др., 1981). Предполагается, что на большей части южной территории региона норийские отложения представлены в неполном объеме. По аналогии с северными фаунистически охарактеризованными осадками можно допустить отсутствие средне- и поздненорийских отложений.

В Хаммерфестском бассейне карнийский век отмечен крупномасштабной регрессией, широким распространением дельтовых фаций на всей площади. Формируются сероцветные глинистые, алевритовые и песчаные образования с прослоями известняков и линзочками угля. Вероятно, в начале раннего нория (по аналогии со Шпицбергеном) шла седиментация красно-коричневых глин. Позже отчетливо проявилась ранненорийская трансгрессия, сменившаяся регрессией.

В карнийском веке в северо-западной части шельфа Карского моря произошла регрессия, а в южной его окраине-трансгрессия моря. Вследствие этого на северо-западной окраине шельфа море несколько отступило в сторону архипелага Земли Франца-Иосифа. Это море было мелководным, о чем свидетельствует повсеместное накопление в пределах его песков с маломощными прослоями глин, скоплениями растительного детрита, остатков хвощей и др. Однако, более широкое распространение получила аллювиально-морская прибрежная равнина, которая охватила значительную восточную часть шельфа, а на севере, местами, выходила за его пределы.

Большая центральная и северо-восточная часть шельфа Карского моря в карнийском веке представляла собой озерно-аллювиальную равнину. В пределах этой равнины, судя по данным сейсмических исследований, происходило накопление терригенных осадков. Мощность этих осадков закономерно уменьшается до первых десятков метров к границам распространения холмистых и горных областей на востоке и юго-западе региона, а также на поднятии о.Ушакова и Северном пороге. В то же время мощность осадков увеличиваются в северо-западном направлении до первых сотен метров.

На Таймыро-Североземельской суше сохранился со среднетриасовой эпохи горный рельеф на Таймыре и холмистый на Северной Земле. В карнийском веке произошло поднятие северо-западной части Сибирской суши и прекратилась вулканическая деятельность.

Северная окраина Западно-Сибирской суши и юг шельфа Карского моря в начале карнийского века были охвачены трансгрессией моря. Это трансгрессия проникла с востока Сибири по Енисей-Хатангскому прогибу и достигла р.Енисей и, возможно, распространилась западнее ее, а аллювиально-морская равнина охватила полуострова Ямал и Гыдан, южную часть шельфа Карского моря и, видимо, распространялась далеко на юг, за пределы рассматриваемого региона. На севере южной части шельфа Карского моря ее распространение было ограничено неясно Северным порогом.

Судя по данным бурения в центральной части Енисей-Хатангского прогиба (Карцева и др., 1981) породы этой трансгрессии представлены морскими мелководными аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников общей мощностью от 304 до 382 м. В пределах южной части Карского моря, сейсмическими исследованиями установлено также широкое распространение этих морских или лагунных отложений (Кунин и др., 1986; Батурин и др., 1989), выполняющих депрессии в рельефе, но существенно меньшей мощности.

Фауна в этих бассейнах была очень бедной и представлена немногочисленными двустворками известных широким вертикальным распространением. Кроме того, по всему разрезу наблюдаются обрывки листьев и стеблей растений, обугленный детрит. Возраст осадков установлен по спорово-пыльцевым комплексам, характерным для позднего триаса.

http://jurassic.ru/

В норийском веке происходит дальнейшее усиление регрессии карнийского моря на северо-западе и начало ее на юге шельфа Карского моря. Море покинуло северо-западную часть шельфа Карского моря и на всей северной части его формировалась озерно-аллювиальная равнина, где происходило накопление континентальных терригенных отложений. Они были вскрыты бурением на о.Ушакова (Самойлович и др., 1981) в северо-западной части шельфа Карского моря и представлены мелкозернистыми, полимиктовыми песками (с включениями гальки) неустановленной мощности, предположительно верхнетриасового-нижнеюрского возраста. Однако, по данным сейсмических исследований, о.Ушакова располагается на своде одноименного поднятия, где происходит резкое сокращение мощности триасовых отложений до первых десятков метров. Такое же уменьшение мощности отложений устанавливается вдоль западной окраины Северной Земли, островов Сергея Кирова и Северного порога. В последнем случае вполне вероятно, что на своде этого порога отложения норийского яруса даже отсутствуют, возможно, за счет предюрского размыва. Однако, в грабене Воронина и центральной части Северо-Карской синеклизы мощности отложений норийского яруса увеличиваются, особенно в северо-западном направлении до первых сотен метров.

Рельеф Урало-Новоземельской и Таймыро-Североземельской суши в норийском веке, по-видимому, остался таким же, как в карнийском веке.

В норийском веке началась регрессия моря из пределов южных районов Карского моря. Она осуществлялась по Енисей-Хатангскому прогибу в восточном направлении и на месте ее формируется лагунно-континентальная равнина. Эта равнина, вероятно, охватывала южную часть шельфа Карского моря, Енисей-Хатангский прогиб и северную часть Западно-Сибирской суши.

Отложения ее были вскрыты бурением в центральной и восточной частях Енисей-Хатангского прогиба (Карцева и др., 1981). Они представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с маломощными прослоями и линзами углей. Для этих пород характерна косая слоистость и присутствие многочисленных конкреций сидерита, пирита и известковистых песчаников, растительных остатков, обугленного детрита и единичных ядер двустворок.

В конце норийского века осадконакопление осуществлялось уже в пресноводных водоемах — озерах и лагунах, где продолжалось накопление терригеных осадков с многочисленными остатками растений, обугленным детритом, линзами, прослоями углей. Континентальный характер осадконакопления подчеркивался присутствием в разрезах остракод-дарвинул позднетриасового, возможно, частично рэтского возраста. Общая мощность осадков норийского яруса, вскрытых бурением, колеблется от 443 до 474 м. Однако, в пределах южной части шельфа Карского моря эти отложения имеют локальное распространение и сейсмическими исследованиями устанавливаются только в наиболее крупных депрессиях рельефа шельфа, но с незначительными мощностями.

На представленной палеогеографической карте 13.1 в позднем триасе в Норвежском море показаны терригенные осадки с эвапоритами. Этот бассейн, по-видимому, имел связь с расположенными юго-западнее эвапоритовыми бассейнами Фарерского трога и Северного моря (см. главу 12).

Анализ минералогических комплексов из триасовых отложений Баренцевского шельфа свидетельствует о разных областях питания триасового седиментационного бассейна. Крупной орогенной областью в триасовый период являлась Уральская палеосуша, с которой шел интенсивный снос терригенного материала с глаукофаном, эпидотом и цоизитом, шпинелью, черными рудными минералами (Ронкина и др., 1985). Складчатые сооружения, обрамлявшие Балтийский щит, поставляли в юго-западную часть Баренцевского шельфа обильный обломочный материал с эпидотом и цоизитом, гранатом, шпинелью, хлоритоидами, рутилом, черными рудными минералами.

Для северо-восточной части бассейна, для территории Земли Франца-Иосифа, основной областью питания служила крупная Северо-Восточная суша, расположенная к северо-востоку от восточных островов архипелага. В течение практически всего триасового периода она поставляла исключительно обильный терригенный материал с гранатом, слюдой, хлоритоидами, турмалином, цирконом и др.

На Шпицбергенскую площадь обломочный материал поступал главным образом из близко расположенных к бассейну областей питания. Главной крупной палеосушей была Западно-Шпицбергенская. Северо-Шпицбергенская суша в раннем и среднем триасе представляла собой серию низких островов с пенепленизированным рельефом, с локальными невысокими поднятиями, временами заливаемые морем. В позднем триасе она становится сравнительно крупной, с нее начинается интенсивный снос терригенного материала. В пределах палеосуши в течение рассматриваемого периода одновременно размывались различные по составу степени метаморфизма породы преимущественно складчатого фундамента (Пчелина, 1986).

В течение триасового периода рельеф многих областей питания для седиментационного Баренцевского бассейна менялся. Высокими оставались Уральская и Балтийская палеосуши.

Основными источниками сноса обломочного материала в триасовые бассейны Енисей-Хатангского прогиба были Сибирская и Таймырская суши. Преобладающее значение здесь приобретают продукты разрушения

http://jurassic.ru/

трапповых комплексов как в виде обломков, так и в виде продуктов их разрушения -- средних и основных плагиоклазов, титанистых минералов, лейкоксена, хлорита и черных рудных минералов. Со второй половины индского века начинают поступать продукты размыва интрузивных пород основного состава -- обломки долеритов, основных плагиоклазов, пироксена и др., а также осадочных пород пермского возраста -- обломков метаморфических сланцев, кварцитов, кремня, плагиоклаза, лейкоксена, турмалина, граната, титанистых минералов и черных рудных минералов.

Снос обломочного материала в триасовые бассейны восточной части шельфа Карского моря осуществлялся в основном с Таймыро-Североземельской суши, сложенной осадочными, метаморфическими и изверженными породами. Размыв этих пород обусловил поступление в бассейны: обломков кристаллических сланцев, кислых эффузивов, кислого плагиоклаза, турмалина, апатита, эпидота, цоизита и др.

Основным источником обломочного материала в осадочные бассейны западной части шельфа Карского моря были метаморфические породы Урало-Новоземельской суши, продукты размыва которых представлены: галькой кремнистых пород, кварцитов и других метаморфических пород, а также рутилом, сфеном, эпидотом, цоизитом, шпинелью, черными рудными минералами и др.

2. Юра

С начала юрского периода на большей части Баренцевского, Норвежского и значительной части Карского шельфов продолжалось общее погружение. Морские бассейны к началу юры располагались в восточной части севера Евразии. В рассматриваемом регионе осадки морского генезиса этого времени были распространены на весьма ограниченных площадях.

На Баренцевском шельфе известны находки мелких двустворчатых моллюсков геттанг-синемюра на архипелаге Шпицберген, а также в одной из скважин на Баренцевском шельфе. Скорее всего эти отложения связаны с небольшими ингрессиями на огромную аккумулятивную равнину, простиравшуюся на весь Баренцевский шельф. По-видимому, в плинсбахе продолжали существовать такие же условия. И только в тоаре проникновение морских вод стало более постоянным и привело к образованию небольшого залива на северо-западе, что фиксируется обильными и разнообразными остатками фауны, по мнению Н.И.Шульгиной, принадлежащими главным образом северо-тихоокеанским видам. К концу ранней юры ингрессии этого моря достигали архипелагов Шпицберген и Франца-Иосифа, где установлены морские комплексы фораминифер, а также иногда южной части Баренцевского шельфа. Здесь также появляются фрагменты раннеюрских фораминифер.

В Печороморском регионе, в районах, прилегающих к архипелагу Новая Земля и современному материку, на протяжении ранней юры формировались континентальные отложения. На севере Баренцевского шельфа осадконакопление происходило при очень неустойчивом режиме. Аккумуляция осадков здесь часто прерывалось продолжительными поднятиями и размывами. Вследствие этого там, где осадки сохранились, мощность их невелика.

В пределах Южно-Баренцевской впадины осадконакопление было интенсивным и способствовало образованию мощных (до 500 м) толщ довольно грубозернистых преимущественно кварцевых алевритово-песчаных осадков. Они содержат много гравия и гальки кварца, реже кварцитов и кремней, значительную примесь каолинита, линзовидные прослои углей, обильный растительный детрит. Видимо, небольшой мощностью ранней юры характеризуется Карский шельф, особенно на севере и на западе. Разрезы нижней юры сложены разнозернистыми существенно кремнисто-кварцевыми песчаными породами с прослоями конгломератов и гравелитов, обломками угля, древесины и обильным детритом. Среди крупнообломочного материала размером до 8 см встречаются обломки осадочных, слабо метаморфизованных пород, гранитов, сильно разрушенных метаморфических сланцев и базальтов.

На Норвежском шельфе в начале ранней юры господствовали параллические условия с угленакоплением и преимущественно песчаными осадками. Начиная с плинсбаха все более широкое распространение получают мелководные морские фации с глинисто-алевритовыми осадками.

Со средней юры происходило постепенное становление морских условий на всем Баренцевском шельфе. В аалене по всему северу фиксируются многочисленные моллюски, а в Южно-Баренцевской впадине появляются прослои алеврито-глинистых пород с ааленскими фораминиферами.

По мнению Н.И.Шульгиной, разнообразные виды головоногих моллюсков (найденные на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа) раннеааленского возраста практически все принадлежат западно-европейскому типу. С позднего аалена появляются арктические эндемики.

Континентальные, преимущественно песчаные отложения с углями и остатками флоры сохраняются, вероятно, до конца средней юры в районах, прилегающих к Балтийскому щиту (Tromsoflaket), о.Андея на Лофотенских островах), в Печороморском регионе.

http://jurassic.ru/

На большей части Баренцевского и севере Карского шельфов, по-видимому, существовали морские условия. К концу средней юры акватория морского бассейна возрастала, захватывая частично Новую Землю и достигая берегов Ямала и современного материка. Это фиксируется многочисленными находками моллюсков на Новой Земле, а также разнообразными комплексами фораминифер, обнаруженными в разрезах скважин.

На северо-западе Баренцевского бассейна уже в морских условиях, до конца средней юры продолжал сохраняться неустойчивый режим с неоднократными перерывами. Вследствие этого мощность отложений всей нижней и средней юры очень изменчива, а на северо-западе арх. Шпицберген верхняя часть средней юры отсутствует (Пчелина, 1984). Среди органических остатков имеются как различные морские организмы, так и костный детрит рептилий, обломки древесины.

В конце средней юры здесь проявились поднятия блокового характера и не одинаковой амплитуды, вследствие которых в отдельных блоках размыты отложения от средней юры до верхов триаса. Таким образом нижняя возрастная граница появления устойчивых морских отложений в Баренцево-Карском седиментационном бассейне растягивается от аалена до начала келловея.

На Норвежском шельфе после плинсбах-тоарской трансгрессии наблюдается возвращение к прибрежным и дельтовым фациям с усилением морского влияния в конце аалена. С конца байоса, а на отдельных участках с конца бата происходит переход к устойчивому морскому преимущественно глинистому осадконакоплению. Максимальное развитие трансгрессии приходится на позднеюрскую эпоху, главным образом, на ее конец. Акватория и глубина бассейна все время возрастали, впервые в мезозое захватив значительную часть современного материка.

Основным типом осадков становятся алеврито-глинистые, обогащенные пиритом и содержащие разнообразную и многочисленную биоту.

По-видимому, с конца кимериджа, и особенно в волжском веке в центральных частях седиментационного бассейна появились впадины, глубина моря в которых превышала 200 м (карта 13.2). В этих впадинах при общем дефиците обломочного материала происходило некомпенсированное осадконакопление. Здесь аккумулировались преимущественно глинистые осадки, часто тонкослоистые, обогащенные органическим веществом (битуминозные "черные глины"). Такого типа отложения установлены в Енисей-Хатангском прогибе, на архипелаге Земля Франца-Иосифа, на поднятии Персея, в Южно-Баренцевской впадине на о.Колгуев. Это позволило на карте волжского века прказать обширную область относительно глубокого моря. По окраинам бассейна формировались песчано-алевритовые осадки, содержащие глауконит, железистые хлориты (лептохлориты), фосфаты.

На Норвежском шельфе в поздней юре также формируются морские относительно глубоководные глинистые осадки с периодическим образованием аноксидных условий-типичных для фации черных глин. Позднеюрские сообщества моллюсков и фораминифер, как считают Н.И.Шульгина и В.А.Басов, имеют в своем составе арктические и европейские сообщества. Скорости осадконакопления составляли 20-30 мм в 1000 лет для ранней и средней юры и понижались до 5-7 мм в 1000 лет в поздней юре, во время накопления "черных глин".

Основываясь на терригенно-минералогических ассоциациях вкупе с другими геологическими данными, можно считать, что основными источниками обломочного материала для западной части Арктического бассейна были Срединно-Арктическая, Балтийская, Новоземельская, Таймырская, Уральская и Сибирская суши (Баренцевская..., 1988; Геологическое строение, 1984; Пчелина, 1984; Ронкина, Вишневская, 1977; Сакс, Ронкина, 1979).

Новоземельская суша представляла собой в самом начале ранней юры низкогорный эпигеосинклинальный ороген, который, постепенно нивелируясь, превращался в плато, а затем к концу юры в денудационную равнину молодой платформы. Уже в бате часть Новой Земли стала ареной морской седиментации.

Таймырская суша имела более сложное строение. Ее южная часть (область развития палеозойских толщ) в начале юры также представляла собой низкогорный эпигеосинклинальный ороген, рельеф которого к концу юры постепенно выравнивался, а высоты понижались. Северная же часть Таймыра вместе с архипелагом Северная Земля в юре развивались как эпиплатформенные поднятия. Остальные области денудации были представлены эпиплатформенными поднятиями, с изменявшимся во времени рельефом.

Срединно-Арктическая суша, занимавшая, по-видимому, в юре значительную часть Евразийского суббассейна поставляла материал размыва метаморфических толщ со ставролитом, дистеном и сопутствующими минералами. В составе разрушавшихся пород были глаукофановые сланцы, которые играли существенную роль на этой суше. Судя по составу юрских осадков севера Русской плиты и юга Баренцевского шельфа, на Балтийской суше, слабо воздымавшейся, размывались в основном осадочные породы. Возможно сам щит был отгорожен от области аккумуляции. Барьером могла служить зона поднятий, протягивающаяся от Тимана к Северной Норвегии. Здесь также могли размываться преимущественно осадочные толщи. На Балтийской суше в ранней и средней юре, наверное, разрушалась кора выветривания.

http://jurassic.ru/

Уральская суша только в начале ранней юры была возвышенной областью. К концу поздней юры она превратилась в ряд островов. Эта суша давала небольшой объем обломочного материала. Последний откладывался в непосредственной близости от области размыва и не выносился в глубь Западно-Сибирского бассейна. Граница Уральской и Сибирско-Таймырской минералогической провинции, проходит в меридиональном направлении, совпадая с положением Уренгойско-Колтогорского грабена. Это позволяет предполагать, что в юре к бортам этого доюрского грабена были приурочены подводные поднятия, служившие барьером при разносе осадков. Граукофановые сланцы в составе разрушавшихся пород установлены также в Урало-Новоземельской областях размыва. На Урале они, видимо, связаны с зоной Главного Уральского разлома. Глаукофан и сопутствующие ему минералы установлены в пермско-меловых отложениях архипелага Новая Земля и о.Колгуева и отсутствуют в юрско-меловых отложениях п-ва Ямал и скважин юга Баренцевского шельфа.

В Таймырско-Североземельской области размыва в начале средней юры появился пролив, вероятно, разделивший эту единую сушу. В ранней и средней юре размывались преимущественно осадочные образования и заключенные в них магматические, главным образом, основные породы. К концу юры область развития этих отложений были снивелирована и широкое развитие получило химическое выветривание. В самом конце поздней юры, вероятно, началась денудация зелено-сланцевых толщ. На протяжении ранней и средней юры размыву подвергались, по-видимому, породы, слагавшие Северный порог, разделявший Баренцево-Карский и Южно-Карский седиментационные суббассейны. С поздней юры роль этого порога, вероятно, уменьшается, а к концу юры -- началу мела, вследствие развития обширной трансгрессии, он, наверное, перестал существовать, как подводное поднятие.

Сибирская суша в юре представляла обширную область денудации. Размыву подвергались разнообразные осадочные толщи и, главным образом, основные магматические породы. В поздней юре особенно интенсивен был размыв эффузивных пород трапповой формации. В юре же начинается разрушение метаморфических толщ Анабарского массива. К концу юры этот массив, вероятно, начал быстро воздыматься, в то время как большая часть Сибирской платформы представляла собой низкую денудационную сушу, на которой происходило интенсивное химическое выветривание.

3. Мел

Меловой период в Арктике характеризуется смещением эпиконтинентальных бассейнов к западу в связи с чем на Карском шельфе существенно уменьшается область морской седиментации. Особенно это проявляется в раннем и начале позднего мела. Процессы, связанные с формированием Северного океана, отразились на развитии палеогеографической ситуации, главным образом в позднемеловую эпоху.

В начале мелового периода в Баренцевском и Карском седиментационных бассейнах сохранялся морской режим. Однако в целом ряде разрезов на сводах структур проявляется предваланжинский размыв. Особенно четко он фиксируется в южной части Баренцевского шельфа, где обнаружена кора выветривания. Этот размыв отмечается и на многих структурах центрального сектора Арктики, в скважинах района Tromsoflaket, а также на Норвежском шельфе. Возможен он и на Карском шельфе.

Предваланжинский, практически региональный перерыв, подтверждают и сейсмические материалы (Баренцевская..., 1988).

На севере Баренцевского бассейна, хотя в отдельных разрезах лмеются изменения литологического облика пород, размыва между юрой и мелом не отмечается. Здесь обнаружены все комплексы органических остатков, присущих переходным от юры к мелу слоям.

С валанжинского века началось ослабление интенсивности тектонических процессов, возрастает роль алеврито-песчаного материала. До конца неокома морские бассейны стабилизируются и даже, по-видимому, несколько мелеют. А на востоке (Северо-Карский шельф, Енисей-Хатангский прогиб, восточная часть севера Западно-Сибирской плиты) происходит постепенный переход к формированию лагунно-континентальных (озерно-аллювиальных) отложений с углями.

На архипелаге Земля Франца-Иосифа в конце валанжина -- начале готерива морская седиментация сменилась на лагунно-континентальную.

В предбарремское время, по-видимому, вновь на отдельных структурах происходят локальные размывы которые проявляются на архипелаге Шпицберген, в скважинах Tromsoflaket, на юге Баренцевского шельфа, Енисей-Хатангском прогибе. В ряде районов эти размывы фиксируются палеонтологическими материалами, в других случаях отмечается изменение состава осадков. Поэтому можно считать, что барремский век знаменуется весьма существенными изменениями палеогеографических условий, в результате которых во всем Баренцево-Карском бассейне не существовало стабильного морского режима.

На Норвежском шельфе после предваланжинского размыва накапливаются глинисто-карбонатные породы, главным образом, мергели не характерные для арктических бассейнов. В это же время на юг Баренцевского

http://jurassic.ru/

шельфа и в район Земли Короля Карла проникают теплолюбивые южноевропейские сообщества фораминифер (Баренцевская..., 1988), что сидетельствует о существовании теплого течения вокруг скандинавского щита в валанжине-готериве. В отличие от шельфов восточных регионов морской режим на шельфе Норвежского моря был более стабильным вплоть до сеномана.

Новая, и для Баренцево-Карского региона, мощная трансгрессия произошла в альбе (карта 13.3). Влияние этой трансгрессии проявилось далеко на востоке (Енисей-Хатангский прогиб) появлением прослоев алеврито-глинистых пород с микрофауной в составе мощной угленосной толщи. Альбская микрофауна встречена в донных колонках желобов Св. Анны и Воронина.

Континентальные угленосные отложения, нижняя возрастная граница которых с запада на восток постепенно удревнялась от баррема до конца готерива, имеет широкое распространение. Они развиты в северной части Баренцевского шельфа, восточной части Карского шельфа, в мезозойских прогибах севера Сибири, на юге Русской плиты.

Это время наибольших для юрско-мелового времени скоростей осадконакопления (до 70 мм в 1000 лет-для лагунно-континентальных отложений).

Накопление болотно-озерных и аллювиальных угленосных отложений на архипелаге Земля Франца-Иосифа, Земле Короля Карла перемежалось с продуктами вулканической деятельности. Последняя происходила в условиях повышенной мобильности земной коры, когда прогибание компенсировалось не только нормальным осадконакоплением, но и магматизмом. Эффузивные породы, представленные платобазальтами, по-видимому, далеко на восток не распространялись. По данным В.Э.Волка, эти породы могут быть прослежены лишь до желоба Св.Анны. Накопление эффузивно-осадочной толщи многократно прерывалось поднятиями и переотложением на отдельных участках местного материала.

Характерной особенностью континентальной терригенной формации для всего Арктического бассейна является довольно широкое развитие грубообломочных пород (пески, нередко среднезернистые, крупно-среднезернистые, крупнозернистые, гравелиты, конгломераты), которые чередуются с алеврито-глинистыми пачками с углями. Песчаные и крупноалевритовые породы являются доминирующими. Пласты углей, количество которых в отдельных районах достигает нескольких десятков, мощность от первых сантиметров, вероятно до 10 м, имеют линзовидный характер. Такая же линзовидность и сравнительно быстрая изменчивость по латерали свойственна всем литологическим разностям пород. Угли от бурых очень слабо измененных до каменных. Степень углефикации их зависит от геологического возраста, термобарических условий и различных постдиагенетических процессов, преобразовывающих не только породы, но и заключенные в них угли.

Накопление угленосной формации в восточной части региона прерывается вследствие новой, позднемеловой, трансгрессии. Она начала развиваться уже в конце сеномана. На архипелаге Земля Франца-Иосифа (о.Гофмана) в песчаных осадках появляются головоногие моллюски, в центральной части севера Сибири осадки становятся более тонкозернистыми, в них отмечаются редкие находки микрофауны, радиолярий, спикул губок присутствует глауконит, возрастает количество пирита (Дибнер и др., 1962; Месежников и др., 1971).

В туроне трансгрессия расширилась максимальное развитие ее приходится на сантонский (карта 13.4) и кампанский века. В моменты наибольшего развития ее отдельные ингрессии достигали центральной части Енисей-Хатангского прогиба. Дальше к востоку в позднем мелу осадконакопление продолжалось либо в континентальных условиях, либо в связи с общим подъемом территории прекращалось. По-видимому, общий подъем охватил и большую часть Баренцевского шельфа, где верхнемеловые отложения характеризуются небольшой мощностью и прерывистостью разреза.

Осадки позднемелового морского бассейна были размыты в предкайнозойское время. Размыв достиг альбских отложений. Такое предположение основано на том, что во многих донных пробах на шельфе вместе с кайнозойской встречается альбская микрофауна. А в верхних горизонтах разреза морских скважин на юге Баренцева моря среди отложений, охарактеризованных альбскими комплексами микрофауны, найдены единичные раковины фораминифер и радиолярий позднемелового возраста. На отдельных площадях установлены фрагменты верхнего мела.

Верхнемеловые осадки накапливались в основном в мелководном бассейне, хотя, возможно, в периоды наибольшего развития трансгрессии местами могли возникать и относительно глубоководные условия. Такие участки, по-видимому, существовали в западной части Карского шельфа и западной части Южно-Карской котловины Западно-Сибирской плиты. Здесь формировались кремнистые осадки (опоки, опоковидные глины, диатомиты) с обильными и разнообразными планктонными кремнистыми организмами.

Пространственная локализация кремнистых осадков, являющихся характерной особенностью позднемелового седиментогенеза, создает впечатление, что воды, заносившие кремнезем, поступали с севера вдоль низкой слабой денудируемой, а временами совсем затопленной суши.

http://jurassic.ru/

Северное направление трансгрессий усанавливает и В.М.Колтун, начиная с сантона по холоднолюбивому сообществу спикул губок (Месежников и др., 1971).

Путями проникновения холодых вод могли быть проливы на месте современных желобов (например, Св. Анны).

Весьма своеобразен состав верхнемеловых отложений юго-востока Баренцевского шельфа. Здесь развиты очень мелководные обомочно-органогенные и терригенно-обомочно-органогенные отложения с часто окремненными глауконитом и фосфатами. Обломочно-органогенный материал представлен обломками призматического слоя иноцерамов, часто окремненными. Некоторые разности практически лишены примеси терригенных компонентов.

Образованию позднемеловых терригенно-хемогенных, хемогенно-биогенных, биогенно-обломочных и терригенно-биогенно-обломочных пород, составной частью которых являются различные модификации кремнезема, глауконит и фосфаты, способствовали маленькие (до 35 мм в 1000 лет) скорости аккумуляции, развитие значительных по площади низких денудационных областей, на которых происходило интенсивное химическое выветривание.

В прибрежных частях позднемелового бассейна происходило накопление терригенной формации, обогащенной железистыми и фосфатными минералами (глауконит, лептохлориты, пирит, сидерит, желваки фосфоритов). По мере ослабления трансгрессии, постепенному обмелению бассейна и общему подъему всей территории происходит возрастание роли алеврито-песчаного материала.

На Норвежском шельфе в позднем мелу шло непрерывное накопление глинистых осадков открытого морского бассейна, в который периодически выносился кластический материал.

Обширные седиментационные бассейны мелового периода заполнялись обломочным материалом с близко расположенных областей денудации, общая площадь и амплитуда воздымания которых возросла по сравнению с поздней юрой. Все они представляли собой эпиплатформенные образования, рельеф которых на протяжении мела менялся (Баренцевская..., 1988; Геологическое строение..., 1984, Пчелина, 1984; Ронкина, Вишневская 1977, Сакс, Ронкина, 1979). Положение областей размыва, их рельеф и состав разрушавшихся пород реконструированы по многочисленным минералогическим материалам, позволившим выявить для целого ряда предполагаемых суш минералы-индикаторы.

Наиболее приподнятой и быстро воздымавшейся областью стала в мелу северная часть Таймырско-Североземельской суши, превратившейся в архипелаг. С середины раннего и в первую половину позднего мела часть этой суши занимал низкогорный ороген, на котором последовательно вскрывались толщи различных зон метаморфизма и заключенные в них гранитоидные породы. Во второй половине раннего мела в состав разрушавшихся пород оказались вовлеченными породы самых глубоких, известных для Таймыра, зон метаморфизма амфиболитовой фации со ставролитом и силлиманитом (фибролитом).

Поля развития осадочных пород на Таймырской суше представляли собой более низкие области. Пермско-триасовые вулканогенно-осадочные толщи в позднем мелу могли служить ареной интенсивного химического выветривания, обусловливая появление глауконита, лептохлоритов, фосфатов в алеврито-песчаных породах, а также монтмориллонита в глинах. Таймырская суша обеспечивала обломочным материалом обширную территорию -- всю северо-восточную часть Карского шельфа, Енисей-Хатангский прогиб, впадины на самом Таймыре. Обломочный материал с таймырскими минералами -- индикаторами следится на севере Западно-Сибирской плиты до Уренгойско-Колтогорского разлома, а в позднем мелу достигал почти западного края плиты. Этот факт может указывать не только на то, что Таймырская суша была быстро растущей областью денудации, но и на то, что подводные поднятия, обрамлявшие Колтогорско-Уренгойский разлом, по-видимому, в позднем мелу прекратили свое существование в качестве преграды, препятствующей проникновению терригенного материала. К концу позднего мела Таймырская суша постепенно нивелируется, а площадь ее возрастает.

Сибирская суша представляла собой на западе низкую денудационную эпиплатформенную область, на которой, по-видимому, на протяжении всего мела проходило химическое выветривание траппов и осадочных пород, особенно усилившееся в позднем мелу. Понизившиеся в позднем мелу скорости осадконакопления весьма благоприятствовали образованию в прибрежных районах глауконита, лептохлоритов, фосфатов, в глинах монтмориллонита, в континентальных отложениях иногда бокситов.

В раннем мелу (до готерива включительно) быстро поднимался и интенсивно размывался Анабарский кристаллический массив, имевший в это время, вероятно, низкогорный рельеф. Выносимые с него амфиболы широко развиты в восточной части региона, обрамляя Сибирскую сушу. Во второй половине раннего мела поступление этого материала прекратилось. К концу мела Сибирская суша увеличила свою площадь.

Уральская и Новоземельская суши оставались небольшими по размеру и низкими эпиплатформенными областями, поставлявшими незначительное количество достаточно интенсивно переработанного обломочного

http://jurassic.ru/

материала. Вследствие этого в осадках отмечаются сравнительно устойчивые компоненты. В позднем мелу эти области превратились в низкий архипелаг временами почти полностью затопленный с очень слабым выносом терригенного материала. Характерно постоянное сходство минеральных ассоциаций, развитых на Новой Земле и Колгуеве и отличие от отложений Южно-Баренцевской впадины.

Столь же низким архипелагом была, по-видимому, и Тиманская суша.

Балтийская эпиплатформенная область в мелу, вероятно, была возвышенной сушей. Содержание минералов метаморфических толщ (ставролит, дистен) в центральной части Русской плиты до 5-10%, а со второй половины раннего мела иногда до 30% (Сазонова, 1958). Эта суша была основным поставщиком обломочного материала для шельфа Баренцева моря.

Срединно-Арктическая суша, уменьшилась по площади и снивелировалась. Возможно, что отдельные участки ее во второй половине раннего мела превратились в область аккумуляции. Такое предположение основано на том, что продукты размыва этой области денудации, аналогичные поздней юре, установлены только на Земле Франца-Иосифа. В грунтовых колонках с альбской микрофауной (желоба Св.Анны и Воронина) выявлена таймырская минеральная ассоциация, такая же как на о-вах Визе, Воронина, Исаченко Уединения и Кирова.

Таким образом, можно констатировать, что обломочный материал со Срединно-Арктической суши в конце раннего мела перестал поступать вначале в Карский, а затем и Баренцевский бассейн.

Меловые отложения Шпицбергена скорее всего формировались за счет осадочных и метаморфических толщ самого архипелага. Северо-Восточная Земля могла быть периферийной частью Срединно-Арктической суши. В моменты максимальных трансгрессий конца юры -- начала мела южная часть архипелага, вероятно, полностью затоплялась (Пчелина, 1984).

Кроме этих крупных областей размыва, вероятно, были небольшие и невысокие поднятия, особенно на прибрежных равнинах и в областях накопления озерно-аллювиальных отложений.

В меловом периоде начинает отчетливо проявляться проникновение трансгрессий с запада. С конца апта это направление становится непрерывным. К этому времени на востоке морской режим практически перестал существовать. Возможно, западное направление трансгрессий связано с тем, что ко второй половине раннего мела океанические воды Атлантики (глубоководная впадина Гренландского моря) достигли высоких широт и стали постоянно проникать в Арктический бассейн.

Может быть этапы установления постоянных и долговременных направлений трансгрессий свидетельствуют о времени образования океанов. Так, в ранней и средней юре трансгрессии в Арктический бассейн шли, в основном, с востока, с конца юры и в раннем мелу -- с запада, а в позднем мелу, особенно с сантона -- с севера. Возможно с этого времени начинаются признаки формирования глубоководного Северного бассейна. Поступавшие из него холодные течения вызывали охлаждение вод в Арктическом бассейне до 5-8°, в то время как в раннемеловых бассейнах среднегодовая температура воды составляла 10-14°, а в наиболее теплый век (валанжин) достигала 17-22°. (Палеогеография..., 1983)

КАЙНОЗОЙ

В.С. Зархидзе,
Е.Е. Мусатов,
П.П. Генералов

I. Палеогеографические реконструкции

Описываемый регион охватывает акватории современных Норвежского, Баренцева, Белого и Карского морей и их побережья. Все эти области в кайнозое развивались сопряженно с Норвежско-Гренландским и Евразийским океаническими суббассейнами (с первым -- особенно активно в палеогене, и с обоими -- в неогене и плейстоцене) и вместе с Баренцево-Карской окраинно-материковой плитой составляют единую Западно-Арктическую зону перехода от континента к океану (Погребицкий, 1976).

Основанием для составления карт на шельфе послужили интерпретация материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) для неоген-четвертичных временных срезов и анализ сейсмических материалов МОВ ОГТ и Метод Отраженных Волн - Центральный Луч для временных срезов палеогена. Результаты сейсмических исследований завершены изучением керна глубоких параметрических скважин на шельфе, островах и прилегающей суше, а сейсмоакустические данные подтверждены литолого-палеонтологическими анализами керна инженерно-геологических и картировочных скважин и грунтовых колонок на шельфе (рис 13.2), а также полевыми наблюдениями на прилегающей материковой и островной суше. Использованы опубликованные материалы Научно-Производственного Объединения "Севморгеология",

http://jurassic.ru/

Всесоюзного Научно-Производственного Объединения "Союзморинжгеология", Всесоюзного научно-исследовательского геологического института, Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного института, Западно-Сибирского научно-исследовательского геологического нефтяного института, Главтюменьгеологии, Производственного Геологического Объединения "Архангельскгеология", Производственного Геологического Объединения "Полярноуралгеология" и других организаций.

1. Дат - палеоцен

Этот временной интервал ознаменовался в приполярных областях Северного полушария развитием двух принципиально различных глобальных тектонических процессов. В Северной Атлантике продолжался процесс поэтапного формирования океанических впадин, сопровождавшийся сводообразованием, рифтогенезом, излияниями базальтов, обрушениями огромных участков земной коры и их базификацией, а также активными тектоническими процессами в областях континентальных окраин. В рассматриваемый авторами отрезок геологической истории ареной "океанизации" стал Норвежско-Гренландский бассейн , в центральных и западных частях которого шло формирование грандиозной по площади базальтовой провинции Туле.

В это же время в пределах восточных окраин будущего Северного Ледовитого океана после формирования мезозоид, отчленивших Северный океан (прототип будущего Амеразийского бассейна), шло активное смещение геосинклинальных процессов к югу, в сторону интенсивно развивающейся Северной Пацифики (Пущаровский, 1976).

Кардинальные различия в самой сути глобальных (для Северного полушария) тектонических процессов в западном и восточном секторах Арктики послужили причиной отличий в кайнозойской истории Западно-Арктического и Восточно-Арктического шельфов, единой лишь на самых последних плио-плейстоценовых этапах развития Северного Ледовитого океана (Зархидзе, 1985; Zarkhidze, in press).

В дат-палеоценовое время осадочные бассейны сохранились лишь в унаследованных впадинах и прогибах западной и восточной окраин региона. Так, в Медвежинском и Нордкапском прогибах на западе Баренцева моря сейсмическими работами установлена морская толща предположительно палеогенового возраста мощностью 0,4-1,0 км („Баренцевская шельфовая плита", 1988) с пластовыми скоростями 1,79-1,82 км/с. Сходные отложения со скоростью 1,79 км/с выделены в Предновоземельском прогибе (Vogt, Ostenso, 1969). В Южно-Карской синеклизе мощности этих осадков достигают 0,7-1,0 км ("Геологическое строение"..., 1984). Толщи осадков со скоростями, "промежуточными" между характерными скоростями продольных волн для меловых и неоген-четвертичных отложений, установлены вдоль северного побережья Скандинавии (Sundvor, 1974). Это заставляет предполагать, что интенсивное терригенное осадконакопление происходило в данную эпоху в областях, пограничных с формирующимся Норвежско-Гренландским суббассейном. На архипелаге Свальбард характер палеогеновой седиментации определялся высокой мобильностью и небольшими размерами седиментационных бассейнов („Геологическое строение"..., 1984). В Западно-Шпицбергенском прогибе мощность палеоценовой толщи достигает 500 м. В низах ее помимо переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников присутствуют угленосные параллические фации баренцбургской свиты (до 200 м), которые выше по разрезу сменяются алевролитами и аргиллитами с линзами известняков колесбухтинской свиты (Лившиц, 1973).

В пределах самого Норвежско-Гренландского суббассейна в датско-палеоценовое время активное осадконакопление осуществлялось по периферии гипотетического сводового поднятия центральной части бассейна, откуда, видимо, изливались огромные массы базальтовых лав. Их туфы установлены на Средне-Норвежском шельфе в верхах палеоцена, где с ними связан сейсмический горизонт (Caselli, 1987). С позднего палеоцена начинается формирование коры океанического типа (Эльдхольм, Майр, Сундвор, 1984). Палеогеновый разрез Тромсё мощностью свыше 1000 м начинается с толщи базальтов, которая вверх по разрезу сменяется чередованием грубообломочных и более тонкозернистых пород ("Баренцевская шельфовая плита", 1988). В Брито-Арктической провинции широко развиты базальты формации Туле общей мощностью более 7,5 км в Гренландии, причем не менее половины общего объема формации сформировано в палеоцене ("Геологическое строение"..., 1984). Таким образом, можно предполагать, что терригенно-вулканогенная седиментация была сосредоточена в данную эпоху в ограниченных депоцентрах, располагавшихся вдоль окраин Скандинавии, Гренландии и Шпицбергена (Dalland, Worsley, Ofstad, 1988).

Все остальные районы современного Западно-Арктического шельфа в дат-палеоценовое время представляли собой пенепленизированную сушу. По обрамлению шельфа широко проявились процессы химического выветривания.

На востоке региона основной морской бассейн, сформированный еще в мезозое, располагался в Западной Сибири. В Нижне-Обском и Ямало-Тазовском районах Карского сектора Западно-Арктического палеошельфа в датском веке и в раннем палеоцене продолжалось начавшееся в мезозое накопление глинистых илов с более или менее значительной примесью алевритового материала (коричнево-черные алевритистые слюдистые глины, местами аргиллитоподобные мощностью до 110 м) в центральной части Западно-Сибирского морского бассейна и в широком проливе его, открывавшемся отсюда на север, в пределы современного Карского моря. В западном направлении (на широте устья Оби и южнее) в отдельные периоды илы обогащались опаловым

http://jurassic.ru/

кремнеземом (опоковидные, вблизи Урала -- диатомовые глины). Указанные морские осадки распространены почти до современного горного Урала без признаков мелководно-прибрежных фаций, по крайней мере, на широтах Приполярного Урала (севернее 65° с.ш. граница сохранившегося от размыва палеоцена отклоняется к востоку, удаляясь от хребта).

В восточном и северо-восточном направлениях от центральной части бассейна илы обогащались алевритовым, затем песчаным, с глауконитом, материалом, и восточнее р.Таз морские литофации сменялись континентальными озерно-аллювиальными (глинисто-песчаные с каолином отложения), отлагавшимися в условиях низменной равнины.

"Черные" глины палеоцена встречены в обнажении на юго-западе Ямала, по скважинам в районе Харасавэя, а также на западном склоне Полярного Урала, что позволяет предполагать наличие бассейновых условий и в этих районах. Следов перерыва или размыва между "черными" глинами палеоцена и подстилающими их зеленоватыми глинами верхнего мела на полуострове Ямал и Обском Севере в пределах района нет. Вместе с тем изменение палеогеографических условий на этом рубеже проявилось достаточно четко -- в резком сокращении площади морского бассейна и его похолодании, начиная с датского века: богатые фауной и мергелистыми конкрециями отложения сменяются глинами, обогащенными в Зауралье опаловым кремнеземом. Во время максимума раннепалеоценовой трансгрессии Западно-Сибирский палеобассейн имел кратковременные связи с морями Средиземноморской области. Судя по составу фораминифер, глубины моря достигали 200 м. Обилие пирита в осадках свидетельствует о накоплении их в восстановительной среде. Северные районы Урала практически не поставляли в бассейн терригенного материала, привнос которого происходил в основном с денудационных равнин Таймыра и Средней Сибири (карта 13.5).

В позднем палеоцене размеры Западно-Сибирского морского палеобассейна на севере сократились, и он был изолирован в этом направлении. В Ямало-Тазовском районе в это время сформировалась толща (до 140 м) аллювиальных, озерных и дельтовых песков, супесей, суглинков и глин с лигнитизированными растительными остатками, линзами и пропластками (до 0,5-2 м) бурого угля в верхней части, с каолинсодержащими прослоями (особенно на востоке района). Южнее (в Нижнем Приобье) сохранился нормальный морской бассейн, где продолжалось накопление глин. Богатые комплексы фораминифер в его приуральской части свидетельствуют, вероятно, о наибольшей здесь глубине бассейна. В районе пос. Тазовское осадки накапливались в условиях, переходных от континентальных к морским.

В течение палеоцена на прилегающей к бассейну суше господствовала тропическая и субтропическая растительность. Относительная холодноводность раннепалеоценового моря в его приуральской части (кремнистые илы) может быть объяснена наличием здесь течения из Арктического бассейна в отдельные этапы этого времени.

2. Эоцен.

В эоцене в связи с усилением тектонической активности в Норвежско-Гренландском суббассейне и тектоно-эвстатическим повышением уровня Мирового океана происходит максимальное для раннего кайнозоя расширение площади шельфовых морских бассейнов. В Норвежско-Гренландском суббассейне близ континентального склона бурением вскрыты эоценовые глубоководные отложения; в областях континентального склона и подножья формировались мощные толщи турбидитов, т.е. уже началось формирование континентального склона как мегаморфоструктуры. На Норвежском шельфе продолжались опускания в пределах осадочных бассейнов; узкий клин осадков кайнозойского возраста обнажается на краю шельфа и проградирует на раннеэоценовые базальтовые потоки. С раннего эоцена начинается погружение в пределах хребта Нордланд на Средне-Норвежском шельфе (Эльдхольм, Майр, Сундвор, 1984).

На западе и северо-западе Баренцева моря в эоцене также происходило наращивание континентального склона с формированием мощных клиноформ, установленных сейсмическими работами МОВ ОГТ; проградационный клин морских палеогеновых осадков достигает на Западно-Шпицбергенской континентальной окраине мощности до нескольких км (Батурин, 1986). В пределах главного палеогенового бассейна Шпицбергена в эоцене накопилась терригенная толща аргиллитов, (мощностью около 1200 м) залегающая без видимого несогласия на палеоценовых породах а в межгорных впадинах близ горста Западного Побережья мощность молассовых отложений достигает 2000 м (Баренцевская... , 1988). В Западно-Шпицбергенском прогибе нижнеэоценовые отложения начинаются однородной толщей полевошпатово-кварцевых песчаников грумантской свиты (160-240 м); их согласно перекрывают нижне-среднеэоценовые аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов и пластом каменного угля холлендардаленской свиты (до 130 м) (Лившиц, 1973). Верхнеэоценовые породы ложатся на подстилающие образования с размывом и вверх по разрезу сменяются ритмично-слоистой толщей чередования аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников (фрюшаодденская и коллиндердаленская свиты мощностью до 500 м) (там же). В то же время в прогибе Форлансуннет в эоцене накапливались конгломерато-брекчии, гравелиты и песчаники сельвогенской свиты мощностью 1000 м, которые вверх по разрезу сменяются алевролитами и аргиллитами сессхёгдинской, рейнгардлюнтенской и крокодилленской свит мощностью до 700 м (Баренцевская..., 1988).

http://jurassic.ru/

Таким образом, эоценовые морские бассейны западной части региона были весьма обширными и тепловодными; это, видимо, объясняется тем, что в эпоху повышения уровня Мирового океана существовала связь зарождающихся арктических морей с океаном Тетис, а через Енисей-Хатангский прогиб -- с Амеразийским бассейном. В то же время достоверных эоценовых осадков на востоке Баренцева и севере Карского морей пока не установлено. В грунтовых колонках, поднятых со дна Баренцева и Карского морей, очень часто наблюдается заражение заведомо неоген-четвертичных осадков морскими эоценовыми диатомеями. Диатомовые водоросли западносибирской люлинворской свиты, фиксирующей максимум эоценовой трансгрессии в тавдинское время (Зайонц, Демус, Федоров, 1986), обнаружены даже в отложениях морских террас Северного Таймыра. Все это наводит на мысль, что в эоцене на Западно-Арктическом шельфе была развита обширная трансгрессия, достигавшая на востоке гор Бырранга (п-ов Таймыр).

Важно подчеркнуть, что морские эоценовые бассейны на Западно-Арктическом шельфе не имели связи с обширным западно-сибирским эпиконтинентальным морем, развивавшимся, начиная с лейаса, по своей тектонической программе. Мощности кремнисто-глинистых формаций палеогена в Западной Сибири увеличиваются с севера на юг, и очевидно, что трансгрессия там распространялась из районов Тургайского прогиба (карта 13.6).

Эоцен был временем максимальной палеогеновой трансгрессии и в Нижне-Обском и Ямало-Тазовском районах. В широкой полосе вдоль западного (уральского) берега западносибирского палеоморя в раннем эоцене отлагались бедные органическими остатками кремнистые и кремнисто-глинистые илы (опоки и опоковидные глины), в центральной его части -- кремнисто-глинистые, кремнистые и глинистые. Наличие базальной пачки глауконитсодержащих песков и алевритов (до 3,5 м и более) в основании опоковой серовской свиты (до 70-80 м), наблюдаемой в ряде разрезов на юге Ямала в пределах поднятий, свидетельствует о незначительном трансгрессивном размыве, имевшем место на этих структурах, очевидно, слабо выраженных в рельефе дна бассейна в начальные фазы трансгрессии раннеэоценового моря.

В средне-позднеэоценовое время в приуральской зоне и в Ямало-Тазовском районе отлагались диатомовые илы, которые по направлению к центру бассейна (на юг и восток) замещались преимущественно глино-диатомовыми и кремнисто-глинистыми с прослоями диатомовых, а далее по латерали, в центральных районах, преимущественно глинистыми. На востоке распространены мелководно-морские песчаники, местами с залежами оолитовых железняков, и прибрежные ильменитоносные пески.

Глубины бассейна, как свидетельствует анализ фауны, не превышали 200 м, воды имели нормальную соленость. Возникло постоянное сообщение с Амеразийским и Средиземноморским бассейнами. Береговая линия имела устойчивый характер на юго-западе, где она располагалась вблизи восточной окраины современного Урала, местами в его пределах. В максимум трансгрессии бассейн ингрессировал по депрессиям в пределы Уральской палеосуши, которая представляла собою, вероятно, цепь низких островов, и соединялся проливами с Печорским палеобассейном, где рядом с Уралом также отлагались кремнистые илы. Последнее подтверждается вскрытием разреза кремнистого эоцена скважиной, пробуренной в 1989 г. у подножия западного склона Полярного Урала, в сочетании с давно известным наличием массовых количеств переотложенных остатков эоценовых диатомей в неоген-четвертичных отложениях современной осевой части хребта до абсолютных отметок 500-600 м. Восточная граница моря отличалась большей подвижностью. Эоценовый морской бассейн Западной Сибири обрамляли невысокие денудационные равнины и плато Урала, Таймыра и Сибири, которые в сторону моря переходили в аккумулятивно-денудационные и низменные озерно-аллювиальные равнины. Уральская и Таймырская палеосуши слабо проявлялись как источники сноса. Терригенный материал поступал в основном с востока и юго-востока.

Максимальная мощность кремнистого эоцена наблюдается в пределах Надымского прогиба западносибирского палеоморя, где ее фоновые значения равны 80 -- 150-160 м.

Предполагается наличие в Приуральской полосе палеобассейна относительно холодного течения с севера на юг, несшего богатые биогенными элементами воды, что было одним из факторов, обусловивших бурное развитие здесь диатомовой флоры. По керну скважин в ирбитской свите среднего эоцена отмечены ядра пелеципод, которые, по мнению некоторых исследователей, требовали для своего развития морских вод с нормальной соленостью и относительно низкими температурами. Однако комплекс радиолярий, имеющих признаки, наблюдаемые у современных форм экваториальных морей, указывает на тепловодность бассейна. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о том, что на широте Тазовского полуострова в эоцене на суше произрастали субтропические и тропические растения. Следовательно, холодноводность арктических вод была относительной. Вместе с тем совпадение во времени (поздний мел-эоцен) обильного биогенного кремненакопления в Западной Сибири и в центральной части Северного Ледовитого океана, где этот процесс протекал в условиях апвеллинга (Clark, 1975) и интенсивного поступления кремнезема в бассейн за счет активного вулканизма, свидетельствует о хроногенетической общности кремнистых илов Западно-Сибирского и Арктического палеобассейнов.

Редкая встречаемость остатков фауны и диатомей в опоках серовской свиты нижнего эоцена, наличие в них частиц вулканического пепла (по скв. 1 Новопортовской, скв. 3 на мысе Трехбугорном и др.), текстурные особенности пород и т.д. могут свидетельствовать о хемогенной природе первичных "опоковых" кремнистых

http://jurassic.ru/

илов, значительную роль в накоплении которых играли, вероятно, продукты вулканических (по периферии бассейна) и сопряженных с ними гидротермальных процессов.

Во второй половине позднего эоцена север Западно-Сибирской равнины постепенно выходит из-под уровня моря, здесь начинают формироваться прибрежные и континентальные образования. Морской режим южнее сохранялся. Связь моря с арктическим бассейном прекратилась. Бассейн был относительно мелководным со спокойным гидродинамическим режимом, что определило повсеместное накопление тонколистоватых глин с незначительными присыпками алевритового и песчаного материала (до 100-150 м). В связи с изменением гидрохимического режима в сторону его нормализации, вымирают диатомовые водоросли и радиолярии, вместо песчанистых фораминифер развиваются известковистые. На суше субтропические флоры сменяются теплоумеренными мезофильными флорами тургайского типа. Среди морской фауны встречаются как теплолюбивые формы, так и бореальные (циприны). Последние преобладают в северных районах Западно-Сибирского моря, отражая зональность его температурного режима. На суше климатическая зональность намечается по заметному участию хвойных и мезофильных широколиственных пород во флорах на севере и тропических и субтропических — на юге Западной Сибири. Отложения тавдинского времени позднего эоцена на Гыдане и в Усть-Енисейском районе неизвестны.

3. Олигоцен

С начала олигоцена в регионе происходит коренная смена палеогеографических обстановок. В эту эпоху окончательно оформилась океаническая впадина Норвежско-Гренландского суббассейна, и "фронт океанизации" вплотную подошел к западным окраинам современного глубоководного Арктического бассейна (Зархидзе, 1985; "Геология дна океанов", 1982). На месте Западно-Арктического шельфа стала формироваться обширная суша, в пределах которой в конце олигоцена образовался ряд сводово-купольных поднятий — Свальбардское, Грумантское и Северо-Карское.

В олигоцене, в связи с эвстатическим падением уровня Мирового океана и общим поднятием шельфов, море как бы отступает в океаническую впадину уже оформленного Норвежско-Гренландского суббассейна. Вдоль западных окраин Норвежского и Баренцевоморского шельфов продолжается проградационное наращивание континентального склона, но даже в пределах проградационного клина осадков в позднем олигоцене установлена (Батурин, 1986) региональная поверхность несогласия, обусловленная максимальной за весь кайнозой регрессией в эту эпоху. В Центральной-Шпицбергенском прогибе олигоценовые породы стурвольской свиты (мощностью свыше 650 м) венчают палеогеновый разрез: там накапливались озерно-болотные осадки, чередующиеся с известковистыми аргиллитами и алевролитами, содержащими прослои гравелитов и конгломератов и пропластки каменных углей (Лившиц, 1973). В то же время в подвижной зоне западного побережья Шпицбергена олигоценовые породы, объединяемые в маршэйскую свиту (мощностью свыше 2000 м), с размывом ложатся на верхнеэоценовые образования ("Баренцевская шельфовая плита", 1988); отложения представлены ритмично чередующимися прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов и гравелитов.

В пределах участков суши на Западно-Арктическом шельфе единая поверхность выравнивания, сформированная к началу этапа, в олигоцене подверглась интенсивному расчленению блоковыми новейшими движениями и интенсивной эрозионной деятельностью палеорек. Низменные озерно-аллювиальные равнины на месте современного Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба окаймлялись эрозионно-аккумулятивными равнинами. Острова востока Свальбарда и Земли Франца-Иосифа объединялись в единую платообразную сушу, где в озерно-болотных котловинах накапливались угленосные отложения с растительными остатками и пресноводной фауной (Баренцевская..., 1988). В конце олигоцена, когда весь шельф был полностью осушен, произошло интенсивное врезание палеорек. Древнейшие палеоврезы, зафиксированные методом НСП, на западе Баренцевоморского (Kristoffersen, Milliman, Ellis, 1984; Solheim, Kristoffersen, 1984) и на севере Баренцево-Карского (Мусатов, 1989) регионов, следует связывать, видимо, именно с позднеолигоценовым временем. Тальвеги этих палеодолин могут достигать глубин 600 м и свыше. Очевидно, поздним олигоценом следует датировать и глубочайшие погребенные эрозионные врезы в пределах Южно-Карского массива. В то же время Новая Земля в олигоцене еще представляла собой пенепленизированную сушу и там, как и на Полярном Урале, установлена олигоценовая поверхность выравнивания (Красножён, 1982). Видимо, олигоценовые палеодолины "прорезали" территорию Новой Земли с востока на запад, что отражено на соответствующей палеогеографической карте (карта 13.7).

Вероятно, в конце олигоцена начинаются процессы формирования океанической впадины Евразийского суббассейна, куда и смещаются процессы океанообразования (сводообразование, затем океанический рифтогенез, погружение и интенсивнейший основной магматизм). В пределах будущего срединно-океанического хребта Гаккеля начинаются активные базальтовые излияния. Можно предположить, что интенсивные воздымания Западно-Арктического шельфа в конце олигоцена являются компенсационными движениями при процессах океанизации в формирующемся Евразийском суббассейне. Современный весьма расчлененный рельеф Западно-Арктического и Норвежского шельфов обусловлен в первую очередь тектоническими дислокациями олигоценового времени (Геологическое строение..., 1984).

В олигоцене же происходит первое кайнозойское похолодание, связанное с ростом гор, уменьшением

http://jurassic.ru/

количества солнечной радиации, регрессией моря и, видимо, началом формирования единого Северного Ледовитого океана. Ухудшение климата было обусловлено и прекращением в олигоцене гидрологических связей северных бассейнов с морями Тетиса и Сев. Пацифики. Похолодание зафиксировано также и в смене типа кор выветривания в пределах прилегающих щитов и выступов складчатого основания плит, где с конца олигоцена начинают формироваться гидрослюдистые коры. В конце олигоцена начинается интенсивный рост эпиплатформенных орогенов Урала и Центрального Таймыра.

Можно заключить, что олигоценовые отложения повсеместно в регионе отражают регрессивный характер седиментации. Это справедливо и для Западно-Сибирского бассейна, где мощности пород олигоцена сокращены и на рассматриваемых широтах не превышают 100-200 м.

В олигоцене Нижне-Обский и Ямало-Тазовский районы Карского сектора Западно-Арктического палеошельфа представляли собою равнинную сушу, по-видимому, полого поднимавшуюся в северном направлении. Здесь сформировалась аллювиальная (на севере) и озерно-аллювиальная (на юге) равнины. На Обь-Тазовском междуречье эти процессы запечатлены в кварцевых песках (до 60 м) и перекрывающей угленосной песчано-глинистой толще (мощностью до 70 м), на Тазовском п-ове — в каолинсодержащей существенно песчаной толще. На Ямале, Гыдане и в Усть-Енисейском районе достоверно олигоценовые отложения неизвестны. В позднем олигоцене в осевую часть рассматриваемого северного сегмента Западно-Сибирской геосинеклизы (Казымско-Надымское междуречье) трансгрессировал (с юга?) региональный туртасский пресноводный или солоноватоводный бассейн, в котором отложились существенно алевритовые, с прослоями диатомовых алевропелитов литофации одноименной свиты (до 40 м).

Импульс тектонического воздымания, интенсивно проявившийся в атлымское время в обрамлении Западно-Сибирской плиты и, по-видимому, на севере Карского сектора Арктического шельфа, обусловил обильный привнос в седиментационный бассейн продуктов размыва мощных кор выветривания каолинового профиля.

Олигоценовая эпоха была временем возникновения и расцвета тургайской тепло-умеренной листопадной флоры. Широтная климатическая зональность была проявлена слабо. Отмечается влияние позднеолигоценового туртасского бассейна на климат в сторону увлажнения последнего.

4. Миоцен

На этом этапе происходит активизация тектонических процессов в пределах глубоководных впадин Арктического бассейна и, начиная с миоцена, Западно-Арктический шельф становится шельфом двух океанов: — в основном уже морфологически оформленного Норвежско-Гренландского и формирующегося Евразийского. В пределах шельфов в миоцене продолжались умеренные воздымания, сопряженные с углублением океанических впадин, унаследованные с олигоцена. На западных и северных окраинах Баренцевоморского шельфа формировались (Батурин, 1986) проградационные осадки континентальных склонов, мощность которых между поверхностями региональных несогласий, связанных с регрессиями позднего олигоцена и позднего миоцена, достигает 1 км. О характере осадконакопления на Баренцево-Карской окраинно-материковой плите можно судить по нижне-среднемиоценовым отложениям, установленным на архипелагах: там накапливались маломощные (30-50 м) континентальные образования с остатками теплолюбивых флор. Отложения представлены косослоистыми сериями песчано-гравийных отложений с линзами и прослоями бурых углей и обугленной древесины на о-ве Комсомолец архипелага Северная Земля и алевро-аргиллитами и алевритами на о-ве Гофмана архипелага Земля Франца-Иосифа. Эти осадки сопоставляются с известной миоценовой формацией Бофорт Канадского архипелага. Факт существования в столь высоких широтах широколиственных флор заставляет предполагать широкую связь сохранявшегося в южных районах описываемого региона морского бассейна с тихоокеанскими, атлантическими и тетическими морями.

Сложная палеогеографическая обстановка на Западно-Арктическом шельфе (рис 13.1), обусловленная существованием обширной суши в пределах окраинно-материковой плиты, послужила причиной возникновения, начиная со среднего миоцена, четкой климатической зональности и активного развития в Арктике той группы флор, которая получила название "арктотретичной". Начиная же с позднего миоцена, можно предполагать возникновение первых (?) многолетних скоплений фирновых льдов и, возможно, локальных оледенений в горных областях. Теплые течения, огибавшие с запада Баренцево-Карскую сушу и проходившие между Свальбардом и Гренландией в "высокую" Арктику, не были помехой для формирования в арктических районах Канады лесотундры и, возможно, тундры (Matthews, 1987). Уместно добавить, что по крайней мере к концу миоцена (5,6 млн.лет назад) ледниково-морское осадконакопление стало очевидно доминирующим во всем Арктическом глубоководном бассейне.

На Шпицбергене в постолигоценовую эпоху наступил период самых активных тектонических движений за всю платформенную историю архипелага (Лившиц, 1973). Основной особенностью палеогеографических обстановок миоцена было наличие в пределах Баренцево-Карской суши разветвленной и глубоко врезанной речной палеосети, способствовавшей интенсивному размыву рыхлых мел-палеогеновых пород. Тальвеги палеоврезов в кровле донеогеновых образований достигают глубин 400-550 м при относительной глубине погребенных палеодолин до 100-150 м и более.

http://jurassic.ru/

В конце позднего миоцена эвстатическое падение уровня Мирового океана наряду с неотектоническим воздыманием щитов, эпиплатформенных орогенов, окраинно- и внутриматериковых плит совпало с "мессинским" кризисом, когда море вновь, как и в олигоцене, отступило за пределы континентального склона. На этом рубеже повсеместно проявляется смена характера фауны и осадконакопления. На Баренцево-Карской суше произошло, как мы уже отмечали, резкое врезание речных палеодолин; речной сток осуществлялся как в океанические впадины на запад и север, так и на юг, где сохранялся мелководный морской бассейн в пределах Печорской и Западно-Сибирской внутриматериковых плит, сообщавшийся через пролив Вилькицкого с Восточно-Арктическими морями. Этот бассейн, начиная с неогена, и служил основным депоцентром осадконакопления в регионе: мощности неогеновых отложений там достигают 300 м и более. В условиях неотектонического воздымания Полярного Урала, Новой Земли, Тимана и Таймыра, а также интенсивной денудации в пределах Баренцево-Карской суши, подобные области внутриматериковых плит стали своеобразными седиментационными ловушками, по обрамлению которых в неогене формировались коры выветривания гидрослюдистого типа.

На Печорской плите нижне-среднемиоценовые отложения наиболее полно представлены в пределах северной оконечности Шапкино-Юряхинского и Колвинского валов, где скважинами вскрыты отложения мощностью до 70-80 м, представленные песками мелкозернистыми, кварцевыми, слюдистыми с редкими прослоями алевритов, с обломками бурых углей и обугленной древесины, а также глинами темно-серыми, алевритистыми, горизонтально-слоистыми. Вниз по разрезу отмечены прослои углистого материала и линзы известковистых песчаников мощностью до 2 м. Отложения выходят в интервале глубин 150-230 м ниже уровня моря и залегают во впадинах донеогенового рельефа. Генезис толщи — аллювиально-морской и прибрежно-морской; спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о теплолюбивой лесной растительности. По характеру разреза эта толща сопоставляется с абросимовской свитой Западной Сибири.

Реальность сохранения позднемиоценового морского бассейна или пролива в пределах Печорской плиты подтверждается средне (?) - позднемиоценовым возрастом просундуйской свиты. В Хорейверской впадине и в устьевой части р.Печора ее осадки мощностью 80-200 м представлены морскими и аллювиально-морскими зеленовато-серыми глинами и алевритами, сохранившимися в переуглублениях мезозойского палеорельефа ниже уровня моря. Основной объем осадочного материала поступал в данный бассейн также с севера, где интенсивно размывались 2 пояса приокеанических поднятий: в зоне Фенноскандия — о-в Медвежий — о-в Зап.Шпицберген близ континентального склона Норвежско-Гренландского суббассейна и в зоне Свальбард — Земля Франца-Иосифа — Северная Земля близ формирующегося материкового склона Евразийского суббассейна.

Известное сходство комплекса просундуйских фораминифер в стратотипическом разрезе (материалы О.Ф.Барановской) с позднемиоценовыми комплексами (алмашской свиты) Карпат позволяет предположить, что в определенные периоды своей эволюции внутриконтинентальный бассейн на юге Западно-Арктического региона сообщался с ранне неогеновыми бассейнами Паратетиса.

Естественно, что при тектоно-эвстатических падениях уровня океана Баренцево-Карская суша значительно расширяла свои границы, и там происходило новое врезание палеорек. В позднем миоцене интенсивнейшее врезание рек произошло на Полярном Урале и на Новой Земле. Миоценовые долины, выработанные в породах протерозоя и палеозоя, оказались врезанными в днища олигоценовых палеодолин на глубину 30-80 м. На Новой Земле переуглубленные врезы, выполненные галечниками миоценового возраста, имеют разницу отметок с поверхностью пенеплена до 600-700 м. Поздним миоценом (?) на Новой Земле датируются последние проявления вулканической деятельности (карта 13.8).

На территории Западно-Сибирской плиты в раннем миоцене, после регрессии туртасского "озера-моря" из пределов Казымско-Надымского его залива (пролива?), на всей территории Нижнеобского и Ямало-Тазовского районов Карского сектора палеошельфа устанавливается режим континентальной равнины. Там накапливались аллювиальные и озерно-аллювиальные слабо угленосные глинисто-песчаные отложения абросимовской свиты.

Размыв в обрамлении Западно-Сибирской геосинеклизы, где проявился новый импульс воздымания (как, вероятно, и на севере Карского сектора палеошельфа), достиг местами неизмененных выветриванием скальных пород, о чем свидетельствуют единичные находки их обломков в базальных слоях абросимовской свиты. Палинокомплексы характеризуют начало деградации олигоценовой тургайской флоры: уменьшается содержание пыльцы экзотических теплолюбивых листопадных растений, больше отмечается бореальных форм, обновляется список трав. В течение абросимовского времени сохранялись прежний структурный план Западно-Сибирской плиты и тенденция к относительному погружению центральных ее районов, в т.ч. юга рассматриваемой территории (Надым-Тазовское междуречье).

Следующий за абросимовским бещеульский этап, охватывающий средний миоцен, был временем тектонической активизации как в обрамлении плиты, так и в ее пределах. Судя по межрегиональным палеогеографическим сопоставлениям, этот тектонический импульс в начальные фазы был сопряжен с резким понижением уровня океана. В это время были выработаны широкие и глубокие (до 70м ниже современного уровня моря в Сосьвинско-Белогорском Приобье, непосредственно к югу от южной рамки карты) долины-депрессии, определившие основные черты современного орогидрографического плана.

http://jurassic.ru/

В Нижне-Обском районе средне-позднемиоценовому осадочному циклу отвечает пелымская свита с двумя подсвитами: нижняя мощностью до 30 м — аллювиальная песчаная, часто с конгломератами и галечниками в основании; верхняя (до 80 м) — глинисто-алевро-пелитовая, сформированная в пресноводном или сильно опресненном бассейне (бассейнах?).

Наличие конгломератов и рыхлых валунно-галечных образований, а также обломков и глыб (размером до 10 м и более) подстилающих алевро-глинистых олигоцен-ранне-миоценовых пород в основании пелымской свиты свидетельствует о высокой интенсивности эрозионных процессов в начальные фазы этапа. Долины были врезаны в палеогеновые и более древние образования на глубину до 300 м. Именно в этот этап резко возросли высоты горного обрамления Западно-Сибирской плиты. В ее пределах, особенно в северных районах, впервые регионально и весьма интенсивно проявилась складчатость нагнетания в приповерхностной части чехла, в результате чего были в изобилии выведены на поверхность верхнемеловые и эоценовые кремнистые опаловые породы (позднее ошибочно принятые за "ледниковые отторженцы"). Интенсивный размыв их обусловил обилие переотложенного материала диатомитов и опок во всех фракциях осадка всех литофаций пелымской свиты Обского Севера. Пелымский морфолитоцикл -- первый из ряда подобных последовательных эрозионно-аккумулятивных неоген-четвертичных циклов. В верхней части горизонта осадки более тонкие, пески переслаиваются с алевритами и глинами. Повышение базиса эрозии и снижение тектонической активности к позднему миоцену обусловило озерную трансгрессию в позднепелымское время. Алевропелиты и пески, отвечающе этой трансгрессии, прослеживаются вдоль восточного склона Северного и Приполярного Урала до абсолютных высот 400 м и более, где они обогащаются линзами галечников, целиком замещаясь последними в узкой палеоприбрежной зоне. При накоплении толщ верхнепелымских алевро-пелитов (до 80 м и более) в районах Обского Севера растительные ландшафты суши (по спорово-пыльцевым комплексам) были представлены сосново-березовыми лесами (при незначительной роли темно-хвойных), развитыми в основном по долинам рек. В сочетании с преобладанием ксерофитных форм среди трав это свидетельствует об относительно теплом и сухом климате.

В.П. Никитин по семенной флоре восстанавливает климат с относительно продолжительными зимами, когда морозы достигали, возможно, минус 10-15° С. Еще более прохладный и сухой климат восстанавливается по таволжанским флорам, которые содержат около 75% ныне местных родов. По В.С. Волковой и И.А. Кульковой, рубеж в формировании флоры, судя по палинологическим данным, был обусловлен резким похолоданием и увлажнением климата. В единичных пробах из пелымской и таволжанской свит обнаружены остатки арктобореальной флоры.

Региональное угловое и эрозионное несогласие, наблюдаемое в Западной Сибири в основании позднемиоцен-четвертичного комплекса осадков (предпелымский импульс), по масштабам и резкости проявления значительно превосходит те, что фиксируются для раннего олигоцена. Указанное миоценовое несогласие можно приравнять по значимости к раннеюрскому, и в соответствии с этим Западно-Сибирская плита может рассматриваться как четырехярусное тектоническое сооружение.

5. Плиоцен.

В плиоцене в связи с продолжением активного развития океанической впадины Евразийского суббассейна и деструкции окружающих ее континентальных массивов появляются первые признаки деградации суши на месте Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты. Плиоценовые отложения формируют обширные покровы мощностью до 100 м и свыше на шельфе внутриматериковых плит, а на окраинно-материковой плите (Западно-Арктической суше) плиоценовые осадки лишь выполняют глубокие (до 400 м) палеоврезы. В составе плиоценовых отложений на шельфе по данным НСП выделяются 2 сейсмоакустических комплекса (Крапивнер, Гриценко, Костюхин, 1986, 1988), датируемых соответственно ранним-средним (сейсмокомплекс У) и средним-поздним плиоценом (сейсмокомплекс 1У). Каждый из них состоит из 3 сейсмопачек с акустически прозрачной или косослоистой, рябисто-слоистой и горизонтально-слоистой сейсмозаписью, которые сопоставляются соответственно с аллювиальными, аллювиально-морскими и морскими образованиями. В кровле и подошве каждого комплекса установлены региональные поверхности эрозионных несогласий; это свидетельствует о цикличности тектонических процессов и о преимущественно континентальных обстановках на шельфе в среднем плиоцене и на рубеже плиоцена/плейстоцена. Речной сток в эти эпохи осуществлялся в основном на запад, в пределы Норвежско-Гренландского бассейна.

Об усилении неотектонической активности в эту эпоху свидетельствуют более сложные очертания массива северной суши и расположение речных палеодолин. Стали закладываться по системе сбросов будущие окраинно-шельфовые желоба Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина. Внутриконтинентальный бассейн южных частей шельфа при эвстатических повышениях уровня океана неоднократно соединялся с бассейнами норвежского шельфа и Норвежско-Гренландской океанической впадины главным образом через формирующийся Нордкапский прогиб. Эти события зафиксированы появлением атлантической фауны в плиоценовых отложениях Тимано-Уральского региона (Зархидзе, 1970), Западной Сибири и Таймыра. В ряде случаев отмечено появление "североокеанских" и тихоокеанских фаун в плиоценовых осадках Таймыра, что объясняется существованием морского бассейна в Енисей-Хатангском заливе и в проливе Вилькицкого. Таким образом, палеогеографическая эволюция региона в плиоцене проходила под влиянием двух основных факторов — неотектонического и эвстатического. Их сочетание привело к почти постоянному влиянию на процессы

http://jurassic.ru/

осадконакопления нового для Западной Арктики феномена — обширных покровных оледенений. Глубокие полупогребенные позднеплиоценовые палеодолины на шельфе с абсолютными отметками тальвегов до — 400 м, видимо, имели уже ледниковое питание. В конце позднего плиоцена, когда базис эрозии понизился, по О.В. Суздальскому (1976), на — 280 м, произошло новое врезание палеорек: так, долина Палео-Печоры, врезанная в верхнеплиоценовые осадки, на широте Нарьян-Мара выполнена аллювиальными песчано-гравийно-галечными отложениями мощностью до 100 м (Зархидзе, Красножён, 1973).

Переходя к описанию плиоценовых отложений Печорского и Западно-Сибирского палеобассейнов, прежде всего необходимо отметить, что именно здесь сосредоточены основные объемы осадков и, прежде всего, диамиктонов, т.е. песчано-глинисто-алевритовых "мореноподобных" отложений с грубообломочным материалом, охарактеризованных своеобразными комплексами органических остатков. Они имеют ледово- и ледниково-морское происхождение, и тем самым подтверждают одновременность существования морских бассейнов на юге региона и обширных покровных ледников на отдельных массивах Баренцево-Карской суши.

В пределах Печорской плиты мощность осадков этого времени может достигать суммарной мощности до 500 метров. В депрессиях донеогенового рельефа скважинами вскрываются нижне-среднеплиоценовые отложения. Их разрез наиболее полно изучен в пределах Варандейского вала в интервале 120-180 м ниже уровня моря: выходят глины, алевриты и пески с богатейшими комплексами моллюсков и фораминифер, а венчается разрез типичными песчано-глинистыми диамиктонами мощностью 20-30 м, с грубообломочным материалом.

Среднеплиоценовые отложения несогласно перекрывают как меловые породы, так и более древние неогеновые осадки. Широко развитые на севере Печорской плиты и на п-ове Канин, верхнеплиоценовые отложения т.н. падимейской серии в низах разреза представлены аллювиальными песками и галечниками мощностью до 100-120 м, выполняющими речные палеодолины второй генерации. Последние врезаны в более древние кайнозойские отложения, а также в породы мезозоя и палеозоя. Аллювиальные осадки среднего плиоцена сопоставляются с осадочным выполнением одновозрастных речных палеоврезов, погребенных на современном шельфе. Выше по разрезу залегают морские глины и алевриты с комплексами моллюсков и фораминифер, а также аллювиально-морские пески с однообразной фауной бентосных фораминифер. Они наиболее полно представлены на Варандейском валу в интервале глубин 20-120 м ниже уровня моря, где их разрез венчается пачками грубообломочных диамиктонов.

Наконец, верхнеплиоценовые (1,8-0,7 млн.лет) отложения Печорской плиты хорошо изучены в пределах Колвинского и Варандейского валов. Они представлены серыми песчаными алевритами с галькой, гравием и валунами мощностью от 90-100 м в центральной части плиты до 40-50 м в Приуральских районах.

В Западно-Сибирском палеобассейне отчетливо выделяется плиоцен-среднечетвертичный мегацикл седиментации, когда не менее четырех раз чередовались однотипные крупные этапы преимущественной эрозии и преимущественной аккумуляции. Цикличность приводила к чередованию трансгрессий и регрессий морских бассейнов в пределы Западно-Сибирской равнины как с севера, так, в отдельные этапы, и с юга (по Тургайской ложбине). Оледенения отдельных массивов карской части Западно-Арктической суши поставляли в бассейн ледниковый обломочный материал.

Для Карского сектора шельфа характерна относительно слабая насыщенность ледово-бассейновых осадков указанного хронологического диапазона раковинами фораминифер и моллюсков. Исключение составляют некоторые песчаные литофации верхних горизонтов этого комплекса отложений. Бедность ископаемыми остатками могла быть обусловлена как бедностью палеобиоценоза Карского бассейна, имевшего, как и теперь, затрудненный (по сравнению с Баренцево-Печорским сектором) гидробиологический обмен с открытым океаном, так и интенсивным растворением известковистых раковин фораминифер в районах распространения придонных холодных вод с высоким содержанием кислорода и углекислоты, что характерно и для современного Карского моря.

В раннем плиоцене намечается относительно кратковременный регрессивный этап, после чего большая часть Карского сектора палеошельфа, включая Обско-Енисейский Север, покрывается водами ледовитого Арктического бассейна. Осадки последнего, выделяемые на Обском Севере как мужиноуральская серия мощностью до 140-250 м, представляют собою в основном супесчано-суглинистые илы с мегакластами (диамиктоны), переслаивающиеся с подчиненными по мощности безвалунными глинами, суглинками, алевритами. Береговая линия бассейна фазы максимума трансгрессии прослеживается по склонам горного обрамления в диапазоне современных абсолютных отметок 280-320 м.

В шурышкарской толще указанной серии встречено до 10 видов моллюсков арктического и бореально-арктического облика (Propeamussium groenlandicum (Sow.), Leda pernula (Mull.), Nucula tenuis (Mont.)) и др. Аналогичные комплекс характеризует и колвинскую свиту-отложения нижнего-среднего плиоцена Тимано-Уральской области. Фауна фораминифер, по И.Н.Семенову и В.Я. Слободину, аналогична таковой из колвинской свиты Печорского бассейна и усть-соленинской свиты Енисейского Севера. Палинокомплексы отражают смену ландшафтов (снизу вверх по разрезу на 65-66° с.ш.): средняя тайга -- северная тайга -- тундра -- лесотундра. Если планктонные глобигерины, найденные на абсолютных высотах 100-120 м, не

http://jurassic.ru/

переотложены, то уровень моря в период максимума трансгрессии был на 300-320 м выше современного, что согласуется с отмеченным выше гипсометрическим положением береговой линии вдоль горного обрамления.

К среднему плиоцену относится этап максимальной из неоген-четвертичных тектоно-эвстатических регрессий, когда уровень океана был ниже современного на 350 м (возможно, и более низкий), весь Арктический шельф представлял собой единую сушу, прорезанную глубокими относительно узкими речными долинами, погребенные тальвеги которых на широте Нового Порта (п-ов Ямал) вскрыты бурением на абсолютных отметках до минус 350-370 м (карта 13.9).

Эта относительно кратковременная, но очень глубокая регрессия сменилась новой крупной трансгрессией Арктического бассейна, продолжавшейся, по-видимому, в течение всего позднего плиоцена (1,8-0,7 млн.л.). Ей отвечает ярсалинская серия отложений, включающая (снизу вверх): осадки мощностью до 70-100 м, существенно песчаные с гравием, галькой, прослоями суглинков и супесей — в основном аллювий осевых частей максимальных переуглублений; осадки полуйской свиты (до 40-60 м) — преимущественно диамиктоны, с прослоями песков, суглинков и супесей; осадки казымской свиты (до 80 м) — существенно алевритовые и тонкопесчаные + осадки салехардской свиты (до 130 м) — существенно алевритово-суглинистые, с пластами диамиктонов.

Палинокомплексы из низов серии (по скв.1, пос.Мыс Каменный на п-ове Ямал (заключение В.С.Волковой) свидетельствуют о климате несколько теплее современного, осадки отлагались в условиях существенно березовых редколесий с участками сфагновых болот. При накоплении полуйской свиты на суше преобладали ландшафты ерниковых тундр с участками лесотундры. Слои казымской свиты отлагались в условиях относительно теплого климата, когда на суше были широко развиты леса с господством березы, реже сосны, при наличии ели, пихты, ольхи. Наиболее теплый климат восстанавливается для конечной фазы казымского времени. Богатая диатомовая флора казымского бассейна характеризует его как водоем, богатый минеральными и питательными веществами, вероятно, слабо солоноватоводный. Для времени накопления салехардской свиты по спорам и пыльце восстанавливаются ландшафты, близкие тундровым.

Подводя итог описанию палеогеографического развития Западной Арктики в плиоцене, следует подробнее осветить вопрос о причинах возникновения и масштабности оледенений в регионе в плиоцене. Возникновение в конце палеогена обширной суши на месте Баренцева и Карского морей было главной причиной изменения природных обстановок в Северном полушарии. Редчайшая палеогеографическая ситуация способствовала уникальности возникших в неогене гидрологических и климатических условий. В пределах крупных массивов суши — Гренландии, Скандинавии, Баренцево-Карской, Таймыра, граничивших с океаническими бассейнами, возникли природные остановки, способствующие периодическому накоплению значительных снежных масс, формирующих затем обширные снежно-ледовые массивы. Так как Баренцево-Карская плита (Западно-Арктическая суша) была в позднем кайнозое шельфом двух океанов, то влияние бассейнов с их постоянно меняющейся структурой водообмена на климат развитие было весьма сложным. Постоянно существовавшие (по крайней мере с миоцена) в Евразийском океаническом суббассейне морские льды неоднократно приводили к увеличению продолжительности периодов существования снежного покрова на суше, высокое альбедо которого, по гипотезе Х.Лэмба (1964), способствовало возникновению тропосферных похолоданий. Долговременным источником обильного питания осадками была, прежде всего, Северная Атлантика, а также Норвежско-Гренландский и Евразийский суббассейны. Появление ледниково-морских осадков в море Баффина (3,0-3,5 млн.лет) свидетельствует о развитии обширного раннеплиоценового покровного оледенения в Гренландии. Так в Северном полушарии возник один из первых крупных центров материкового оледенения, приводящий к "выхолаживанию" Арктики. В плиоцене поступление осадков за счет циклонов осуществлялось как из Норвежско-Гренландского, так и из Артического бассейнов, и центрами оледенения могли быть все возвышенные массивы Западно-Арктической суши.

Совершенно очевидно, что ледники Арктики даже в максимум своего развития в плиоцене не формировали единого купола, а существовали в виде отдельных крупных массивов, причем Свальбардский, Грумантский и, тем более, Скандинавский имели сложный рельеф. Отсюда становится понятным и присутствие огромных объемов ледниково-морских диамиктонов в разрезах плиоцена в Печорском и Западно-Сибирском эпиконтинентальных бассейнах : на контакте с плиоценовыми ледниками накапливались осадки, ничем не отличающиеся от современных отложений приледниковых морских и лагунных бассейнов (Drewry, 1986).

Таким образом, в плиоцене четко выявилась роль каждого из факторов палеогеографического развития региона; климатические изменения контролировались той палеоокеанологической ситуацией, которая возникла в Западной Арктике в результате неотектонической эволюции океанических впадин. Преобразования морфоструктурного плана фиксировались миграциями границ осадочных бассейнов, приводящих к сложному сочетанию трансгрессивно-регрессивных циклов. Глубина эрозионного среза на Баренцево-Карской суше достигла кровли нижне-меловых и верхнеюрских пород, а мощность плиоценовых осадков по ее обрамлению достигла 400-500 м.

http://jurassic.ru/

6. Ранний-средний плейстоцен

(карта 13.10: магнитостратиграфический уровень Брюнес/Матуяма)

На данном этапе продолжалась деградация Западно-Арктической суши, поэтому активное осадконакопление начало смещаться в пределы современных акваторий. На шельфе этому седиментационному циклу отвечает Ш сейсмоакустический комплекс (Крапивнер, Гриценко, Костюхин, 1986; 1988), который широко распространен особенно в южных районах современного шельфа. Мощность его меняется от 5-10 м и менее разрешающей способности метода НСП до 50-75 м там, где комплекс опирается на глубокие палеоврезы дочетвертичного (позднеплиоценового) рельефа. В составе сейсмокомплекса выделяются 3 сейсмопачки со слоистым, неясно-слоистым и крапчатым типами сейсмозаписи, которые соответствуют морским, ледово- и ледниково-морским и ледниковым образованиям. Последние характеризуются хаотически ориентированными короткими осями синфазности на сейсмограммах и распространены преимущественно в северо-западных частях Баренцева моря, где сохранялись реликты распавшейся Баренцево-Карской суши (Мусатов, 1989). Характерно, что ледниковые образования этого этапа залегают в виде фрагментов плаща донной морены до глубин 150-200 м, а бассейновые осадки того же возраста ныне развиты во впадинах и прогибах, а также в южных и центральных районах шельфа. Это свидетельствует об одновременности оледенения формирующихся в тот период аркитческих архипелагов и морской трансгрессии, приведшей к формированию плаща плотных алеврито-глинистых миктитов, темно-серых, с примесью песка до 10-15% (Баренцевская..., 1988).

В эпоху эвстатического повышения уровня океана в раннем-среднем плейстоцене море заливало огромные пространства севера Евразии до современных абс.отм. +220 — +240 м (Данилов, 1978). В этих осадочных бассейнах южных частей шельфа и палеошельфа были сформированы основные объемы диамиктонов мощностью до 100-150 м, содержащих характерные комплексы макро- и микрофауны, аутигенные конкреции и другие включения, свидетельствующие об их бассейновом генезисе ("Основные проблемы...", 1983). Областями денудации при их накоплении служили воздымающиеся районы Кольского п-ова, Тимана, Пай-Хоя и Полярного Урала, Новой Земли и Таймыра. Вместе с тем на долю терригенного материала, снесённого со щитов, горных сооружений и сводов, окаймлявших осадочные бассейны, приходится не более 1/4-1/5 всего объема накопленных там осадков ("Геологическое строение...", 1984). Основная масса осадков была снесена с Бареиуево-Карской суши.

Часто повторяющаяся изоляция этих ранне-средбнеплейстоценовых эпиконтинениальных морей от Норвежско-Гренландского суббассейна способствовала формированию крайне суровых условий в Западной Арктике. С другой стороны, существование значительных водных бассейнов по обе стороны горных сооружений Урала и Фенноскандии было причиной образования в их пределах горно-долинного и, возможно, полупокровного оледенений, краевые части которых находились в активном контакте с акваториями. Такая палеогеографическая ситуация во многом объясняет фациальное разнообразие разрезов раннего-среднего плейстоцена и их, казалось бы, полную некоррелируемость при переходе от предгорий на равнину и далее на шельф.

Естественно, что выводные ледники Скандинавского центра могли проникать далеко в пределы Норвежского шельфа и западной части Баренцевоморского шельфа (Vorren, Hald, Lebesbye, 1988). В этих районах было достаточно влаги для формирования оледенения; в осадках дна Норвежско-Гренландского суббассейна зафиксированы мощные толщи турбидитов ("Рельеф и донные отложения...", 1979).

В пределах Печорской внутриматериковой плиты отложения рубежа Брюнес/Матуяма представлены алевритами с рассеянным псефитовым материалом. Они описаны на Варандейском валу в интервале 10-40 м выше уровня моря и объединены в местную варандейскую свиту, частично относящуюся к верхнему плиоцену. Их несогласно перекрывает мощная (до 100 м) толща терригенных образований (преимущественно диамиктонов), слагающая верхний ярус рельефа (до +220 м). Отложения представлены песками и алевритами почти без примесей (сяттейская свита) в нижней части разреза, а в верхах — типичными грубообломочными диамиктонами. Осадки этого этапа венчаются т.н. вашуткинскими песками и галечниками с аркто-бореальными комплексами моллюсков (Зархидзе, 1970), залегающими на высотах свыше +200 м.

В пределах Западно-Сибирской внутриматериковой плиты с послесалехардским раннеплейстоценовым регрессивным этапом связано формирование широких, хорошо разработанных в продольном и поперечном сечениях речных пра-долин. При последующем повышении базиса эрозии эти пра-долины были заполнены относительно мощной (до 80 м) существенно песчаной толщей речных, дельтовых и пляжево-прибрежных отложений талагайкинского горизонта западносибирской региональной стратиграфической схемы (на Ямале -- нижняя подсвита марресальской свиты). Нижнеплейстоценовые пески перекрываются алеврито-глинистой (лагунно-ваттовой) верхней подсвитой марресальской свиты. Дальнейшее развитие трансгрессии ледовитого бассейна определило накопление толщи существенно диамиктонового состава, кровля которой в пределах междуречий обычно не поднимается выше 140 (до 150 м) современных абсолютных отметок; в долинах пра-рек этой генерации, наследуемых современными крупными реками, это толща полностью или в большей части размыта. В песках и алевроглинах марресальской свиты встречен богатый и разнообразный в видовом отношении бореально-арктический комплекс моллюсков с Cyprina islandica, Mytilus edulis, Macoma baltica. Комплексы фораминефер отнесены В.И.Гудиной к арктобореальным казанцевского типа и арктическим

http://jurassic.ru/

харсоимского типа. Палинокомплексы отражают растительность березово-сосновых и березово-кедровых лесов с ольхой, елью и пихтой -- для времени накопления нижнемарресальской подсвиты и лесотундровые ландшафты — в период накопления диамиктонов верхней части литоцикла. В нижней подсвите встречены семенные флоры "диагональных песков" и "сизых суглинков" с Azolla interglacialica, характерные и для более молодых (тобольского, "миндель-рисского" и "ширтинского") горизонтов региональной схемы. Термолюминесцентные датировки этих отложений в низовьях Иртыша составляют соответственно 1,5 и 0,6 млн.лет.

7. Средний-поздний плейстоцен

Крупнейшее в Западной Арктике преобразование структурно-тектонического плана в конце среднего плейстоцена (карта 13.11) привело к полному изменению взаимного положения областей сноса и аккумуляции. Западно-Арктическая суша прекратила свое существование, а осадочный бассейн у южных ее границ испытал инверсию, и на его месте возникли низменные приморские равнины, а затем и водораздельные возвышенности с отметками свыше +200 м. Осадконакопление сместилось в пределы современных акваторий. Северные их части впервые за кайнозойскую историю стали областями морского осадконакопления. Теплые атлантические течения периодически получали доступ в центральные части современного шельфа, проходя в течение нескольких сотен тысяч лет вдоль северных окраин Евразии. Во второй половине среднего -- позднем плейстоцене наступила "эпоха бореальных трансгрессий" (350-70 тыс.лет назад).

В глубоких впадинах и желобах Норвежского и Западно-Арктического шельфа шло накопление глин и алевропелитов, а на более мелководных участках -- глинистых и песчанистых алевритов. В пределах Центрально-Баренцевского поднятия глинистые алевриты вскрыты грунтовыми трубками (Дружинина, Мусатов, 1989) и содержат обогащенные в видовом и количественном отношении комплексы бентосных и планктонных фораминифер, указывающие на развитие тепловодного морского бассейна с повышенной соленостью (Neogloboquadrina pachyderma, Cassidulina laevigata, Bulimina marginata, Melonis barleanus, Astrononion gallowayi, Elphidium albiumbilicatum и др.). Такие палеогидробиологические условия связываются с проникновением Гольфстрима в пределы не только Норвежского, но также Баренцева и Карского морей.

На их шельфах средне-верхнеплейстоценовые отложения формируют, по данным НСП, II сейсмоакустический комплекс (Крапивнер, Гриценко, Костюхин, 1986; 1988), повсеместно распространенный (за небольшими исключениями) в виде маломощного чехла. Собственно бореальным отложениям, видимо, соответствует нижняя сейсмопачка в составе этого комплекса, с горизонтально-слоистым типом записи. Мощность ее обычно не превышает 10-20 м.

В пределах Печорской внутриматериковой плиты в "бореальное" (казанцевское) время были сформированы морские террасы высотой 60 м, причем мощность песчано-алевритовых осадков этого возраста достигает 60-80 м. В то же время на Кольском п-ове абс.отм, "бореальных морских" террас достигают 140-160 м, на Новой Земле -- 180-300 м (Красножен и др., 1986), а на п-ове Канин -- 140 м (Мусатов, 1988). Это объясняется прерывистым воздыманием этих положительных морфоструктур в "бореальную" эпоху новейшего этапа развития Западно-Арктического шельфа (Zarkhidze, Samoilovich, 1989). На Кулойском плато в интервале абс. отм, 70-130 м встречен прямо с поверхности маломощный плащ песчано-галечных осадков площадью как минимум, 1500 км^2, с богатейшим комплексом бореальных моллюсков. Такой же комплекс малакофауны обнаружен на п-ве Канин на высотах 120-140 м. Никаких следов перекрывающих их ледниковых осадков не обнаружено.

В Западной Сибири — послемарресальская среднеплейстоценовая регрессия была относительно неглубокой (пра-долины этой генерации врезаны максимально до минус 15 м на широтах Новый Порт -- Мыс Каменный, п-ов Ямал), но достаточно продолжительной. Самостоятельность каждого из смежных литоциклов однозначно устанавливается в районах возвышенностей Мужинский Урал (Нижнеобский район), Белогорский Материк (примыкает с юга к южной рамке карты) и др. Верхний гипсометрический предел распространения бассейна трансгрессивного этапа намечается в пределах до 100-110 м современных абсолютных отметок (Генералов, Кузин, 1979). Суглинисто-супесчанистая диамиктоновая пачка верхней части литоцикла, сформированная в этом бассейне, имевшая относительно ограниченные площади первоначального распространения, мало сохранилась от последующего размыва. По скв.2 профиля Мужи-Тильтим суглинисто-диамиктоновая толща этого литоцикла содержит своеобразную ассоциачию фораминифер с Rotalia beccarii L. (определения В.И.Гудиной и З.И.Холодовой). По мнению И.Н.Семенова, ассоциация в целом напоминает "бореальный" комплекс о-ва Колгуев. Фауна остракод из нижней пачки литоцикла с Leptocythere clutha, L. cristata и Fractileberis multa включает более 10 видов, встречающихся в современных морях вдоль побережья Европы (включая баренцевоморское) на глубинах от 11 до 220 м. По сумме геолого-геоморфологических и палеонтологических данных, отчасти по датировкам физическими методами, рассматриваемый литоцикл коррелируется (в значительной мере условно) с "древним эемом" (170-230 тыс.лет), хотя многие авторы относят эти отложения к "молодому эему" (110-130 тыс.лет, изотопная стадия 5-е).

Уран- иониевый анализ раковин бореальных моллюсков из разрезов Мезени, Северного Тимана, Канина и Новой Земли, выполненный в лабораториях ЛГУ (Х.А.Арсланов) и Геологической Службы ФРГ, показал их принадлежность к периоду, сопоставляемому с 7-й, 6-й и 5-й изотопными стадиями. Результаты подобного же

http://jurassic.ru/

анализа раковин бореальных моллюсков, полученные В.А.Зубаковым из бассейна р.Енисей (320 и 230 тыс.лет, Упсала, Швеция), позволяют понизить нижнюю границу "эпохи бореальных трансгрессий" в основание 9-й изотопной стадии и, таким образом, воссоздать палеогеографическую ситуацию, подобную той, которая была получена для трех эемских трансгрессий Западной Европы и Норвежского шельфа в рамках 9-й, 7-й и 5-й изотопных стадий.

8. Поздний плейстоцен и голоцен

Переходя к описанию валдайского (вюрмского) времени, следует отметить, что в последние годы стала очевидной тенденция к представлениям о меньших, чем считалось ранее, масштабах ранневалдайского (вислинского, зырянского) оледенения. Оно, очевидно, не выходило в Западной Арктике за пределы горных районов Кольского п-ва, Скандинавии, Полярного Урала и архипелагов.

Палеогеография средневалдайского (каргинского в Западной Сибири) времени воссоздается, как правило, на основании радиоуглеродных датировок из разрезов аллювиальных, озерных и морских отложений (в интервале 48-33 тыс.лет). Но, как известно, возможности этого метода за пределами голоцена весьма проблематичны. На шельфе нижне (?)-средневалдайские отложения слагают среднюю сейсмопачку в составе сейсмоакустического горизонта П, характеризующуюся неясно-слоистым типом записи. Отложения этого времени формировались в ледово-морских условиях, причем дрейфующие льды поставляли в осадки значительное количество грубообломочного материала. По данным грунтового пробоотбора, они представлены преимущественно серыми алевритовыми глинами и чистыми их разностями (Баренцевская..., 1988) с гравием и галькой. Осадки содержат обедненные в видовом и количественном отношении комплексы микрофауны (Дружинина, Мусатов, 1989), но помимо арктических видов встречаются формы, указывающие на ограниченное влияние арктических вод в Центрально-Баренцевской впадине: на западе Баренцевоморского шельфа в комплексах фораминифер присутствует планктон, идентичный встреченному в относительно гепловодных и глубоководных районах бассейна Норвежского моря.

На побережье Печорского моря в ранне-средневалдайскую эпоху были сформированы морские террасы высотой 18-20 м и до 40 м (Данилов, 1978). Трансгрессия этого времени была многофазовой. Наиболее дискуссионными являются проблемы палеогеографии позднего валдая вообще и "сартанского" (поздневисконсинского) оледенения в частности. Данная эпоха ознаменовалась последней коренной перестройкой структурно-неотектонического плана Западно-Арктического шельфа, в результате которой и был окончательно сформирован современный морфоструктурный план шельфа и ансамбль отдельных блоков земной коры в виде седиментационных бассейнов Норвежского, Баренцева, Белого и Карского морей и сводово-купольных архипелагов в их пределах.

Такая неотектоническая перестройка совпала с поздневюрмской (сартанской) гляциоэвстатической регрессией, которая достигла максимума (-120 -- -140 м) 18000 лет назад (карта 13.12). Ряд исследователей (Гросвальд, 1983) соотносит с ней образование и развитие на Арктической суше огромного ледникового щита, продвинувшегося на приморские равнины севера Евразии. Но в их построениях, прежде в сего, весьма сомнителен механизм заполнения льдом шельфа за счет одновременного накопления снега на поверхности и промерзания морской воды снизу. Даже в современных условиях, очень далеких от оптимальных, максимальная толщина многолетнего льда в Карском море не превышает 3-3,5м. На островах Западной Арктики отсутствуют следы поздневалдайских ледников, значительно превышающих по размерам голоценовые. Так, на Шпицбергене морены стадии семмельсдален (сартанские) фиксируются в троговых долинах на расстоянии всего несколько км от края современных ледников, зачастую не доходя даже до верховий фиордов. На архипелагах Новая Земля и Северная Земля сартанское оледенение вообще уступало по размерам голоценовому. В этих условиях говорить о гляциоизостатической природе голоценовых поднятий не приходится, хотя сами поднятия достигают на Свальбарде амплитуды 140 м при максимальной скорости воздымания 70м/тыс.лет на отрезке 10-9 тыс.лет назад (Мусатов, 1989). По мнению авторов подобное "катастрофическое" поднятие было сопряженным с не менее интенсивными погружениями в областях прилегающих океанических впадин и этим обусловлено. Согласно выводам Д.В. Семевского (1967), сартанское оледенение было горно-долинным на западе архипелага и полупокровным - на востоке. В максимум сартанского оледенения на архипелаге Новая Земля были широко развиты перигляциальные обстановки накопления озерно-аллювиальных и озерно-болотных толщ в интервале 15310 - 650 -- 8210 - 90 лет назад (14С-датировки торфа ЛУ -- 1446, 1462, 1464, 1466, 1187, 2006) на гипсометрических уровнях от +100 м до современного 0 м и ниже. Подобные природные обстановки, видимо, были характерны для Северной Земли, Таймыра, п-вов Ямал и Гыдан.

Радиоуглеродные датировки морских и континентальных отложений в Западной Арктике на последние 18-20 тыс.лет настолько "плотны", что просто не оставляют времени для развития Панарктического ледникового щита М.Г. Гросвальда. И, наоборот, совершенно непонятым становится отсутствие на Баренцево-Карском шельфе высокой суши, к возникновению которой должны были бы привести компенсационные гляциоизостатические воздымания после деградации столь колоссального покровного оледенения.

В результате детального анализа батиметрии, сейсмоакустических данных и эхограмм, проведенного Б.Г.Федоровым и Е.Е.Мусатовым, были выявлены фрагменты речных палеоврезов последней генерации,

http://jurassic.ru/

показанные авторами на соответствующей карте. Они позволили воссоздать картину центробежных систем палеодолин, свидетельствующих об архипелаго-островных условиях на шельфе в эпоху их формирования. Это подтверждается наличием в глубоких впадинах и прогибах шельфа непрерывных разрезов морских и ледниково-морских осадков поздне-плейстоцен-голоценового возраста. Учет материалов советских ("Арктический шельф...", 1987) и норвежских исследователей (Solheim, Kristoffersen, 1984; Vorren, Hald, Lebesbye, 1988), указывающих на развитие ледниковых отложений и форм рельефа на шельфе, позволил предположить широкое распространение лишь локального (островного) оледенения, по типу Североземельского, масштабы которого контролировались в сартанское время очертаниями положительных морфоструктур Норвежского и Баренцевского шельфов, а в начале голоцена -- интенсивным изменением морфоструктурного плана. Для формирования таких ледников в Карском море в условиях столь обширной суши, очевидно, просто не хватало влаги.

Ледниковые отложения поздневюрмского (сартанского) возраста на шельфе формируют на сейсмограммах верхнюю сейсмопачку в составе II сейсмоакустического комплекса. Они характеризуются хаотической сейсмозаписью и образуют на дне до глубин 100-150 м локальные тела типа конечных морен относительной высотой до 15-20 м. Последние прекрасно выражены в современном донном рельефе на подводных склонах Свальбарда, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Кольского п-ва, а также в пределах Медвежинско-Надеждинской структурной террасы и поднятий Центрально-Баренцевского, Адмиралтейства, Гусиного, Альбанова и Центрально-Карского (Мусатов, 1989). В районе Фенноскандии, Кольского п-ова могло формироваться оледенение полупокровного типа. Многочисленные поздневалдайские конечные морены установлены на Беломорском шельфе, где, согласно выводам М.А.Спиридонова и др. (1980), материковые льды могли перекрывать впадину Белого моря. Ледники Скандинавского центра оледенения распространялись по троговым долинам и фиордам далеко на Норвежский шельф (Vorren, Hald, Lebesbye, 1988). По данным грунтового пробоотбора, морены последнего оледенения на шельфе сложены чаще всего песчано-алевритоглинистыми диамиктонами с включениями дресвы, щебня и валунов местных докайнозойских пород. Среди кластического материала доля неокатанных обломков достигает 98-100%.

На востоке Западно-Арктического региона господствовали чрезвычайно суровые и сухие климатические обстановки. Обширные равнины севера Евразии представляли собой полярную пустыню, где в субаэральных условиях формировалась мощная криолитозона. Затем в условиях прогрессирующего потепления произошла активизация рельефообразующих процессов, которые в пределах Западно-Сибирской и Печорской плит в начале голоцена многократно усилилась за счет термокарста и солифлюкции.

Терригенный материал в виде оползней и пролювиальных конусов выноса аккумулировался у подножий водоразделов на прибортовых участках речных долин, начавших свое активное возрождение в голоцене. Повышение уровня моря в голоцене вызвало интенсивное переформирование осадков сначала в низовьях (в пределах воздействия фландрской трансгрессии), а затем и на всем протяжении речных долин. Все это привело к образованию в ряде районов диамиктонов долинного типа, иногда некорректно принимаемых за морены еще одного оледенения. Примером подобных образований является т.н.,"морена стадии Мархида", описанная в низовьях долины Печоры А.С. Лавровым и содержащая стволы берез и ольхи, датированных пребореальным периодом голоцена (^{14}C даты - 9110 + 60 - 9310 + 60 лет).

Позднеплейстоцен-голоценовая трансгрессия началась на шельфе 15-12 тыс.лет назад. На ее начальных этапах в желобах и впадинах формировались осадки типа ленточных глин, затем -- нормальные морские алевриты и пелиты, а на поднятиях и мелководьях -- алевро-песчаные и гравийно-галечные разности. Голоценовые осадки формируют на шельфе 1 сейсмоакустический комплекс, который выражен на сейсмограммах лишь до глубин 100-150 м, где он опирается на сартанские палеоврезы (при мощности свыше 5 м, т.е. разрешающей способности НСП). На сейсмограммах он характеризуется акустически прозрачной, реже -- горизонтально-слоистой записью.

В осадках начальной фазы трансгрессии отмечена обильная микрофауна, свидетельствующая об изменчивости гидробиологических условий при очередном влиянии теплых атлантических вод. В результате перестройки морфоструктурного плана и по мере развития голоценовой трансгрессии в бассейне изменялись генеральные направления движения струй атлантических течений, которые постепенно смещались из западных и центральных частей шельфа, где был, как указывалось, обнаружен планктон Норвежского моря, на юг, и в настоящее время они проходят уже вдоль современных побережий. На подводных возвышенностях с интенсивным гидродинамическим режимом с начала голоцена и по настоящее время продолжается формирования эдафогенных осадков за счет размыва палеозойских, мезозойских и палеогеновых пород, что свидетельствует о непрекращающейся неотектонической активности Западно-Арктического и Норвежского шельфов. Это же подтверждается и сейсмичностью современных грабен-желобов и фиордовых побережий.

Таким образом, можно заключить, что окончательное оформление Норвежского, Баренцева, Белого и Карского морей началось не ранее конца плейстоцена - голоцена и продолжается в настоящее время.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время (Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др.) -- М.: Наука, 1987, 278 с.

Барановская О.Ф., Зархидзе В.С. Биостратиграфические аспекты кайнозойской истории Арктического шельфа (фораминиферы, моллюски). -- В кн.: Геологические события плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. -- Уфа, 1985, с.16-32.

Баренцевская шельфовая плита. Изд. "Недра", Л., 1988. Тр. ВНИИОкеангеология ПГО "Севморгеология", т.196, 262.с.

Батурин Д.Г. Западная континентальная окраина архипелага Шпицберген. Тектоника и седиментация. -- В кн.: Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. -- Л.,: ПГО "Севморгеология", 1986, с.123-135.

Батурин Д.Г., Юнов А.Ю. Седиментационная цикличность Южно-Карской синеклизы по сейсмическим данным. В кн.: Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М. "Наука", 1989, с.197-206.

Бро Е.Г., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З., Армишев А.М. и др. Параметрические скважины на острове Колгуев. Сов. геология, N 3, 1988, с.82-88.

Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном (отв.ред. В.М.Котляков, М.Г.Гросвальд). -- М.: Наука, 1987, 248 с.

Генералов П.П., Кузин И.Л. К проблеме оледенения Западной Сибири. -- В кн.: Вопросы геологии кайнозоя и инженерной геологии. -- М., 1979, с.10-23.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, т.9, Моря Советской Арктики. Изд. "Недра", Л., 1984, 280с.

Геология дна Мирового океана. Атлантика. Биостратиграфия и тектоника (результаты бурения в 38-м рейсе "Гломар Челленджер") (отв.ред. Г.Б.Удинцев). -- М.: Наука, 1982, 208 с.

Грамберг И.С., Ронкина З.З. Верхнеюрская формация "черных глин" Советской Арктики-состав и условия образования. Советская геология, N 6, 1988, с.94-99.

Грамберг И.С., Полькин Я.И., Сороков Д.С., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап палеогеографического развития. В кн.: Палеогеография центральной части Советской Арктики. Труды НИИГА, том 150. Изд. "Недра", Ленинградское отд. Л. 1967, с.123-193.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. -- М.: Наука, 1983, 216 с.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. -- М., МГУ, 1978, 198 с.

Дибнер В.Д., Разин В.К., Ронкина З.З. Литология и условия формирования мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа. Труды ин-та геол. Арктики.Л., 1962, т.121, с.44-74.

Дружинина Н.И., Мусатов Е.Е. Новые данные по стратиграфии верхнекайнозойских отложений Баренцева моря. -- В кн.: Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии северных морей. -- Апатиты, КНЦ АН СССР, 1989, с.27.

Зайонц И.Л., Демус С.И., Федоров В.В. Стратиграфия кайнозоя севера Западной Сибири. -- В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. -- Л., ПГО "Севморгеология", 1986, с.90-99.

Зархидзе В.С. История развития фауны морских моллюсков приатлантического сектора Арктики в позднем кайнозое. -- В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. -- Л., 1970, с.156-194.

Зархидзе В.С. Новейший этап развития Арктического шельфа. -- В кн.: Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. -- М.: Наука, 1985, с.58-65.

Зархидзе В.С., Красножен А.С. Опыт выделения полигенетических поверхностей выравнивания на севере Тимано-Уральской области. -- Изв. Коми филиала ГО СССР, 1973, вып.16, с.97-105.

Калантар И.З., Танасова С.Д. Фациальные критерии при стратификации континентальных отложений триаса. Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л., ВНИГРИ, 1988, с.127-133.

http://jurassic.ru/

Карцева Г.Н., Образцова В.П., Преображенская Э.Н., Фещенко Н.И.
Триасовые отложения восточной части Енисей-Хатангского прогиба. В сб.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Изд. НИИГА. Л., 1981, с.119-127.

Копылова Т.Н., Красильщиков А.А. Норвежско-Гренландская потенциально нефтегазоносная провинция. В кн.: Нефтегазоносность Мирового океана. Изд. ПГО "Севморгеология". Л. 1984. с.60-72.

Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южнобаренцевского региона. -- В кн.: Кайнозой шельфа и островов Совевтской Арктики. -- Л., ПГО "Севморгеология", 1986, с.7-14.

Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевского региона. -- В кн.: Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. -- М.: Наука, 1988, с.103-124.

Красножен А.С. История новейшего развития южной части Новой Земли.
-- В кн.: Геология Южного острова Новой Земли. -- Л., 1982, ПГО "Севморгеология", с.100-108.

Красножен А.С., Барановская О.Ф., Зархидзе В.С., Малясова Е.С.
Стратиграфия и основные этапы развития архипелага Новая Земля в кайнозое.
-- В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. -- Л.: ПГО "Севморгеология", 1986, с.23-26.

Кунин Н.Я., Иогансон Л.И., Дмитриева Г.А. Строение триасовых отложений Западной Сибири по геофизическим данным. Бюлл. МОИП отд. геол., 1986, т.6, с.10-21.

Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. -- Л.: Недра, 1973, 160 с.

Месежников М.С., Балабанова Т.Ф., Веренинова Т.А. и др. Палеогеография севера СССР в юрском и меловом периодах. В кн. Вопросы палеогеогр. и палеобиогеогр. мезозоя севера СССР. Л., 1971, Тр. ВНИГРИ, вып. 304, с.127.

Мусатов Е.Е. Условия накопления морских верхнекайнозойских отложений средней части п-ва Канин. -- В кн.: Геология и геохимия железомарганцевых конкреций Мирового океана". -- Л.: ПГО "Севморгеология", 1988, с.116-124.

Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое.
-- Геоморфология, 1989, N 3, с.76-84.

Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики (под ред. И.С.Грамберга, Ю.Н.Кулакова). -- Л., Тр. ПГО "Севморгеология, т.190, Недра, 1983, 263 с.

Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Изд. "Наука", Новосибирск, 1983. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 573, с.189.

Преображенская Э.Н., Школа И.В., Сергеев Д.В., Можаева О.В.
Вещественный состав и условия формирования триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения). Вкн.: Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., ПГО "Севморгеология, 1985. с.74-86.

Пущаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана. -- Геотектоника, 1976, N 2, с.3-14.

Пчелина Т.М. Новые данные по пограничным слоям триаса и юры на архипелаге Свальбард. -- В кн.: Геология осадочного чехла архипелага Свальбард. Л., НИИГА, 1980, с.44-60.

Пчелина Т.М. Новые данные по стратиграфии мезозоя архипелага Шпицберген. Л., 1983, ПГО "Севморгеология", с.121-141.

Пчелина Т.М. История мезозойского осадконакопления на Шпицбергене и прилегающем шельфе Баренцева моря. В кн. "Тезисы докладов 1 Всесоюзной школы "Стратигр. и литол. осад. чехла Мирового океана". т.2. Литология, 1984, М., с.153-154.

Пчелина Т.М. История триасового осадконакопления на Шпицбергене и прилегающем шельфе Баренцева моря. Вкн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л., ПГО "Севморгеология", 1985, с.135-155.

http://jurassic.ru/

Пчелина Т.М. Минералогические критерии палеогеографии мезозойских отложений архипелага Шпицберген. Вкн.: Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. Л., ПГО "Севморгеология". 1986, с.60-76.

Рельеф и донные отложения Норвежско-Гренландского бассейна. -- Тр. ПИНРО, вып. XIII, Мурманск, 1979, 163 с.

Ронкина З.З., Вишневская Т.Н. Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера центральной Сибири. Вкн.: Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л. Изд. НИИГА, 1977, с.30-36.

Ронкина З.З., Вишневская Т.Н., Ефремова В.И. Вещественный состав мезозойских отложений о.Колгуев. Вкн.: Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., ПГО "Севморгеология", 1985, с.59-73.

Сазанова И.Г. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы. В кн.: Мезозойские и третичные отложения центральной области Русской платформы. Госгеолтехиздат, М., 1958, с.31-135.

Сакс В.Н., Ронкина З.З. Новые данные о развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. Геология и геофизика N 10. Изд. СО АН СССР, 1979, с.3-15.

Самойлович Ю.Г., Рождественская И.И., Федоров И.П., Петрунин Л.Н.
Новые данные по стратиграфии малых островов Карского моря. В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л. НИИГА, 1981, с.66-85.

Самойлович Ю.Г. Погребенная речная сеть на акватории Баренцево-Карского шельфа. -- В кн.: Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. -- Л.: ПГО "Севморгеология", 1982, с.5-9.

Семевский Д.В. Плейстоценовые отложения Шпицбергена. -- В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. -- Л.: НИИГА, 1967, с.216-224.

Слободин В.Я., Таманова С.В. Комплексы фораминифер из донных отложений Карского моря и их значение для изучения режима новейших движений. -- В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. -- Л.: НИИГА, 1972, с.23-35.

Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря. -- Сов. геология, 1980, N 4, с.45-55.

Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. -- Л.: Наука, 1976, III с111.

Устрицкий В.И. Триасовые верхнепермские отложения полуострова Адмиралтейства (Новая Земля). Вкн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л., ПГО "Севморгеология", 1981, с.55-65.

Черкесов О.В., Бурдыкина М.Д. Стратиграфия мезозоя Новой Земли по находкам переотложенной фауны. В кн. Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. Л., ПГО "Севморгеология", 1981, с.85-99.

Черкесов О.В., Макаров К.К. Объединенные верхнепермские и нижнетриасовые красноцветные отложения на полуострове Гусиная Земля. Вкн.: Геология Южного острова Новой Земли. Л., ПГО "Севморгеология", 1982, с.47-57.

Эльдхольм О., Майр А.М., Сундвор Е. Строение и развитие континентальной окраины Норвежско-Гренландского моря. -- Докл. 27 МГК, Т.7, М., 1984, с.37-50.

Caselli F. Oblique-slip tectonics Mid-Norway Shelf. -- In: Petroleum Geology of North West Europe, J. Brooks and K. Glennie, eds., p.1049-1063, 1987.

Clark D.L. Geological history of the Arctic Ocean Basin. -- In: Canada's Continental Margins. -- Calgary, Alberta, Can.Soc. of Petroleum Geology, 1975, p.501-524.

Dalland A., Worsley D., Ofstad K.A. A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway. -- NPD bulletin, N 4, Oljedirektorates, 1988, 65 p.

Drewry D. Glacial geologic processes. Cambridge, 1986, 286 p.

Kristoffersen Y., Milliman J.D., Ellis J.P. Unconsolidated sediments and shallow structure of the Northern Barents Sea. -- Norsk Polarinstitute, Skrifter N 180, Oslo, 1984, p.25;29.

http://jurassic.ru/

Lamb H.H. The role of atmosphere and oceans in relation to climatic changes and growth of ice sheet on land. -- Problems of paleoclimatology, L., etc., 1964.

Larsen V. B. Tectonic and stratigraphic evolution of the conjugate Norwegian-Greenland Margin. Terra Abstracts, v.1, N1, 1989, p.21 (EUG V, Strasburg, March 1989.

Matthews J.V. Plant macrofossils from the Neogene Beafort Formation on Banks and Meighen Islands, District of Franklin. -- In: Current Research, Part A, Geol. Survey of Canada, Paper 87-1A, 1987 p.73-87.

Mork A., Embry A.F., Weitschat W. Triassic transgressive-regressive cycles in Sverdrup basin, Svalbard and the Barents shelf. 1988, Publ. Contin. Shelf Inst. (IKU), p.22-24.

Solheim A., Kristoffersen Y. Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history. -- Norsk Polarinstitute, Oslo, Skrifter N 179B, Oslo, 1984, p.3-26.

Sundvor E. Seismic refraction and reflection measurements in the Southern Barents Sea. -- Marine Geology, 1974, v.16, N 5, p.255-273.

Vogt P., Ostsenso N. Reconaissance geophysical studies in Barents and Kara Seas -- In: The Earth's crust and upper mantle. -- Geophys.Monogr. 13, Amer.Geophys. Union, W.D.C., 1969, p.125-133.

Vorren T.O., Hald M., Lebesbye E. Late Cenozoic environments in the Barents Sea. -- Paleoceanography, 1988, v.3, N 5, 601-612.

Woien H., Bugge T., Rokoengen K. Bedrock geology Haltenbanken, map B500T 6406, Publ. Contin. Shelf Inst. (IKU) Norway, 1984.

Worsley D., Johansen R., Krinstensen S.E. The Mesozoic and Cenozoic succession of Tromsoflaket. Norwegian Petrol. Directorate, 1988, Bull. N4, p.42-65.

Zarkhidze V.S., Samoilovich Yu.G. Late Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Barents Sea. -- In: The Arctic Seas. Climatology, Oceanography, Geology and Biology. -- N.Y., Van Nostrand Reinhold Company, ed. by Y. Herman, 1989, p.721-728.

Zarkhidze V.S. The geologic history of the North Icy (Arctic) Ocean through the Cenozoic. -- Arctic, 1991, in press.

http://jurassic.ru/

FIGURE 13.1 Palaeogeographic scheme for the Neogene and Quaternary

РИСУНОК 13.1 Палеогеографическая схема неогена и квартера (по данным сейсмостратиграфического анализа)

http://jurassic.ru/

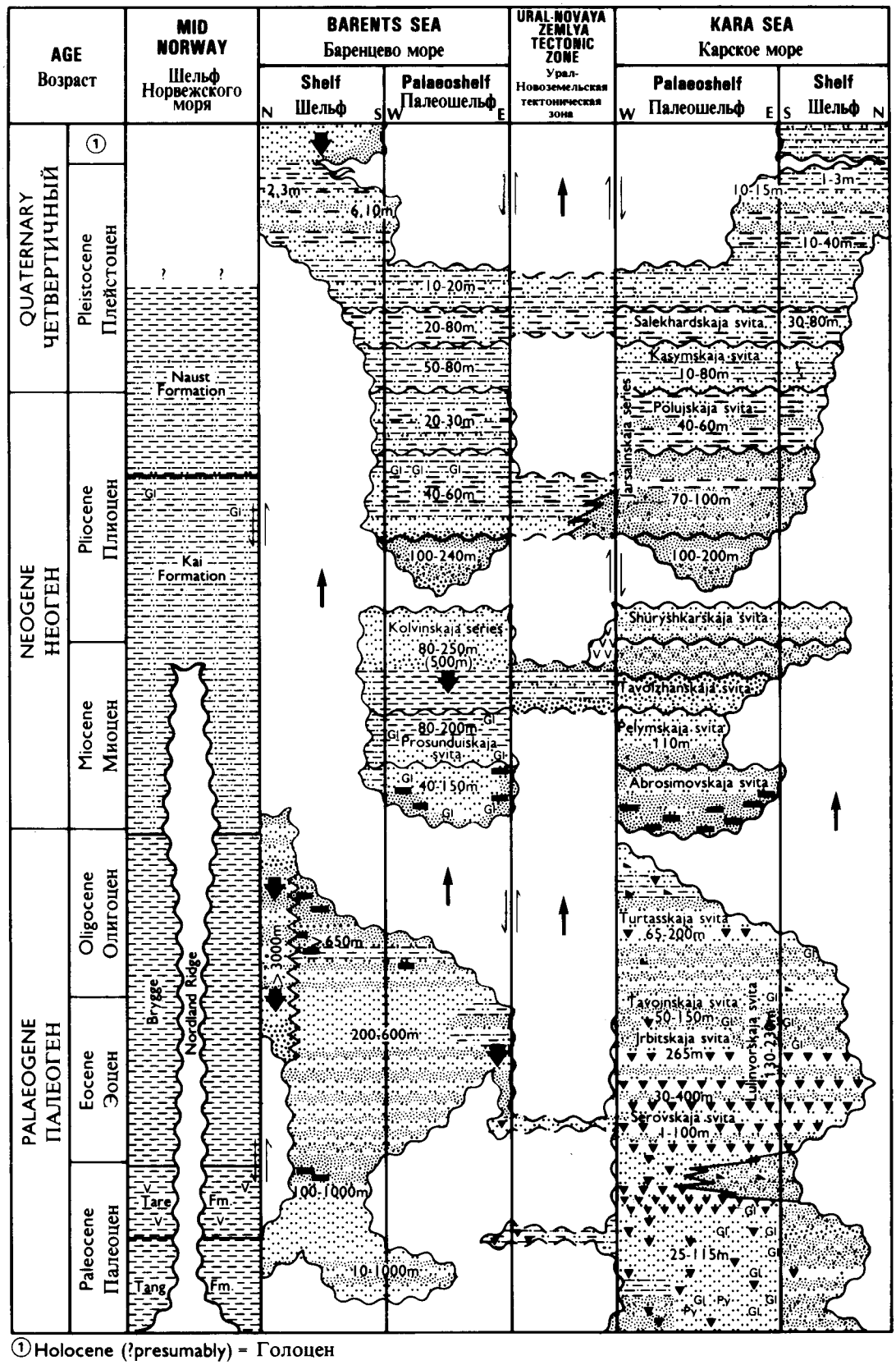


FIGURE 13.2 Generalised lithostratigraphic columns of the West Arctic and Norwegian Shelves for the Cenozoic

РИСУНОК 13.2 Обобщенные литостратиграфические разрезы кайнозойских отложений Западно-Арктического и Норвежского шельфов

http://jurassic.ru/